



Tempus

МІНІСТЕРСТВО ОСВІТИ І НАУКИ УКРАЇНИ
Одеський державний екологічний університет

А. М. Польовий, А. І. Гуцал, О. О. Дронова

ГРУНТОЗНАВСТВО

Підручник

Затверджено
Міністерством освіти і науки,
молоді та спорту України
як підручник для студентів
вищих навчальних закладів

511390-TEMPUS-1-2010-1-SK-TEMPUS-JPCR

Одеса
«Екологія»
2013

УДК 631.4 : 551.5
ББК 40.3
П49

Рецензенти:

д. геогр. н., проф. *В. І. Михайлюк*;
д. с.-г. н., проф. *В. Я. Щербаков*

Гриф надано Міністерством освіти і науки, молоді та спорту України
(лист № 1/11-16190 від 17.10.2012 р.)

Польовий, А. М.

П49 Грунтознавство : підручник / А. М. Польовий, А. І. Гуцал, О. О. Дронова ; МОН України ; Одес. держ. еколог. ун-т. — Одеса : Екологія, 2013. — 668 с.

ISBN 978–966–8740–94–7

Підручник «Грунтознавство» розраховано на студентів, магістрів та аспірантів агрометеорологічного та екологічного факультетів. Цей підручник може бути також корисним для студентів сільськогосподарських вузів та спеціалістів, що працюють в галузі агрометеорологічного забезпечення сільського господарства.

В ньому викладено походження, склад, властивості та географія розповсюдження ґрунтів України, їх раціональне використання та заходи боротьби з ерозією, забрудненням агрохімікатами і важкими металами, освітлюються питання основ агрохімії.

Видання підготовлено в рамках проекту 511390-TEMPUS-1-2010-1-SK-TEMPUS-JPCR «Система управління для навчальних програм, пов'язаних із вивченням навколишнього середовища».

Проект фінансується за підтримки Європейської Комісії. Зміст даної публікації є предметом відповідальності авторів і не відображає точку зору Європейської Комісії.

УДК 631.4 : 551.5
ББК 40.3

ISBN 978–966–8740–94–7

© Одеський державний
екологічний університет, 2013

ПЕРЕДМОВА

Значення ґрунту для людського суспільства важко переоцінити. Якщо на ранніх етапах розвитку людства ґрунт мав другорядне значення, так як забезпечував людину продуктами харчування за рахунок дикоростучої рослинності, то після переходу до землеробства ґрунт стає одним з основних джерел продуктів харчування. Тому-то людина праці завжди з глибокою повагою ставилась до цього природного багатства, люб'язно називаючи його «ленькою».

Ґрунтовий покрив разом з рослинним має велике значення для збереження біосфери, якості та чистоти повітря, води, їж, здоров'я населення. Разом з рослинами він бере активну участь у виробництві необхідної для людини біологічної продукції, в акумуляції та розподілі космічної енергії у процесі фотосинтезу, забезпеченні оптимального балансу кисню в атмосфері, а також є екраном, який запобігає геохімічному стоку в світовий океан з біосфери важливих хімічних біосферних елементів. Крім того ґрунтовий покрив відіграє роль фізико-хімічного і біологічного поглинача та нейтралізатора багатьох речовин, які забруднюють середовище.

Ґрунт являє з себе надзвичайно особливе природне утворення, для якого притаманні особлива будова, склад та властивості. Найважливішою властивістю ґрунту є його родючість, тобто здатність забезпечувати ріст та розвиток рослин. Ця властивість ґрунту становить надзвичайну цінність для життя людини та усіх організмів, що живуть на суші.

Ґрунтознавство є широкою природничо-історичною дисципліною. При вивченні процесу ґрунтоутворення та властивостей ґрунту виявляється, що воно тісно пов'язано з геологією, мінералогією, фізикою, хімією, мікробіологією, біологією, метеорологією, біохімією, кліматологією.

В той же час ґрунтознавство є важливою фундаментальною наукою, підставою для землеробства, рослинництва, агрохімії, агрометеорології, охорони навколишнього середовища.

Підручник «Ґрунтознавство» призначений для студентів природничого напрямку підготовки агрометеорологів, агроекологів, екологів тощо.

Структурно він поділений на п'ять частин: перша частина включає теоретичні основи ґрунтознавства, друга – склад, властивості та режими ґрунтів, третя частина описує генезис, класифікацію та сільськогосподарське використання ґрунтів України, у четвертій частині освітлюються питання охорони ґрунтів, п'ята частина розглядає основні питання агрохімії.

У другій частині докладно представлені моделі водно-теплового

режиму ґрунтів як складової частини системи «ґрунт – рослина – атмосфера» та практичні аспекти використання цих моделей, а саме: розрахунки водних та теплових потоків у ґрунті, водного потенціалу, випаровування, які є необхідною умовою для розробки моделей пересування ґрунтової вологи, теплових потоків, а також для створення моделей розрахунку умов формування продуктивності сільськогосподарських культур.

Автори вважали за доцільне підготувати підручник який би відповідав типовій програмі з даного курсу для студентів природничого профілю. Вони заздалегідь вдячні всім зацікавленим у такому виданні, а також за надіслані на адресу авторів критичні зауваження стосовно змісту і характеру подання матеріалу для поліпшення його у майбутньому.

Дякуємо рецензентам, зауваження і пропозиції яких дозволили значно вдосконалити підручник.

Автори також складають глибоку подяку завідувачці редакційного відділу ОДЕКУ О.Д. Соколенко та старшому науковому співробітнику Л.І. Польовій за цінні зауваження і поради при оформленні роботи.

ВСТУП

У навколишньому світі є багато дивовижних явищ. Деякі з них привертають нашу увагу своєю надзвичайністю. Інші здаються нам настільки звичайними, що не викликають ні здивувань ні особливої зацікавленості. А, між іншим, варто лише уважно придивитися до них, як вони вразять нашу свідомість і примусять глибоко замислитися.

Ось до таких надзвичайних, унікальних природних утворень відноситься ґрунт. Насправді, хіба не диво, що цей не примітний на перший погляд сіруватий поверхневий шар земної суші є головним джерелом і основою виробництва продуктів харчування та сировини для багатьох галузей народного господарства.

Після переходу до землеробства ґрунт стає одним з основних джерел людської діяльності.

Разом з рослинністю ґрунтовий покрив має велике значення для збереження біосфери, якості та чистоти повітря, води, їжі, здоров'я населення. Поряд з рослинами ґрунт приймає активну участь у виробництві необхідної людині біологічної продукції, в акумуляції та розподілі космічної енергії у процесі фотосинтезу, забезпеченні оптимального балансу кисню в атмосфері, а також є екраном, який запобігає геохімічному стоку в світовий океан з біосфери важливих біохімічних елементів. Крім того ґрунтовий покрив відіграє роль фізико-хімічного і біологічного поглинача та нейтралізатора багатьох речовин, які забруднюють середовище.

Що ж таке ґрунт?

В сучасному ґрунтознавстві вживається таке визначення ґрунту: *ґрунт* – це складна поліфункціональна і полікомпонентна відкрита багатofазна структурна система в поверхневому шарі вивітрювання гірських порід, яка є комплексною функцією гірської породи, організмів, клімату, рельєфу та часу і наділена специфічною властивістю – родючістю.

Під родючістю ґрунту розуміють його здатність задовольняти потребу рослини в елементах живлення, воді, забезпечувати їх кореневі системи повітрям, сприятливими фізичними умовами і фізико – хімічним середовищем.

В ґрунті та у верхніх горизонтах породи відбувається біологічний кругообіг речовин. Рослини добувають з товщини породи необхідні їм поживні елементи, які спочатку накопичуються в живій речовині, а після відмирання рослини потрапляють в верхні шари ґрунту. Тут рослинні рештки піддаються переробці спочатку ґрунтовими тваринами, а потім численними мікроорганізмами. В результаті складних біохімічних процесів утворюється специфічна для ґрунту речовина – гумус. Гумус

виконує роль носія родючості ґрунту, в ньому сконцентрована найактивніша частина сонячної енергії, яка накопичується в ґрунті.

Ґрунт з його запасами гумусу, певною структурою, родючістю є найціннішим природним ресурсом. Як відзначає В.А. Ковда, ґрунтовий покрив Землі – найважливіший компонент екологічних систем суші і біосфери в цілому. Ґрунтова оболонка являє собою незамінну частину механізму біосфери, є фіксатором, акумулятором і розподільником енергії через фотосинтез рослин, екраном, який утримує в біосфері найважливіші елементи від геохімічного стоку в океан і пустелі, універсальним біологічним поглиначем, руйнівником і нейтралізатором різних забруднювальних речовин.

Знаходячись на межі дотику та взаємодії планетарних оболонок Землі – літосфери, атмосфери, гідросфери – і розвиваючись в результаті їх взаємодії, трансформованої через активну (при житті) і пасивну (після відмирання) діяльність наземних організмів, ґрунт відіграє специфічну роль в цій складній системі геосфер, формуючи особливу геосферу – ґрунтовий покрив Землі.

Одночасно, за визначенням академіка В.І. Вернадського, ґрунт є компонентом біосфери – області розповсюдження життя на Землі.

Будучи породженим навколишнім середовищем, з одного боку, ґрунт, з іншого боку безпосередньо впливає на навколишнє середовище в глобальних масштабах.

Так, з появою ґрунту в розвитку літосфери настав якісно новий етап, який полягав:

- в біологічному перетворенні її верхніх шарів;
- передачі акумуляованої сонячної енергії в глибокі шари літосфери;
- постачанні речовин для утворення мінералів, порід, корисних копалин;
- захисті літосфери від надмірної ерозії.

Взаємодія ґрунту з водами Землі – важлива складова частина в розвитку і функціонуванні гідросфери. При його безпосередній участі відбувається:

- трансформація поверхневих вод в ґрунті;
- участь у формуванні річкового стоку;
- підвищення біопродуктивності водоймищ за рахунок принесення сполук ґрунту;
- захист акваторій від забруднення.

З атмосферою взаємодія ґрунту відбувається через:

- поглинання і відбиття сонячної енергії;
- регулювання вологообігу атмосфери;
- постачання твердих речовин і мікроорганізмів, які надходять в атмосферу;

- поглинання і утримання деяких газів від переходу до космічного простору;
 - регулювання газового режиму атмосфери.
- Біосферні екологічні функції ґрунту полягають в тому, що він є:
- середовищем існування, акумулятором і джерелом речовин і енергії для організмів суші;
 - ланкою, яка зв'яже біологічний і геологічний кругообіг речовин;
 - захисним бар'єром та умовою нормального функціонування біосфери;
 - фактором біологічної еволюції.

На сучасному етапі розвитку людського суспільства, коли в результаті науково – технічного прогресу, вплив антропогенного фактору на навколишнє середовище набув колосальних масштабів, біосферна оболонка земної кулі зазнала значних якісних змін, які привели до створення *ноосфери* (від грец. νόος – розум і όφατρα - куля) – оболонка земної кулі, де відбувається взаємодія природи і людського суспільства. Формування ноосфери відбувається в умовах складних взаємовідносин і взаємозв'язків природи і суспільства, дедалі більшого впливу людської діяльності на навколишнє середовище. Важливими факторами утворення ноосфери є соціально – економічні умови життя людини, зокрема її виробнича та наукова діяльність.

Людина, пізнаючи закони природи й суспільства і вдосконалюючи техніку, сама будучи часткою природи, активно впливає на її перетворення. Тому господарську діяльність людства потрібно корегувати з науковими законами щодо охорони довкілля.

Людина в результаті своєї господарської діяльності суттєво впливає на ґрунтоутворювальні процеси, а через них на властивості і родючість ґрунту. Насадження та вирубка лісів, вирощування сільськогосподарських культур змінюють склад природної рослинності; зрошення та осушення змінює режим зволоження і т.п. Не менш шкідливий вплив на ґрунт спричиняють прийоми його обробітку, застосування добрив і хімічної меліорації (вапнування та гіпсування).

Отже ґрунт не тільки предмет праці, але й до певної міри її продукт.

З історії людського суспільства відомо, коли впродовж століть, а в деяких районах навіть тисячоліть, людина ефективно використовує ґрунт, не руйнуючи, а навіть підвищуючи його родючість. Але відома й інша сторона діяльності людини, в результаті якої було безповоротно зруйновано і загублено більше продуктивних ґрунтів, ніж тепер розорюється у всьому світі (В.А.Ковда, 1981).

І на сучасному етапі розвитку людського суспільства в результаті різних деградаційних процесів щорічно без вороття втрачається 6-7 млн га орних земель.

Зберегти ґрунти для прийдешніх поколінь – найголовніша задача

сьогодення, адже вони не тільки джерело надходження продуктів харчування, але і важливий компонент стійкості біосфери.

Для раціонального використання земельних ресурсів країни і раціональної хімізації землеробства необхідно добре вивчити якісний стан сільськогосподарських угідь — типи і види ґрунтів, їх механічний склад, вміст засвоюваних форм макро- і мікроелементів, ступінь еродованості, засолення, заболочення та ін.

ЧАСТИНА 1

ТЕОРЕТИЧНІ ОСНОВИ ҐРУНТОЗНАВСТВА

1.1. ВЧЕННЯ ПРО ҐРУНТИ

1.1.1. Історія розвитку ґрунтознавства

Наука про ґрунт зароджувалась під впливом вимог виробництва багато століть тому назад. Ще в стародавньому Єгипті і Китаї, Індії та Вавилоні, Вірменії та Ассирії – люди знали, що від застосування гною, пташиного посліду, вапна, а також при посівах бобових рослин урожаї підвищуються.

Деякі філософи стародавньої Греції (*Аристотель і Теофраст*) розглядали ґрунт як єдність матерії та енергії, що розвиваються в просторі і часі. У римських письменників на перше місце виступали питання родючості ґрунту, які тісно пов'язані з практичними потребами землеробства.

До нас дійшли цікаві роботи *Верона, Катона, Вергілія, Калумелли, Плінія* та ін., в яких наводяться практичні відомості про ґрунт, його обробіток, застосування гною, розміщення культур, які не втратили свого значення дотепер. Але розвиток ґрунтознавства як наукової дисципліни розпочався значно пізніше. Лише з кінця XVIII ст., коли в Європі із зростанням промисловості й міст, яке було спричинено зміною феодалних відносин на капіталістичні, все більше і більше ставало необхідним виробництво продуктів харчування і сировини для промисловості. В зв'язку з цим проблема підняття родючості ґрунтів зацікавила як вчених, так і практиків сільського господарства. Заслуговує на увагу, що тоді ж зародилась гумусова теорія живлення рослин *А. Теєра*, який посилався на свої численні дослідження і практичні спостереження, намагався довести, що рослини живляться гумусом, органічною речовиною.

На противагу *А. Теєру* відомий німецький хімік *Ю. Лібих* спростував гумусову теорію живлення рослин. В своїй книзі «Хімія в додатку до землеробства та фізіології рослин» (1840 р.) він виклав теорію мінерального живлення рослин і запропонував внесення штучних добрив (фосфорних і калійних) для підвищення врожайності вирощуваних культур (внесення азоту на той час ще не розглядалося). В цій роботі *Ю. Лібих* показав, що рослини живляться не гумусом, а мінеральними речовинами, а гумус він розглядав як джерело вуглекислоти.

Погляди А. Тесра і Ю. Лібіха лягли в основу уявлення про ґрунт як джерело елементів живлення рослин, в зв'язку з чим дістали назву – *агрокультурхімічних*.

Паралельно з цими поглядами існували й інші, прибічники яких розглядали ґрунт як пухку гірську породу, яка утворилася із щільних гірських порід під впливом вивітрювання, в результаті якого рослинам відводилась пасивна роль перехоплювачів елементів живлення, що звільнилися в результаті цього процесу. Такі погляди на ґрунт дістали назву – *агрогеологічних* (Ф. Фалу, Г. Беренд, Ф. Іхтгофен).

Але ні один із вищезгаданих поглядів не давав чіткої уяви про ґрунт як особливе природно-історичне тіло, якому притаманна властивість *родючості*.

Ґрунтознавство як наука зародилось в Росії. З розвитком капіталізму і проникненням його в сільське господарство розпочався експорт на міжнародний ринок великої кількості товарного зерна. В зв'язку з цим Вільним економічним товариством було поставлено питання про широке вивчення ґрунтів Російської імперії, в першу чергу зернових районів – чорноземів, в тому числі й України.

В 1877р. до виконання цього завдання приступив В.В. Докучаєв (1846–1903). Впродовж 3–4 років він вивчив всю чорноземну полосу і зібрав велику кількість матеріалу, в якому висвітлювалось розповсюдження і характер досліджуваних ґрунтів. Результати цих досліджень Докучаєв узагальнив та опублікував в монографії «Русский чернозем» (1883). В монографії підведені результати дискусії про чорнозем, внаслідок якої на беззаперечних наукових фактах доведено рослинно-наземне походження чорноземів, їх властивості та причини мінливості в просторі. Офіційною датою народження ґрунтознавства вважається *10 грудня 1883 р.*, коли вперше були сформульовані теоретичні концепції цієї науки В.В. Докучаєвим у праці «Русский чернозем».

Вивчаючи чорноземи, В.В. Докучаєв заклав основи наукового ґрунтознавства. Докучаєв показав, що ґрунт – це не мертвий продукт абіотичного вивітрювання, а самостійне природничо-історичне тіло, яке утворюється в результаті складної взаємодії материнської породи, рослинних і тваринних організмів, клімату, рельєфу місцевості та віку країни (часу).

В основу вчення про ґрунт В.В. Докучаєв поклав його походження (генеза, генезис – від грецького γένεσις), що разом з умовами середовища, обумовлює основні властивості та особливості кожного ґрунту.

Докучаєв розробив нову генетичну класифікацію ґрунтів і дав методичку їх дослідження, в основі якої лежить опис ґрунтових профілів і розрізів в природних умовах за основними генетичними горизонтами. Ним встановлена географічність розповсюдження ґрунтів і закономірності їх розповсюдження.



**Василь Васильович
Докучаєв**
(1846 – 1903)



**Микола Михайлович
Сибірцев**
(1860 – 1900)



**Василь Робертович
Вільямс**
(1863 – 1939)

Разом з Докучаєвим основні положення науки про ґрунти розробляв *П.А. Костичев* (1845–1895). На основі своїх досліджень він прийшов до висновку, що накопичення у ґрунті перегною залежить від розкладення рослинних решток, яке відбувається під впливом мікроорганізмів, інтенсивність діяльності яких, в свою чергу, залежить від вологості середовища, температурних умов, аерації. Встановивши, що ґрунтоутворювальний процес в цілому відбувається під впливом мікроорганізмів, *П.А. Костичев* заклав цим основу біологічного напрямку в ґрунтознавстві.

М.М Сибірцев (1860–1900) – учень, послідовник і співробітник В.В. Докучаєва. Основні його роботи стосувались класифікації і картографії ґрунтів, методики досліджень ґрунту, боротьби з посухою. Він підкреслював, що формування ґрунту є результатом зміни гірських порід під сумісним впливом абіотичних і біологічних факторів. В 1894 році він очолив першу в світі кафедру ґрунтознавства в Ново-Олександрійському інституті сільського господарства (нині Харківський НАУ імені В.В. Докучаєва), а в 1899 році опублікував перший підручник «Почвоведение».

В.Р. Вільямс (1863–1939), продовжуючи та розвиваючи вчення Докучаєва – Костичева, розглядав ґрунт як продукт історичного розвитку, як природно-історичне тіло, яке безперервно розвивається та змінюється під впливом біологічних факторів; він показав, що загальною і суттєвою ознакою ґрунту є концентрація елементів живлення рослин, які зумовлюють його родючість. При цьому родючість ґрунту створюється в результаті життєдіяльності організмів, які розкладають відмерлі рештки рослин і одночасно синтезують нові, складні перегнійні речовини, притаманні тільки ґрунту. Він виділив ряд рослинних формацій, що беруть участь у ґрунтоутворенні, які складаються із зелених рослин що синтезують органічні речовини та мікроорганізмів, які їх розкладають.



**Костянтин
Каштанович Гедройц**
(1972 – 1932)



**Павло Андрійович
Костичев**
(1845 – 1895)



**Петро Самсонович
Коссович**
(1862 – 1915)

П.С. Коссович (1862–1915) – один з основоположників вчення про фізичні, хімічні та агрохімічні властивості ґрунтів, також він розробляв систематику ґрунтів.

К.К. Гедройц (1872–1932) своїми експериментальними роботами, які він розпочав під час завідування відділом Насівської сільськогосподарської станції в Чернігівській області, ще в 1912 р. заклав основу фундаментального вчення про ґрунтові колоїди та вбирну здатність ґрунту. Ці роботи внесли багато нового для правильного вирішення питань меліорації засолених ґрунтів і солонців; дали багато цінного й для застосування добрив, вапнування підзолистих ґрунтів і гіпсування солонців. Своїми дослідженнями він сприяв глибокому вивченню фізико-хімічних властивостей ґрунтів в зв'язку з їх генетичними особливостями.

Дослідження колоїдної частини ґрунтів України та їх вбирної здатності привелись *О.Н. Соколовським* (1884–1959). Працюючи завідувачем кафедри ґрунтознавства Харківського СГІ (1924–1959), він паралельно з К.К. Гедроцем плідно досліджував колоїди та структуру ґрунту, його фізичні й фізико-хімічні властивості, динаміку гумусу залежно від обмінно-поглинутих катіонів. Ним розроблена індексація ґрунтових генетичних горизонтів, яка стала основою в Україні. Дуже плідною була організація ним та керівництво багатьма програмними дослідженнями, заснування наукових лабораторій та науково-дослідних установ. Це в першу чергу Український науково-дослідний інститут ґрунтознавства і агрохімії (УНДІГА), що носить його ім'я.



**Володимир Іванович
Вернадський**
(1863 – 1945)



**Олексій Никанорович
Соколовський**
(1884 – 1959)



**Микола
Олександрович Дімо**
(1873 – 1959)

Велетенською фігурою серед вчених-природознавців постає *В.І. Вернадський* (1863–1945), який збагатив науку глибокими ідеями, які стали основою нових провідних напрямків у сучасній геології, мінералогії, гідрогеології. В.І. Вернадський – основоположник вчення про біосферу та ноосферу, він також перший президент Академії наук УРСР (1919–1921 рр.).

Визначна роль у вивченні водного режиму чорноземів та інших ґрунтів під степовою природною і штучною лісовою рослинністю належить *Г.М.Висоцькому* (1865–1940). Будучи директором Велико-анадольської дослідної станції (Донецька область), він розробив методи дослідження ґрунтової вологи, класифікації чинників водного режиму ґрунтів. Йому належить вислів: «Вода у ґрунті – все рівно, що кров в організмі». Його роботи, виконані головним чином в Україні, стали класичними і лягли в основу створеної ним ґрунтової гідрології.

На початку ХХ ст. в ряді губерній та повітів України були виконані роботи по вивченню генезису основних типів ґрунтів. Ґрунти Волинської губернії та зональність їх розподілення вивчав в 1897–1920 рр. *П.А. Тутковський*; ґрунти Подільської і Херсонської губернії вивчав у 1906–1916 роках *О.Г. Набоких*, який встановив основні райони розповсюдження сірих лісових ґрунтів, опідзолених і типових чорноземів та вивчив їх генезу, будову і властивості.

В 1905–1906 рр. *М.О. Дімо* і *Б.Б. Полиновим* проводились ґрунтові дослідження у Чернігівській губернії. В результаті були складені ґрунтові карти окремих повітів. В 1910–1914 рр. *М.І. Фролов* досліджував ґрунтовий покрив в зоні бурякосіяння Київської губернії. Він склав великомасштабні ґрунтові карти окремих повітів, які були пізніше використанні при складанні ґрунтової карти України.

В 20–30-ті роки ХХ ст. розвиток ґрунтознавства в Україні багато в чому був пов'язаний з ім'ям професора *Г.Г. Махова*, який продовжив докучаєвську традицію польового обстеження ґрунтів, підготував на матеріалах експедицій *В.В. Докучаєва*, *М.О. Дімо*, *О.Г. Набоких*, *М.К. Клепініна*, *В.В. Курилова* та своїх власних карту ґрунтів України.

В 1939 р. матеріали про ґрунти України були узагальнені в роботі *С.С. Соболева* «Почвы Украины и степного Крыма», складена ґрунтова карта під редакцією *О.Н. Соколовського*.

Після Великої Вітчизняної війни були проведенні регіональні дослідження ґрунтів України, які проводилися *К.С. Божком*, *Н.Б. Вернандером*, *М.М. Годліним*, *Г.М. Самбуром*, *С.О. Скоріню*. В результаті була побудована республіканська ґрунтова карта, де вперше були узагальнені всі дані про ґрунти. Ці роботи були удостоєні Золотої медалі *В.В. Докучаєва АН СРСР*.

В 1956–1962 рр. була виконана суцільна великомасштабна зйомка територій колгоспів і радгоспів республіки. Методику досліджень, організацію робіт координував Український науково-дослідний інститут ґрунтознавства і агрохімії (УНДІГА) імені *О.Н. Соколовського* і Міністерство сільського господарства України за участю всіх науково-дослідних інститутів сільського господарства, сільськогосподарських вузів, університетів республіки, де були організовані експедиції для дослідження ґрунтів по зонах і областях.

Завдяки участі в ґрунтових експедиціях висококваліфікованих фахівців-картографів і землевпорядників, агроекономістів, робота була забезпечена всіма необхідними матеріалами і велась комплексно, із складанням не тільки ґрунтових карт але й цілого ряду картограм. Результатом експедицій стали науково-обґрунтовані рекомендації щодо раціонального використання ґрунтів, захисту від ерозії, меліорації перезволожених та інших малопродуктивних земель. Кожне господарство одержало ґрунтову карту М 1:10000 або 1:25000 з ґрунтовим нарисом та рекомендаціями щодо використання та поліпшення земель.

В 1969 та 1972 роках в результаті узагальнення матеріалів суцільної великомасштабної ґрунтової зйомки колективом авторів під керівництвом *М.К. Крупського* була надрукована ґрунтова карта УРСР М 1:750000. Для всіх областей були складені ґрунтові карти М 1:200000 та опубліковані монографії.

В останній чверті ХХ століття було опубліковано: «Атлас почв Украинской ССР»; «Полевой определитель почв» (*М.І. Полунан*, 1988); «Почвы Украины и повышение их плодородия»; «Леса и лесные земли» (*Е.С. Мигунова*, 1993); «Естественные леса и естественные почвы» (*Н.А. Белова, А.П. Травлев*, 1999).

В останні роки велика увага приділялась дослідженню генезису ґрунтів Українських Карпат. Розроблена класифікація і діагностика бурих

грунтів, уточнена генеза лісових ґрунтів передгірських Карпат, виділено нові типи підзолисто-буроземних і буро-підзолистих оглеєних ґрунтів, визначено їх генетичний зв'язок з буроземним процесом і відмінність від дерново-підзолистих ґрунтів.

Зараз в Україні дослідження ґрунтів виконуються багатьма науковими установами та вузами. УНДІГА проводить стаціонарні дослідження ґрунтових процесів і режимів (динаміка гумусу та інших елементів родючості, водно-сольовий режим засолених ґрунтів). Харківський НАУ розробляє методи меліорації та окультурення солонцевих та оглеєних ґрунтів, Українська національна аграрна академія (м. Київ) проводить обґрунтування ґрунтозахисних систем землеробства в степовій та лісостеповій зонах України, Український науково-дослідний інститут землеробства розроблює наукові основи хімічної меліорації кислих та лужних ґрунтів, окультурення дерново-підзолистих піщаних і супіщаних ґрунтів, родючості ґрунтів Полісся та Лісостепу.

Значну участь в цій роботі беруть університети України: Харківський (захист ґрунтів від дефляції), Одеський (вплив зрошення на родючість чорноземів), Київський (географія, генезис та класифікація ґрунтів, структура ґрунтового покриву і географічне обґрунтування ґрунтових меліорацій), Львівський (меліорація ґрунтів та їх захист від водної ерозії). Крім загальновідомих центрів розвитку ґрунтознавчої науки в Україні (Київ, Харків), все більшої ваги набувають регіональні школи: Дніпропетровська (*А.П. Травлєєв*), Рівненська (*С.Т. Вознюк*), Чернівецька (*І.І. Назаренко*) та ін.

Вирішенням цих та інших питань, що постали перед сучасним ґрунтознавством, займається цілий ряд дослідників, прізвища яких навіть перелічити досить проблематично. Перспектива розвитку сучасного ґрунтознавства зводиться до: а) підвищення ефективності використання меліорації; б) раціонального використання добрив; в) мінімізації обробітку ґрунту; г) раціональної структури посівних площ сільськогосподарських угідь, екосистем.

1.1.1. Методологічна основа та методи дослідження ґрунтів

Методологічною основою ґрунтознавства є ідея про загальні взаємозв'язки і взаємозалежності явищ у природі, їх причинні зумовленості та безперервність еволюції.

Ґрунтознавство як наука використовує наступні основні методичні принципи:

1. *Історико-геоморфологічний*, який зобов'язує враховувати умови, шляхи утворення і вік тих елементів рельєфу, на яких розвинуті ті чи інші види ґрунтів. Різним елементам геоморфології відповідають відмінні за

віком і властивостями типи ґрунтів. Подібні геоморфологічні поверхні мають близькі або однотипні ґрунти.

2. **Ґрунтово-геохімічний методичний принцип** дозволяє вивчати хімічні процеси ґрунтоутворення в часі й просторі, відтворюючи картину руху, диференціації й акумуляції продуктів ґрунтоутворення в ландшафтах.

При дослідженні ґрунтів сучасна наука виходить із концепції ієрархії структурних рівнів організації ґрунту. В ґрунті як системі, що має структурну організацію, виділяють такі ієрархічні рівні:

- атомарний – з ним має справу дослідник при вивченні природної та штучної радіоактивності ґрунтів (матеріальними елементами цього рівня будуть радіоактивні ізотопи);

- молекулярний – об'єктами дослідження виступають молекули та іони ґрунтового розчину й повітря, а також ті, що знаходяться на поверхні твердих ґрунтових частинок;

- елементарних ґрунтових частинок (ЕГЧ), які виділяються з ґрунту в процесі гранулометричного аналізу у вигляді фракцій різного розміру;

- ґрунтових агрегатів – містять конкреції, плівки, оргштейни, новоутворення солей гіпсу та вапна;

- ґрунтових горизонтів – усі властивості й параметри ґрунту зв'язані визначеним генетичним горизонтом у межах ґрунтового профілю;

- ґрунтовий профіль (ґрунтовий індивідуум або педон) – або власне ґрунт як особливе тіло природи;

- ґрунтовий покрив (поліпедон) – комбінації різних ґрунтів у природі складають мозаїку ґрунтів.

В ґрунтознавстві використовується широкий комплекс методів дослідження ґрунтів, у відповідності до його специфіки як природного тіла.

Методи вивчення ґрунту дуже тісно пов'язані з вченням В.В. Докучаєва про ґрунт.

В результаті взаємодії факторів ґрунтоутворення ґрунт набуває певних властивостей. При зміні факторів ґрунтоутворення ці властивості будуть закономірно змінюватися "Найменша зміна в одному з ґрунтоутворень, – вказував В.В. Докучаєв, – веде за собою зміну в характері ґрунту". Звідси випливають важливі висновки:

- а) якщо фактори ґрунтоутворення в різних місцях однакові, то і ґрунт буде однаковий;

- б) вивчивши фактори, можна передбачити, який буде ґрунт.

Виходячи з цих висновків було розроблено основний метод вивчення ґрунтів – *порівняно-географічний*, суть якого полягає в сумісному, одночасному дослідженні ґрунтів і факторів ґрунтоутворення.

Паралельно з комплексним вивченням факторів ґрунтоутворення на досліджуваній території ретельно вивчаються самі ґрунти – їхні зовнішні

ознаки, а головне, хімічні й фізичні властивості. Тепер при ґрунтових дослідженнях застосовуються різноманітні методи аналізів: різні види хімічних аналізів, аналізи хімічних властивостей, мінералогічний, мікробіологічний та багато інших. В результаті встановлюється певний зв'язок в зміні тих чи інших властивостей ґрунту при зміні ґрунтоутворювальних факторів.

Другий метод вивчення ґрунтів – *метод стаціонарних досліджень*. Цей метод полягає в систематичному спостереженні за будь-яким ґрунтовим процесом. Так, наприклад, систематичне визначення вмісту якого-небудь хімічного елемента в ґрунтовій волозі на різних глибинах дозволяє вивчити процес міграції цього елемента в ґрунті. Місце для стаціонарних досліджень вибирають дуже ретельно, на типових ґрунтах, з певним поєднанням ґрунтоутворювальних факторів. Таким чином, метод стаціонарних досліджень уточнює і деталізує метод порівняно-географічних досліджень.

ґрунтознавство як природничо-історична наука, дуже тісно пов'язана з цілим рядом фундаментальних (математика, фізика, хімія) і природничих наук (біологія, геологія, географія, кліматологія, екологія та ін.). Тому методи і закони цих наук сьогодні широко використовуються при вивченні ґрунтів. Такий зв'язок зумовив використання цілого ряду конкретних методів дослідження ґрунтів.

Профільний метод лежить в основі всіх ґрунтових досліджень. Він потребує вивчення ґрунту з поверхні на всю глибину його товщі, послідовно, по генетичних горизонтах до материнської породи.

Морфологічний метод – ефективний спосіб пізнання властивостей ґрунту за зовнішніми ознаками: забарвленням, структурою, складенням, новоутвореннями, глибиною й послідовністю залягання горизонтів тощо. Він є базисним при проведенні польових ґрунтових досліджень і основою польової діагностики ґрунтів. Містить три види морфологічного аналізу: макро – неозброєним оком; мезо – із застосуванням лупи й біокуляра, мікро – за допомогою мікроскопа.

Порівняльно-історичний метод дає можливість дослідити минуле ґрунтів і ґрунтових горизонтів у порівнянні з сучасними процесами. В основі лежить палеоґрунтознавство – наука про минуле ґрунтів.

Метод ґрунтових ключів ґрунтується на детальному генетико-географічному аналізі невеликих репрезентативних ділянок та інтерполяції одержаних таким шляхом висновків на великі території.

Метод ґрунтових монолітів базується на принципі фізичного моделювання ґрунтових процесів (переміщення вологи, солей, обміну іонів) на ґрунтових колонках (монолітах) непорушеної будови.

Метод ґрунтових лізиметрів використовується для вивчення процесів вертикальної міграції речовин у природних ґрунтах з використанням великих посудин.

Метод ґрунтового-режимних спостережень застосовується для вивчення кінетики сучасного ґрунтоутворення на основі замірів тих чи інших параметрів (вмісту солей, гумусу, азоту, інших елементів живлення) протягом вегетаційного періоду, року, декількох років, через задані проміжки часу.

Балансовий метод використовується при вивченні надходження й витрат речовин в одиниці об'єму ґрунту за визначений проміжок часу.

Метод ґрунтових витяжок базується на тому, що розчинник (вода, розчини різних кислот, лугів або солей різної концентрації, органічні розчинники – спирт, ацетон, бензол) екстрагує з ґрунту визначену групу сполук, елементів. Метод застосовується для вивчення доступних рослинам елементів живлення, фракційного складу ґрунтового гумусу, рухомих сполук у ґрунтах, процесів міграції та акумуляції різних сполук, елементів.

Аерокосмічний метод охоплює візуальне вивчення фотографій земної поверхні, одержаних у різних діапазонах спектра з різної висоти, а також пряме дослідження з літаків і космічних апаратів спектрального відбиття або поглинання ґрунтом в різних областях спектра.

Радіоізотопний метод застосовується для вивчення міграції елементів на основі мічених атомів (радіоактивних ізотопів); співвідношення різних ізотопів у ґрунтах, використовується для визначення віку ґрунту.

Лабораторно-експериментальний метод – (фізичні, фізико-хімічні, хімічні й біологічні аналізи) використовується для аналізу речовинного складу ґрунтів (гранулометричного, мінералогічного, хімічного тощо).

1.1.3. Місце та роль ґрунту в природі й діяльності людини

Педосфера (ґрунтовий покрив) знаходиться в безперервній взаємодії з іншими оболонками планети, бере участь у складних процесах обміну й перетворення енергії й речовини на земній кулі та відіграє велику загально-планетарну (глобальну) роль. Ґрунт виконує глобальні та соціально-економічні функції. Ось найголовніші **глобальні функції ґрунту**:

1) **забезпечення життя на Землі.** Ґрунт – це наслідок життя й одночасно умова його існування. Ґрунт – середовище й умова існування рослинності, тварин і мікроорганізмів. Він забезпечує потреби вищих рослин у живленні, створює таким чином ту біомасу, яка використовується тваринами, мікроорганізмами, людиною;

2) **забезпечення постійної взаємодії великого геологічного та малого біологічного кругообігу (циклів) речовин на земній поверхні.**

Життя й ґрунтоутворювальні процеси на Землі продовжуються мільярди років. За цей час у земній корі сформувались потужні товщі осадових відкладів морського й континентального походження. Потрапляючи на поверхню Землі, первинні гірські породи вивітрюються, у верхній частині кори вивітрювання формуються ґрунти, акумулюючи елементи живлення живих організмів. Вони захоплюються з ґрунту рослинами і через ряд трофічних циклів повертаються назад у ґрунт, що і є малим біологічним кругообігом речовин. З ґрунту елементи частково виносяться опадами в гідрографічну мережу, в Світовий океан, де дають початок утворенню нових осадових порід, які можуть або вийти знову на поверхню, або метаморфизуватись. Це і є великий геологічний кругообіг;

3) *регулювання хімічного складу атмосфери й гідросфери.* О, С, N, H у різних формі беруть участь у синтезі органічної речовини рослинами, складно перетворюючись у ґрунті, особливо під впливом ґрунтової фауни й мікроорганізмів. Газова фаза ґрунтів знаходиться в стані постійної взаємодії з атмосферним повітрям, віддаючи до нього CO₂, NH₃, NO, N₂, H₂S, метан, водяну пару, поглинаючи гази й особливо – O₂. Кругообіг води на земній кулі охоплює, як важливу ланку, і ґрунтову вологу. Ґрунтовий покрив отримує атмосферну вологу і через випаровування та транспірацію віддає її в атмосферу. Водні властивості ґрунту визначають великою мірою процеси руху води, її стік і випаровування. Поверхневий стік і ґрунтові води є основними джерелами живлення рік, морів, океанів. З водою в них надходять мінеральні та гумусові речовини. Отже хімізм річок пов'язаний з хімізмом ґрунтового покриву;

4) *регулювання біосферних процесів* шляхом динамічного відновлення ґрунтової родючості;

5) *акумуляція активної органічної речовини і пов'язаної з нею хімічної енергії на земній поверхні.* Ґрунтовий покрив є важливою умовою фотосинтетичної діяльності рослин, які акумулюють колосальну кількість сонячної енергії, зв'язаної у масі рослинної органічної речовини. Система ґрунт – рослина – тварина в житті людства є і ще тривалий час буде головним постачальником трансформованої енергії Сонця.

Виконуючи соціально-економічну функцію, визначне місце і роль займає ґрунт у *житті й діяльності людини*. Ґрунт (земля) в сільському господарстві виступає як основний засіб виробництва. Цей засіб відрізняється від промислових (трактори, машини, комбайни, плуги, споруди, будівлі тощо), по-перше, своєю обмеженістю. Це зобов'язує селянина зберігати і постійно поліпшувати його як засіб сільськогосподарського виробництва, що досягається завдяки другій особливості ґрунту (землі) – його незношуваності. Всі промислові засоби виробництва в міру їх використання зношуються і замінюються новими, на відміну від ґрунту, який за умов правильного використання поліпшується, тобто систематично відтворює та підвищує родючість.

Ґрунт – основний засіб і об'єкт праці в сільськогосподарському виробництві, а його розподіл є причиною гострих соціальних конфліктів. Землеробство та інші галузі сільського господарства прямо або опосередковано базуються на використанні потенційних можливостей ґрунтової родючості і впливають на суть сучасних ґрунтових процесів. Розвиток сільського господарства потребує правильного врахування особливостей ґрунтового покриву при розміщенні й плануванні його галузей, при виборі та розміщенні культурних рослин, агротехніки, використання добрив тощо. Наприклад, багато культур не виносять високої кислотності ґрунтів (пшениця, кукурудза, конюшина), надлишку CaCO_3 (чай, цитрусові), віддають перевагу слабкому засоленню (буряк) тощо, тому так важливо раціональне використання та охорона ґрунтів. Крім того, це питання земельної власності, земельного законодавства, земельного права, економічної оцінки землі. Важливе значення має ґрунтовий покрив у геологічній службі, оскільки, виникнувши з появою життя, ґрунт відіграв важливу роль в історії земної кори, особливо у формуванні осадових гірських порід і тих корисних копалин, які з ними пов'язані. Так, райони утворення ряду родовищ залізних і марганцевих руд пов'язані зі стародавніми болотними процесами, бокситів – із тропічним ґрунтоутворенням тощо. Знаючи закони ґрунтоутворення і роль тих або інших елементів у ґрунтових процесах, можливо передбачити райони їх концентрації. Ґрунти мають різноманітні інженерно-геологічні властивості. Довговічність різних конструкцій, фундаментів, стін залежить від хімічного складу ґрунтових вод, реакції ґрунту зі спорудами, дорогами, аеродромами. З ґрунтовими умовами й фізико-географічною обстановкою пов'язано ряд захворювань (ендемичних). Надлишок або нестача деяких хімічних сполук у ґрунтах позначаються через ґрунтові води, продукти живлення, корм тварин і продукти харчування людини. Наприклад, райони вилугованих кислих ґрунтів бідні кальцієм, кобальтом, нікелем, йодом, тому тут створюються передумови для ненормального формування скелету, рахіт виникає при відсутності кальцію, зоб – йоду і т.п. Мікроорганізми з ґрунту використовуються для виготовлення цінних лікарських препаратів, у т.ч. й антибіотиків (стрептоміцин, пеніцилін тощо).

Значення ґрунтознавства для фізичної географії, екології та охорони навколишнього середовища. Один з основних висновків генетичного ґрунтознавства – положення про закономірний розподіл ґрунтів земною поверхнею у зв'язку зі змінами клімату, рельєфу, порід, рослинності, мав і має важливе значення для розвитку фізичної географії. Проблема закономірного розміщення на поверхні землі окремих тіл або показників цікавила вчених-природодослідників давно, особливо значні успіхи в її розв'язанні були досягнуті в XVIII – XIX ст. У минулому столітті вивчення взаємозв'язків складових частин природи стало головним завданням

фізичної географії. Вивчення проводились і в планетарному масштабі, і в континентальному, і в ландшафтному. Ці дослідження базуються на фізико-географічному методі, який логічно витікає з генетичного вчення В.В. Докучаєва про ґрунти.

Ґрунтознавство й географія ґрунтів мають важливе значення в розвитку економічної географії. Економічна оцінка окремих країн, регіонів не можлива без знання ґрунтового покриву і рівня його родючості.

Значне досягнення сучасної географії – вчення про ландшафти, одним із джерел якого є генетичне ґрунтознавство. Важливе методологічне значення має розроблена В.В. Докучаєвим концепція ґрунту як дзеркала ландшафту. Вона основана на уявленні про те, що ґрунт є результатом розвитку материнської породи під дією комплексу визначеного сполучення факторів ґрунтоутворення.

Ґрунтознавство сприяло виникненню в географії ландшафтно-геохімічного напрямку, основоположником якого був і *Б.Б. Полинов* – учень Докучаєва, який писав: "Ґрунт – не тільки один із компонентів ландшафту, але і його показник: ґрунт – *дзеркало ландшафту*".

Без знання ґрунтознавства неможливо досягнути взаємозв'язки, які встановлюються між компонентами екосистеми. Зокрема, неможливе розуміння мінерального живлення рослин як етапу формування первинної органічної речовини, що відрізняє нашу планету від усіх інших "неживих" космічних тіл.

Контрольні питання

1. Визначте поняття "ґрунт", охарактеризуйте етапи його становлення.
2. Визначте місце ґрунту в наземних екосистемах.
3. Охарактеризуйте ґрунтознавство як науку, основні положення та етапи розвитку ґрунтознавства.
4. Обґрунтуйте зв'язок ґрунтознавства з іншими науками і назвіть основні розділи ґрунтознавства.
6. Дайте порівняльну характеристику основних методів вивчення ґрунту.
7. Назвіть головні методологічні принципи генетичного ґрунтознавства.
8. Назвіть основні методи досліджень, які використовуються в ґрунтознавчій науці.
9. Визначте місце та роль ґрунту в природі та діяльності людини. Яке значення має ґрунтознавство для біології, сільського господарства та фізичної й економічної географії?
11. Чому ґрунт є основним засобом виробництва у сільському господарстві?

1.2. ЗАГАЛЬНА СХЕМА ПРОЦЕСУ ҐРУНТОУТВОРЕННЯ

1.2.1. Стадії ґрунтоутворення

Основи загальних теоретичних уявлень про ґрунтоутворювальний процес сформувалися в результаті наукової творчості видатних вчених ґрунтознавців – В.В. Докучаєва, П.А. Костичева, М.М. Сибірцева, В.Р. Вільямса, П.С. Коссовича, К.Д. Глінки, Ф. Дюшофура та ін. У розвитку сучасних уявлень про теорію ґрунтоутворювального процесу важливу роль відіграли роботи І.П. Герасимова, В.А.Ковди, Б.Б. Полинова, І.В. Тюріна, О.А. Роде, С.П. Яркова та інших дослідників.

Ґрунтоутворювальний процес відноситься до категорії біофізико-хімічних процесів. За визначенням О.А.Роде, ґрунтоутворювальним процесом називається сукупність явищ перетворення і пересування речовин і енергії, які протікають у ґрунтовій товщі. Агентами ґрунтоутворення є живі організми та продукти їхньої життєдіяльності, вода, кисень повітря і вуглекислота. Найбільш важливі складові ґрунтоутворювального процесу є:

- 1) перетворення (трансформація) мінералів гірської породи, з якої утворюється ґрунт, а згодом і самого ґрунту;
- 2) накопичення органічних залишків і їх поступова трансформація;
- 3) взаємодія мінеральних і органічних речовин з утворенням складної системи орґано-мінеральних сполук;
- 4) накопичення (акумуляція) у верхній частині ґрунту ряду біофільних елементів і перш за все елементів живлення;
- 5) пересування продуктів ґрунтоутворення з рухом вологи у профілі ґрунту, що утворюється.

В результаті біологічного кругообігу речовин, процесу синтезу та руйнування органічної речовини ґрунтоутворювальна порода безперервно взаємодіє з рослинами і тваринами, з продуктами їхньої життєдіяльності, а також з продуктами розкладання органічних решток. Ці процеси в сукупності призводять до поступового формування ґрунту і становлять сутність ґрунтоутворного процесу.

Початок ґрунтоутворення співпадає з початком функціонування наземних систем (біогеоценозів) в умовах одночасної взаємодії п'яти факторів ґрунтоутворення.

Вже на початковій стадії функціонування екосистем формується біологічний кругообіг речовин, але він є надзвичайно обмеженим через те, що учасники цієї стадії мають низьку біологічну продуктивність (гриби, бактерії, водорості, лишайники). Одночасно з біологічним кругообігом речовин на первинній стадії відбуваються процеси небіологічного напрямку: фізичні, фізико-хімічні. Ці процеси не є специфічними для

грунту, вони можуть проходити і в інших природних тілах. Причому вони відбуватися незалежно один від одного і не зв'язані в одну систему. Характерною рисою початкової стадії ґрунтоутворення є наявність специфічних для ґрунтів процесів трансформації та переносу речовин. Це є нібито підготовча стадія утворення ґрунту.

Першою стадією утворення ґрунту можна вважати стадію, коли формується резервний фонд поживних речовин, доступних для організмів. На цій стадії розвивається ґрунт, у якому вже формуються запаси мінеральних та органо-мінеральних речовин відносно доступних для рослин.

Сукупність всіх процесів, які проходять на первинній стадії формування ґрунту, зумовлює істотне перетворення фізичного стану, будови ґрунту. В ґрунті з'являються певні агрегати твердої фази. Ця перша попередня стадія розвитку ґрунту переходить в нові дві стадії, які є більш складними. На цих стадіях відбувається процес опідзолення, гумусоутворення, лессіваж, торфоутворення, агрегатоутворення. Тобто формується специфічний речовинний склад ґрунту та його фізичні властивості.

Власне ґрунтоутворювальні процеси призводять до формування не окремих ознак ґрунту, які вже були сформовані на первинних стадіях розвитку, а формують вже цілі типи ґрунтів з властивими для них системами генетичних горизонтів: чорноземи, підзолисті і т.д. Ці процеси проходять внаслідок поєднання первинних двох процесів у специфічних умовах біогеохімічного кругообігу речовин. Причиною формування різноманітних горизонтів є просторове роз'єднання по вертикалі міграції та акумуляції речовин, розчинення та осаджування, окисно-відновні процеси, гумусоутворення, мінералізація органічної речовини і т.д. На цьому, майже завершальному етапі формування типу ґрунту особливе місце належить біологічному кругообігу речовин, де він відіграє більш важливу роль, ніж на перших стадіях формування ґрунту. Таким чином будь-які рослини здійснюють перекачування головних біофільних елементів з різноманітних горизонтів на поверхню ґрунту. Це дуже яскраво видно в ґрунтах лісів.

Важливе місце в загальній схемі формування ґрунту належить швидкості розвитку ґрунту. Якщо ґрунт в результаті свого розвитку досяг стану, при якому досягнуті рівноважні показники: вміст гумусу, фонди лабільних речовин, потужність горизонту, то вважають, що ґрунт перейшов в наступну стадію розвитку – зрілу стадію, або клімаксу. Слід пам'ятати, що термін встановлення рівноваги в різних частинах ґрунту різний. Так, в верхніх горизонтах рівновага ознак настає за декілька десятків років, в той час як процес руйнування силікатів в тій же частині ґрунту проходить протягом сотні й більше років.

Стадія формування ґрунту може тривати сотні, тисячі й більше років. За цей час може змінитися один з факторів ґрунтоутворення, наприклад,

клімат. У цьому випадку може виникнути така ситуація, коли ґрунт, який досяг клімаксного стану за окремими ознаками, знову перейде в нерівновагу за цими ознаками і почнеться нова фаза його розвитку з зміненими умовами. І так може повторюватися безперервно.

Таким чином, довготривала й складна стадія розвитку ґрунту протікає нескінченно і може перерватись лише з припиненням життя на Землі. Однак в умовах довготривалої стабілізації зовнішніх умов ґрунти можуть досягти стану, близького до рівноваги з навколишнім середовищем та його факторами, що зумовить стабілізацію його властивостей і процесів. У такому випадку можна вважати, що ґрунт перейшов у наступну фазу життя – функціонування в зрілому стані.

Зріла стадія ґрунту. Природному біоценозу характерний біологічний кругообіг, кожен цикл якого повторює попередній, при цьому в кругообіг включаються сполуки та елементи, які пройшли цикли біологічного вивітрювання. На цій стадії включення елементів з мінералів материнської породи відбувається, але дуже в обмеженій кількості.

В сільськогосподарському виробництві під час використання ґрунтів ця рівновага зміщується, що спричиняє зміну властивостей ґрунту.

Правильне використання ґрунтів з врахуванням законів ґрунтоутворення, застосування спеціальних заходів для покращення ґрунтів і відновлення їхньої родючості.

Таким чином, відповідно до загальної схеми формування ґрунту (за І.С. Кауричевим) на всіх фазах різних його етапів спостерігаються зміни ґрунтових ознак та процесів:

1. *Початкова стадія ґрунтоутворного процесу*: а) відсутні чітко виражені ознаки ґрунту в твердій фазі; б) наявність мікропроцесів; в) слабо виражені масштаби біологічного кругообігу речовин; г) наявність масштабних неґрунтових абіотичних процесів (еолове переміщення піску, водна ерозія породи); д) слабкий зв'язок процесів, які відбуваються в межах біологічного кругообігу з абіотичними процесами і тому слабка вираженість біогеохімічного кругообігу.

2. *Стадія формування ґрунту у фазі прискореного розвитку* характеризується: а) прогресивним розширенням масштабів біологічного кругообігу; б) формуванням ґрунтових мезопроцесів, які ведуть до появи головних ознак ґрунту; в) формуванням специфічної ґрунтової диференціації, упорядкуванням властивостей, ознак і процесів; г) формуванням біогеохімічних кругообігів.

3. *Стадія формування ґрунту у фазі загальмованого розвитку*: а) знижується інтенсивність розширення масштабів біологічного кругообігу; б) розвиваються профілеутворювальні макропроцеси.

4. *Стадія рівноважного функціонування головних процесів*, які відбуваються в рамках відносно стабільного біогеохімічного кругообігу (відносна стабілізація головних ознак ґрунтів).

1.2.2. Великий геологічний та малий біологічний кругообіги речовин

Всі гірські породи до утворення ґрунтів зазнавали процесів руйнування в результаті дії води, повітря і сонця. При цьому гірська порода, що вивітрювалась, перетворювалась на рухляк, який вбирає і утримує воду. Гірська порода, яка набуває властивостей рухляку, стає сприятливим середовищем для появи на ній живих мікроорганізмів і рослин. З моменту появи на породі організмів процеси чисто абіотичного (без участі організмів) руйнування гірських порід змінюються процесами біохімічного характеру і стадія вивітрювання змінюється стадією ґрунтоутворення.

Оселення на рухляку біологічних елементів, рослин і мікроорганізмів різко змінює напрям процесів міграції продуктів вивітрювання. Рослини, які оселилися на рухляку, захоплюють своїм корінням розчинені у воді солі і тим самим закріплюють їх на поверхні й перетворюють на недоступні для процесів вилугування.

Рослинні організми, які живуть на вивітрених породах, розкладаючись після відмирання, частково звільняють асимільовані ними елементи живлення, які розчиняються у воді і знову здатні вимитися. Однак значна частина цих елементів у вигляді гумусу або перегною відкладається у верхніх горизонтах вивітрюваної породи і не вимивається з неї.

Нові покоління рослин споживають розчинені у воді зольні елементи, в тому числі й ті, які звільнилися під час розкладу органічних речовин відмерлих рослин попередніх поколінь. Після відмирання цих рослин і розкладу їх органічної речовини частина зольних елементів у вигляді розчинних сполук надходить у загальний кругообіг з розчинами земної кори. Значна частина цих елементів знову відкладається в ґрунті у вигляді перегною.

Під впливом рослин і мікроорганізмів, які оселяються і розвиваються у верхніх шарах ґрунотворної породи, у ґрунті закріплюються зольні поживні елементи і накопичується азот. Це свідчить про те, що коли процеси чистого абіотичного вивітрювання збіднюють утворювані пухкі породи на елементи живлення, рослинність і мікроорганізми накопичують мінеральні елементи живлення та азоту в ґрунті.

Розглядаючи загальну схему ґрунотворного процесу і взаємозв'язок процесів механічного і фізико-хімічного вивітрювання з процесами біохімічного ґрунтоутворення, В.Р. Вільямс визначив два природних кругообіги речовин у природі: великий геологічний і малий біологічний.

Суть *великого геологічного кругообігу* він пояснював так (рис. 1.1). Вода, безперервно випаровуючись з поверхні океанів, у вигляді дощу надходить на поверхню суші і насичує кору вивітрювання, розчиняючи всі

розчинні сполуки і забираючи їх в океан. Частина продуктів вивітрювання, що зноситься в море, є поживою для представників рослинного і тваринного світу і разом з виловленими рибами, морськими тваринами і рослинами повертається знову на сушу. Однак більшість елементів живлення, що зноситься в океан, залишається там у вигляді простих мінеральних сполук, відмерлих морських організмів та продуктів їх життєдіяльності і бере участь в утворенні нових морських осадових порід. Лише після закінчення геологічних віків і епох ці породи знову братимуть участь у створенні суші. Описаний процес є чисто абіотичним (без участі організмів) процесом вивітрювання і вилуговування верхніх пластів земної кори і є *великим геологічним кругообігом* речовин у природі. Загалом він сприяє збідненню материків на елементи родючості.

Малий біологічний кругообіг речовин, навпаки, у природі сприяє підвищенню родючості ґрунтів на материках. Таким чином, він має надзвичайне значення для ґрунтоутворення. В процесі росту і розвитку рослин у верхньому шарі кори нагромаджуються елементи живлення (переважно у вигляді перегною або гумусу), тобто зростає родючість ґрунту.

В кожній екосистемі кругообіг речовин відбувається в результаті взаємодії автотрофів та гетеротрофів.

Малий біологічний кругообіг речовин забезпечує цикли біогеохімії. Вуглець, водень, кисень, азот, сірка і фосфор та близько 30 простих речовин, які необхідні для утворення живої речовини, безперервно перетворюються на органічні речовини або поглинаються у вигляді неорганічних компонентів автотрофами, а автотрофи використовуються гетеротрофами (спочатку консументами, а потім деструкторами).

Ці процеси є основою ґрунтоутворного процесу. Зелені рослини, засвоюючи корінням воду і розчинені в ній зольні речовини, а листям та іншими своїми зеленими частинами – вуглекислоту повітря, синтезують речовину, яка після їх відмирання відкладається у верхніх частинах земної кори (у ґрунті) у вигляді їхніх решток. Частина забирається тваринними організмами і повертається після їх відмирання. Частина елементів звільняється після відмирання і повертається у великий геологічний кругообіг через атмосферу і гідросферу.

Органічні речовини лише в процесі мікробіологічного руйнування перетворюються на розчинні й доступні для рослин форми.

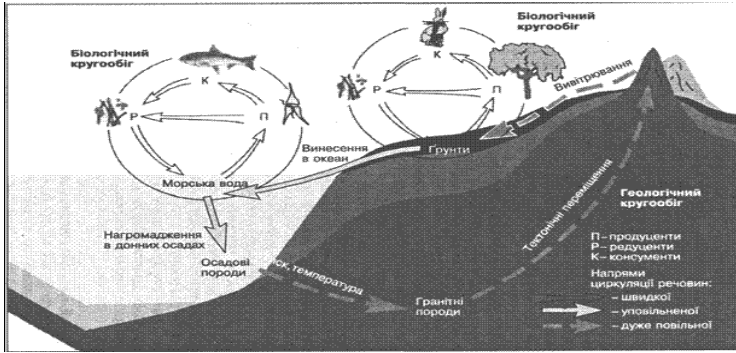


Рис. 1.1. Біологічний кругообіг речовин

Таким чином, біогенні елементи безперервно циркулюють: розчиняються в континентальних водах, виносяться в моря або потрапляють в атмосферу, а між цими середовищами відбувається постійний газообмін, тобто відбувається біологічний кругообіг атомів. Суть кругообігу в тому, що утворення живої речовини і розкладання органічної речовини – два боки єдиного процесу. В процесі біологічного кругообігу атоми поглинаються живою речовиною і заряджаються енергією, а потім залишають живу речовину, віддаючи енергію в довкілля. За рахунок біогенної енергії відбувається більшість хімічних реакцій. Біологічні кругообіги можуть бути різних масштабів і різної тривалості – від швидкого кругообігу в ґрунті, річці, озері до тривалого, який охоплює всю біосферу.

Біологічний кругообіг зворотний не повністю, частина речовин постійно виходить з кругообігу і осідає в товщі осадових порід у вигляді органогенних вапняків, гумусу, торфу і т.п. В результаті кругообігу біосфера (або інша екосистема) не повертається в початковий стан: для біосфери характерний поступальний рух, тому символом біологічного циклу є не коло, а циклоїд (спіраль).

Отже, кругообіг речовин у природі спрямовується спільною дією як біологічних, так і геохімічних та геофізичних сил.

У біогенній міграції елементів беруть участь різні організми, в тому числі й людина. В зв'язку з цим міграцію біогенних елементів поділяють на три типи: перший (найпотужніший) здійснюють мікроорганізми, другий – багатоклітинні організми, третій – людина, яка оволоділа різними формами енергії (механічною, електричною, атомною) і тим самим сприяла значній зміні біогенної міграції елементів.

В.І. Вернадський зазначав, що біогенна міграція зумовлена трьома процесами життєдіяльності: обміном речовин в організмах, ростом і

розмноженням їх. Із неживої природи атоми біогенних елементів насамперед вбираються рослинами, а від них по ланцюгах живлення переходять до тварин і людини.

Оскільки біологічний цикл перетворення речовин у ґрунті є результатом співіснування і взаємодії зелених і безхлорофільних організмів, В.Р. Вільямс усі рослинні угруповання, залежно від їх ролі в ґрунтоутворному процесі, поділив на чотири основні рослинні формації:

Дерев'яниста рослинна формація – це співіснування дерев'янистих зелених рослин, які синтезують органічну речовину, та грибів, актиноміцетів і анаеробних бактерій, які руйнують органічну речовину. Дерев'яниста рослинна формація створює в ґрунті особливі умови водного й температурного режимів, зумовлює утворення підзолистих ґрунтів з невисокою родючістю.

Лучна трав'яниста рослинна формація – трав'янисті зелені рослини, що синтезують органічну речовину, та анаеробні й аеробні бактерії, які їх розкладають. Під лучною трав'янистою рослинною формацією відбувається лучний дерновий процес, який зумовлює формування родючих дерново-лучних і чорноземних ґрунтів.

Степова трав'яниста рослинна формація складається з степових трав'янистих зелених рослин та аеробних бактерій. Степова трав'яниста рослинна формація формує дерново-степові чорноземні та різні чорноземні степові ґрунти.

Пустельна рослинна формація, де органічну речовину синтезують хемотрофні бактерії і водорості, а органічні рештки розкладають бактерії та гриби. Під пустельною рослинністю утворюються дерново-степові, а часто майже неродючі пустельні ґрунти.

1.2.3. Вплив антропогенного фактора на кругообіг речовин

Біогеохімічні процеси в біосфері пов'язані з діяльністю людини. З появою людини біосфера набула нової якості. Діяльність людини – потужний екологічний фактор. У сучасний період існування нашої планети найбільші перетворення в біосфері здійснює саме людина. В порівнянні з тривалістю існування біосфери людина існує надзвичайно короткий час. Проте, за цей короткий проміжок часу кругообіг речовин в біосфері змінився радикально.

В.І. Вернадський підрахував, що в античні часи люди використовували лише 18 хімічних елементів, у XVIII ст. – 29, у XIX ст. – 62, а тепер використовуються 89 елементів, що є в земній корі, крім того

одержані такі, яких у природі зовсім немає (плутоній, технецій тощо).

В процесі своєї діяльності людина значно посилює біогенну міграцію елементів. Вона небувало прискорює кругообіг деяких речовин – родовища заліза, цинку, свинцю інших елементів, які природа накопичувала мільйони років, швидко вичерпуються. Людина швидкими темпами використовує сонячну енергію «минулих біосфер», накопичену в вугіллі, нафті, природному газі. Вона вивільняє енергію, яка міститься в урані. Створюючи водосховища, дістаючи воду з глибинних водоносних горизонтів, людина втручається у кругообіг води в природі. Розорювання значних територій, створення великих населених пунктів і промислових підприємств, видобування корисних копалин, спорудження каналів, водосховищ, зміна русел річок, насаджування лісів – всі ці дії значно змінюють природу. Діяльність людини відбивається на зміні клімату, рельєфу місцевості, видового і чисельного складу флори і фауни. Використання атомної енергії спричинило нагромадження радіоактивних речовин в атмосфері і Світовому океані. Все це збільшує нерівноваженість біосфери.

1.2.4. Енергетика ґрунтоутворення

В процесі ґрунтоутворення утворюються не лише нові органічні та мінеральні речовини, а і накопичується енергія, джерелом якої є сонячна радіація. Основна частина цієї енергії витрачається на випаровування води з поверхні суші та океану, на теплообмін з атмосферою (тобто на формування клімату, океанічних течій).

Зелені рослини (засвоюють лише від 0,5 до 5 % сонячної енергії). Кількість енергії, акумульованої в живій речовині, залежить від зольних та місцевих ґрунтово-кліматичних умов. Із $6 \cdot 10^{19}$ кДж, яка накопичена в цілому в біомасі суші $5 \cdot 10^{19}$ кДж зосереджено в гумусовій оболонці Землі.

Загальний запас акумульованої в ґрунті енергії складається з запасів енергії основних компонентів ґрунту.

В.А. Ковда вказував на те, що ґрунт, «як компонент біосфери, являє собою універсальний земний акумулятор і економний розподільчач найбільш цінної для підтримання життя частини енергії, зв'язаної в гумусі і необхідної для нормального обміну та кругообігу речовин у природі».

За дослідженням В.Р. Волобуєва в природних умовах витрати сонячної енергії на ґрунтоутворення в основному визначаються радіаційним балансом, відносним зволоженням (відношенням опадів до випаровуваності за Висоцьким) та біологічною активністю біогеоценозу.

В агроєкосистемах на цю величину також будуть впливати теплоємність ґрунту, його фактичне зволоження (особливо при зрошенні)

та продуктивність сільськогосподарських культур.

Грунтоутворення завжди тісно пов'язано з еволюцією рослинності на планеті та розвитком геологічних процесів.

Також в процесі грунтоутворення та вивітрювання відбуваються суттєві зміни і в енергії мінеральної частини ґрунту. Вони обумовлені руйнуванням первинних мінералів, синтезом вторинних мінералів та збільшенням дисперсності первинних гірських порід.

Так як кількість вологи та повітря, а також маса органічної речовини, суттєво змінюється на протязі року, необхідно розглядати енергетичний режим ґрунтів в сезонних циклах. Це особливо важливо для вивчення культурного грунтоутворення, яке характеризується збільшенням інтенсивності біологічного кругообігу.

1.2.5. Основні морфологічні ознаки генетичних горизонтів

Процеси перетворення і переміщення речовин та енергії в ґрунті визначають розчленування його на шари, які називаються *генетичними горизонтами*. Сукупність генетичних горизонтів називають *ґрунтовим профілем* (рис. 1.2)

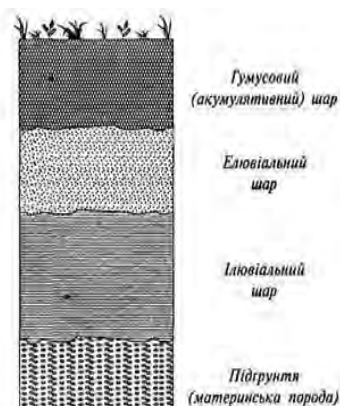


Рис. 1.2. Схема ґрунтового профілю

Процеси, які сприяють формуванню горизонтів, визначають їх властивості і назву. Горизонти, в яких нагромаджується гумус, називають *перегнійно-аккумулятивними або гумусними*.

Вилуговання речовин призводить до утворення *вимивних* або *елювіальних горизонтів*, а наступне відкладення вимитих речовин сприяє утворенню *ілювіальних горизонтів*.

Профіль ґрунту, його будова та склад генетичних горизонтів визначаються комплексом геологічних, фізико-географічних умов та діяльності людини.

Послідовність зміни генетичних горизонтів товщина їх і глибина залягання, будова, склад і властивості визначають особливості ґрунтового профілю та основні ознаки типу, підтипу та виду ґрунту. Кожному з них властиві свої генетичні горизонти.

В Україні генетичні горизонти позначають індексами, запропонованими акад. О.Н. Соколовським та його учнями, де H_0 – лісова або степова підстилка; H – гумусовий; E – елювіальний (вимитий); I – ілювіальний (вмитий); P – материнська порода; K – карбонати; GL – глейовий; G – гіпсовий; S – горизонт, в якому є розчинні солі; T – торф'яний горизонт.

Часто один горизонт позначають двома або трьома індексами, наприклад H_p , H_c , R_k , або P_1 та ін. При цьому основний показник ставлять першим з великої літери, а другий пишуть з малої. Наведені індекси дають уявлення про тип ґрунту, його генетичні горизонти і ознаки, якими він відрізняється від інших типів ґрунтів.

У російській індексації генетичних горизонтів вживаються літери латинського алфавіту:

A_1 – верхній гумусний або аккумулятивний горизонт;

A_2 – елювіальний;

B – ілювіальний;

C – материнська порода.

Забарвлення ґрунту. Забарвлення ґрунту – це найбільш доступна і, перш за все, помітна морфологічна ознака, суттєвий показник належності ґрунту до того чи іншого типу, що визначається кольором тих речовин, з яких він складається, а також гранулометричним складом, фізичним станом і ступенем зволоження.

Багато ґрунтів одержали назву відповідно до свого забарвлення – підзол, чорнозем, бурозем, сірозем, червонозем, каштановий, коричневий тощо. Ці назви відомі науковцям усього світу. Вони увійшли у термінологічний апарат світового ґрунтознавства і ми особливо горді з того, що дослідники всіх країн постійно вживають наші, слов'янські терміни.

Забарвлення ґрунту та його окремих горизонтів може дати багато для розуміння суті процесів, які проходять у ґрунті, його генезису

(походження), оскільки воно відображає хімічний склад твердої фази. Ця морфологічна ознака має велике агрономічне значення. Практики-землероби знають, що родючість ґрунту залежить від багатства його на гумус, а значить – від наявності та інтенсивності чорного або темно-сірого кольору.

За С.О. Захаровим, найбільш важливими для забарвлення ґрунту є такі три групи сполук: 1) гумус; 2) сполуки заліза; 3) кремнієва кислота, CaCO_3 та каолін.

Гумусові речовини в більшості випадків зумовлюють чорне, темно-сіре, сіре забарвлення ґрунту. Часом чорне забарвлення може бути зумовлене й іншими причинами: невеликими плямами (пунктуаціями) оксидів і гідроксидів марганцю (підзолисті ґрунти), сірчастого заліза (болотні ґрунти), материнської породи (юрські глини, вуглисті сланці).

Окисне залізо надає ґрунту червоного, брудно-помаранчевого та жовтого кольору. Зі сполук Fe^{3+} найбільшу роль у забарвленні відіграють його безводні та водні оксиди.

Сполуки закисного заліза надають ґрунту сизуватих, зеленуватих, голубуватих тонів (віваніт $\text{Fe}_3(\text{PO}_4)_2 \cdot \text{H}_2\text{O}$ в болотних ґрунтах). Кремнезем (SiO_2), вуглекислий кальцій (CaCO_3), каолініт ($\text{H}_2\text{Al}_2\text{Si}_2\text{O}_4 \cdot \text{H}_2\text{O}$) зумовлюють білий та білястий колір. У деяких випадках помітну роль у білястих відтінках відіграють гіпс ($\text{CaSO}_4 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$), легкорозчинні солі (NaCl , Na_2SO_4 та ін.).

На забарвлення впливає структурний стан ґрунту. Агрегати, що знаходяться в грудкуватому, зернистому або глинистому стані, здаються темнішими, ніж безструктурні. Великий вплив на забарвлення має вологість ґрунту, вологі ґрунти здаються темнішими.

Забарвлення ґрунтів важко охарактеризувати одним кольором, тому треба вказувати ступінь та інтенсивність кольору (наприклад, світло-бурий, темно-бурий), відмічати відтінки (білястий з жовтуватим відтінком), називати проміжні тони (коричнево-сірий, сіро-бурий). У ґрунтознавстві прийнято домінуючу ознаку вказувати останньою. При неоднорідному забарвленні горизонтів їх характеризують як пістряві або плямісті. При цьому визначають основний тон забарвлення й колір плям.

Структура ґрунту. Структура ґрунту характеризує здатність ґрунту розпадатися в природному стані на агрегати (структурні окремість, грудочки) певного розміру і форми. Структура характеризує взаємне розташування у ґрунтовому тілі цих структурних агрегатів. Агрегати складаються зі з'єднаних між собою механічних елементів.

Форми, розміри і якісний склад структурних відмінностей у різних ґрунтах і горизонтах неоднаковий.

ґрунт може бути структурним і безструктурним. При структурному стані маса ґрунту розділена на відмінності тієї або іншої форми та величини. При безструктурному стані окремі механічні елементи, які

складають ґрунт, не з'єднані між собою, а існують окремо або залягають суцільною зцементованою масою.

Структурні відмінності в горизонті не бувають одного розміру і форми. Частіше структура буває змішаною, при описі зазначають це двома або трьома словами в послідовності зростання кількості відповідних агрегатів: грудкувато-зерниста, грудкувато-пластинчато-пилувата та ін.

Для різних генетичних горизонтів ґрунтів характерні певні форми структури: грудкувата, зерниста – для дернових, гумусових горизонтів, пластинчато-лускувата – для елювіальних, горіхувата – для ілювіальних у сірих лісових ґрунтів тощо.

При оцінці ґрунтової структури потрібно відрізнити морфологічне поняття структури від агрономічного. В агрономічному розумінні оптимальною є тільки грудкувато-зерниста структура розміром від 0,25 до 10 мм.

1.2.6. Ґрунтовий профіль, ґрунтові горизонти та їх індексація

Поняття про ґрунтовий профіль і профільний метод вивчення ґрунтів у кінці XIX століття в науку ввів В.В. Докучаєв.

Ґрунтовий профіль – це певне вертикальне чергування генетичних горизонтів у межах ґрунтового індивідуума.

Основними складовими частинами профілю є генетичні горизонти.

У сучасному ґрунтознавстві *під генетичними горизонтами розуміють однорідні, зазвичай паралельні шари ґрунту, які сформувались у процесі ґрунтоутворення, що різняться між собою морфологічними ознаками, складом і властивостями.*

Профіль ґрунту характеризує зміну його властивостей по вертикалі. Залежно від напрямку ґрунтоутворення спостерігається закономірний розподіл і зміна гранулометричного, мінералогічного та хімічного складу, фізичних, хімічних і біологічних властивостей ґрунтового тіла від поверхні до підстильної породи. Ці зміни можуть бути поступовими, які відображаються плавним ходом профільної кривої, а також різкими, з декількома максимумами та мінімумами.

З чим пов'язане явище диференціації вихідної ґрунтоутворної породи на генетичні горизонти та формування із їх послідовності профілю в цілому? Головними чинниками цього процесу є вертикальні потоки речовин та енергії (причому як висхідні, так і низхідні), а також відповідний розподіл живої речовини (кореневих систем, тварин і мікроорганізмів).

Будова ґрунтового профілю специфічна для кожного типу ґрунту, тому служить його основною діагностичною характеристикою. Генетична

цілісність, єдність ґрунтового профілю – основна властивість ґрунтового тіла, що формується в процесі педогенезу з ґрунтотворної породи як єдине ціле, що розвивається у часі в єдності його генетичних горизонтів.

Залежно від особливостей педогенезу та віку ґрунту, ґрунтові профілі бувають *складними та простими*. Проста будова профілю має *п'ять типів*: примітивний, неповнорозвинений, нормальний, слабодиференційований і порушений.

Примітивний профіль формується малопотужним гумусо-аккумулятивним горизонтом (Н) або перехідним до материнської породи (НР), які залягають безпосередньо на ґрунтотворній породі.

Неповнорозвинений має повний набір генетичних горизонтів, що характерний для даного типу ґрунтів, але з малою їх потужністю (профіль укорочений).

Нормальний має повний набір генетичних горизонтів, що характерний для даного типу ґрунту, з типовою для нееродованих плакорних ґрунтів потужністю.

Слабодиференційований – дуже розтягнутий монотонний профіль, в якому генетичні горизонти поступово змінюють один одного без чітко помітних переходів.

Порушений (еродований) – профіль, в якому частина верхніх горизонтів знищена ерозією.

Складної будови ґрунтовий профіль може бути: реліктовим, багаточленним, поліциклічним, порушеним (переверненим) і мозаїчним.

Реліктовий профіль характеризується наявністю похованих горизонтів або похованих профілів палеоґрунтів. З іншого боку, в такому профілі можуть бути і не поховані, а реліктові горизонти – результат стародавнього ґрунтоутворення, що на даний час іде по іншому типу.

Багаточленний профіль формується у випадках літологічних змін у межах ґрунтової товщі (двочленні материнські породи).

Поліциклічний профіль утворюється в умовах періодичного перевідкладення ґрунтотворного матеріалу (річковий алювій, вулканічний попіл, еолові наноси).

Порушений (перевернений) профіль формується при вивертанні нижніх горизонтів на поверхню. Розрізняють штучний (діяльність людини) та природний (при буревіях) порушений профіль.

Мозаїчний профіль – профіль, в якому генетичні горизонти утворюють не послідовну за глибиною серію горизонтальних шарів, а непередбачувану строкату мозаїку, плямистість.

Систематика типів будови профілю будується і за іншими принципами. Зокрема, досить розповсюджена систематика за характером розподілу речовинного складу ґрунту по вертикальній товщі (наприклад, вмісту гумусу, карбонатів, глинистих мінералів і т.п.). Такий розподіл відображається і на морфологічних ознаках: забарвленні генетичних

горизонтів, щільності, характері та розподілі новоутворень.

Спираючись на цей тип систематики, виділяють акумулятивний, елювіальний, ґрунтово-акумулятивний елювіально-ілювіальний та недиференційовані ґрунтові профілі.

– *акумулятивний* профіль із максимумом накопичення тих чи інших речовин у поверхневих горизонтах при поступовому зменшенні їх вмісту з глибиною. Поділяється на регресивно-акумулятивний (увігнута крива перерозподілу), прогресивно-акумулятивний (випукла) та рівномірно-акумулятивний;

– *елювіальний* профіль із мінімумом речовини на поверхні (поверхневому горизонті) та поступовим зростанням його вмісту з глибиною. Поділяється на регресивно-елювіальний (увігнута крива перерозподілу), прогресивно-елювіальний (випукла), рівномірно-елювіальний;

– *ґрунтово-акумулятивний* профіль характеризує накопичення речовин із ґрунтових вод у нижній та середній частині товщі ґрунту;

– *елювіально-ілювіальний* профіль із мінімумом речовин у верхній частині та максимумом у середній або нижній частині;

– *недиференційований* профіль характеризується рівномірним вмістом речовини по всій товщі ґрунту.

Будь-який ґрунт може бути охарактеризований з деяким наближенням одним із наведених генетичних типів профілю, що має безпосереднє діагностичне значення. Для кожного природного типу ґрунтоутворення характерна своя сукупність горизонтів. Усі горизонти та профілі взаємно пов'язані і взаємно зумовлені. Вони формуються в процесі генезису ґрунту з материнської породи одночасно як єдине ціле. Отже, профіль ґрунту – це генетична цілісність усіх його горизонтів.

В.В. Докучаєв виділив у ґрунті всього три генетичних горизонти і позначив їх першими літерами латинського алфавіту (А – поверхневий гумусо-акумулятивний, В – перехідний до материнської породи, С – материнська порода, підґрунтя). З накопиченням знань про ґрунти ця індексація горизонтів стала недостатньою. Виникла необхідність створення більш повної й раціональної системи позначення горизонтів. Над її доповненням і удосконаленням працювали Г.М. Висоцький, К.Д. Глінка, С.О. Захаров, Д.Г. Віденський, Б.Б. Полинов та ін.

У 1936 р. український ґрунтознавець *О.Н. Соколовський* запропонував принципово нову систему індексів. Детальніше її розробили його учні *М.К. Крупський*, *Г.С. Гринь* та інші. Систему індексів О.Н. Соколовського в наш час з успіхом використовують в Україні. Розвиток ґрунтознавства призвів до виділення великої різноманітності генетичних горизонтів різних типів ґрунтів. На жаль, дотепер у ґрунтознавстві різних наукових шкіл немає єдиного підходу до діагностики й символіки різних ґрунтових горизонтів. Усі відомі генетичні горизонти ґрунту у вітчизняній науці

ділять на ряд типів, тобто груп горизонтів, які мають подібну генетичну основу через єдиний ґрунтоутворний процес, але відрізняються в різних типах ґрунтів, що пов'язано з інтенсивністю прояву цього процесу, його віку, сполученнями з іншими процесами.

Ґрунтознавці України виділяють також такі горизонти:

Pf – псевдофіброві, складаються з тонких бурих або червонувато-бурих ущільнених прошарків (псевдофібрів) товщиною 1-3 см, які чергуються з прошарками палевого або білястого піску;

R – ортзандові, складаються зі зцементованого оксидами заліза піску. Залізо в них переважно гідрогенного й мікробного походження, вони червоного кольору, як правило – щільні, безструктурні;

Rg – оршттейнові, збагачені глиною, півтораоксидами, гелями кремнію, тверді, червонувато-коричневі;

M – мергелясті, складаються з карбонатних новоутворень гідрогенного походження (луговий мергель). Містять від 25 до 50 % карбонатів кальцію і магнію, білого або сірувато-білого кольору, часто з бурими плямами. *Перехідні горизонти* сполучають в однаковій мірі ознаки двох сусідніх горизонтів. У ґрунтах з поступовим ослабленням будь-якої ознаки від поверхні до породи (чорноземах, лугових, дернових та інших) ці горизонти так і називаються – перехідні; у ґрунтах з диференційованим профілем – за назвою двох суміжних горизонтів. Позначаються символами суміжних горизонтів. Наприклад, перехідний між гумусовим і материнською породою в чорноземах – *HP*; гумусовим та елювіальним в дерново-підзолистих ґрунтах – *HE* (гумусово-елювіальний).

Майже всі ознаки, виділені в основних горизонтах, можуть проявлятися нерівномірно, в одних випадках бути головними, в інших – накладатись, виражатись нечітко. У цих випадках вони позначаються такою ж але малою буквою. Наприклад, верхній перехідний горизонт у чорноземах між гумусовим та материнською породою характеризується значною гумусованістю та невеликою домішкою породи (*Hp*), а нижній перехідний – навпаки (*Ph*).

До додаткових належать відокремлені морфологічні елементи ґрунту, уламки порід, а також ознаки, пов'язані з діяльністю людини. Нижче наводяться їх назви та символи (за українською системою):

k – наявність карбонатів;

s – наявність легкорозчинних солей;

г – наявність м'яких залізисто-марганцевих стягнень та пунктуацій;

п – наявність твердих залізисто-марганцевих конкрецій;

кп – наявність карбонатних конкрецій;

q – наявність уламків твердих безкарбонатних порід;

qk – наявність уламків твердих карбонатних порід;

F – наявність вохри;

z – наявність копролітів, червоточин, кротовин;

dn – наявність ерозії (денудації);
dl – делювіальні наносні горизонти на поверхні ґрунту;
de – еолові наносні горизонти на поверхні ґрунту;
al – алювіальні наносні горизонти на поверхні ґрунту;
a – орні горизонти (від лат. *arvum* – поле);
ag – насипні рекультивовані горизонти (*agger* – насип);
pl – плантажовані горизонти;
mo – ознаки, пов'язані зі зрошенням;
m – ознаки, пов'язані з осушенням.

Якщо засолення, карбонати або літогенні вclusions відкриті в нижній частині горизонту, то цей спеціальний символ пишеться через косу риску (наприклад, *P/k*, *HP/gl*). У випадку, коли має місце локальна концентрація (не по всій товщі горизонту) тих чи інших новоутворень та включень або ознака дуже слабо виражена, – символ беруть у дужки, наприклад, *P(h)*, *H(e)*. Поховані горизонти записують у квадратних дужках [*H*], [*HT*].

Горизонти, які виникають за рахунок діяльності людини, але за своїми властивостями не відрізняються від природних, позначаються такими ж символами, що й природні, але перед ними ставиться ще символ ознак, пов'язаних з антропогенезом. Наприклад, вторинно-осолонцьований, внаслідок зрошення (іригації) мінералізованими водами горизонт – *moSl*; вторинно-оглесний за рахунок підняття ґрунтових вод при зрошенні – *moHPgl*; торф'яно-мінеральний, утворений внаслідок пересушення торф'яників – *mTC* і т. ін.

Символ має повністю відображати назву, наприклад, *Ehgl* – елювіально-гумусований оглесний, *Pks* – карбонатна засолена материнська порода, *Hr* – верхній перехідний; *Ph* – нижній перехідний; *HPm* – перехідний метаморфозований. З цієї позиції, українська індексація є об'єктивно більш досконалою.

Отже, українська символіка більше інформативно відбиває характерні ознаки горизонтів.

Переходи між горизонтами в профілі. Характер переходів між горизонтами в ґрунтовому профілі, форма меж горизонтів і ступінь їх виразності мають важливе генетичне значення й служать суттєвою морфологічною ознакою ґрунту, оскільки це один із критеріїв визначення інтенсивності ґрунтоутворення і його загальної направленості. Часто характер переходів має діагностичне значення. Різні ґрунти мають неоднаковий характер переходів у профілі, що визначається типом, віком та інтенсивністю ґрунтоутворення відповідно до комплексу факторів навколишнього середовища.

За формою виділяють вісім основних типів меж між ґрунтовими горизонтами. *Рівна* межа характерна для більшості ґрунтів, особливо для нижніх слабо диференційованих горизонтів, звичайно – при поступових

переходах. *Хвиляста* властива для нижньої частини гумусових горизонтів лісових ґрунтів, а також часто характерна для переходу між підгоризонтами. *Кишенеподібна* характерна для нижньої частини гумусованих горизонтів степових ґрунтів. *Язикоподібна* найтипівіша для нижньої частини елювіального горизонту підзолистих ґрунтів. *Затічна* характерна для ґрунтів із текучим характером гумусу або тих, які розтріскуються. *Розмита* межа характерна для ґрунтів із сильним елювіально-ілювіальним процесом. *Пильчаста* зустрічається досить рідко, у підзолистих ґрунтах на структурних глинах. *Палісадна* також дуже рідко зустрічається в солонцях при переході до солонцевого горизонту. За ступенем вираження виділяють такі види переходів: *різкий, ясний, помітний, поступовий*.

Контрольні питання

1. Дайте характеристику фазового складу ґрунту.
2. Оцініть поняття "морфологічна будова ґрунту", опишіть рівні морфологічної організації ґрунту. Основні поняття ґрунтової морфології.
3. Визначте поняття "ґрунтовий профіль", причини його утворення.
4. Охарактеризуйте основні типи будови профілів і меж між генетичними горизонтами.
5. Визначте поняття "генетичні горизонти", охарактеризуйте основні принципи та напрямки їх індексації.
6. Оцініть забарвлення як важливу морфологічну ознаку ґрунту.
7. Оцініть структуру ґрунту як важливу морфологічну ознаку.
8. Опишіть принципи української індексації генетичних горизонтів.
9. Охарактеризуйте діагностичні ознаки поверхневих генетичних горизонтів.
10. Охарактеризуйте діагностичні ознаки підповерхневих генетичних горизонтів.
11. Оцініть характер переходів між: генетичними горизонтами як морфологічну ознаку.

1.3. ФАКТОРИ ҐРУНТОУТВОРЕННЯ

Ґрунти утворюються в результаті взаємодії зовнішніх факторів фізико-географічного середовища.

Матеріальною основою ґрунтоутворення є гірські породи, повітря, вода і сукупність вищих та нижчих організмів, які знаходяться у ґрунті. Взаємодія цих головних ґрунтоутворювачів в різних умовах клімату і рельєфу на протязі певного часу зумовлює утворення різноманітних ґрунтів.

В.В. Докучаєв виділив такі головні ґрунтоутворювачі: 1) материнські (ґрунтоутворювальні породи), 2) рослинність, 3) клімат, 4) рельєф, 5) фактор часу (період ґрунтоутворення). До названих п'яти факторів ґрунтоутворення тепер додають також господарську діяльність людини.

Таким чином, функціональну залежність ґрунту (Γ) від факторів ґрунтоутворення можна виразити такою математичною формулою:

$$\Gamma = f(n, \delta, k, p, a)t, \quad (1.1)$$

де n – материнська порода; δ – біота (рослини + тварини + мікроорганізми); k – клімат; p – рельєф місцевості; a – антропогенний фактор; t – фактор часу.

Головне вчення про чинники ґрунтоутворення розробив та обґрунтував В.В. Докучаєв, який встановив, що ґрунт утворюється внаслідок взаємодії п'яти чинників: клімату, рослинності, ґрунтоутворювальної породи, рельєфу місцевості, віку країни (часу). Поєднання факторів ґрунтоутворення представляють собою комбінації екологічних умов розвитку ґрунтоутворювального процесу та ґрунту. Вивчення кожного фактора ґрунтоутворення вимагає його характеристики за параметрами та оцінки його місця в утворенні ґрунту. Пізніше було виділено ще один (шостий) фактор – виробнича діяльність людини. Цей фактор чинить на процеси ґрунтоутворення як прямий так і непрямий вплив.

1.3.1. Гірські породи та породоутворювальні мінерали

Ґрунти утворюються на верхньому шарі твердої оболонки Землі – літосфері, яка складається з гірських порід різного походження та мінералогічного складу.

Гірська порода – це агрегати більш-менш постійного складу, які утворюють самостійні геологічні тіла, що складають земну кору.

Гірські породи розподіляються на прості та складні. Перші

утворюються з накопичення одного мінералу, наприклад, мрамур складається з мінералу кальциту. Інші складаються з декількох мінералів. Так, наприклад, граніт складається з кварцу, польового шпату та слюди.

За умовам походження гірські породи поділяються на три групи:

магматичні;

осадові;

метаморфічні.

Магматичне походження. Утворення магматичних порід та мінералів проходить при високій температурі та великому тиску. Внаслідок розплавлення порід за рахунок радіогенного тепла в невеликих відокремлених місцях на різних глибинах утворюється магма – тістоподібний сплав складного силікатного складу, в якому знаходяться різні гази, водяна пара та гарячі водні розчини. Розплав складається з таких умовних компонентів:

сполучень: SiO_2 , Al_2O_3 , Na_2O , MgO , Fe_2O_3 ;

газів: HF , HCl , H_2S , CO , CO_2 .

У тих випадках, коли розплавлена магма виступає на поверхню Землі та застигає, утворюються *ефузивні* породи, що вилилися. Якщо ж магма не проривається назовні, а застигає на деякій глибині, то утворюються *інтрузивні* або глибинні породи.

За вмістом кремнезему серед магматичних порід розрізняють кислі, середні, основні та ультраосновні.

До *кислих* порід відносять граніти, ліпарити, кварцові порфірити, вулканічне скло, пемза та інші – в них міститься від 65 до 75 % SiO_2 .

До *середніх* порід, які вміщують 52–65 % SiO_2 відносяться сієніти, діорити, трахіти, андезити.

Основні породи із вмістом SiO_2 до 52 % представлені габро, базальтами та діабазами.

Породи, які складаються менш як на 45–50 % з SiO_2 , вважаються *ультраосновними*. Найчастіше вони складаються з піроксенітів.

Магматичні породи складають майже 95 % земної кори, являючись похідним матеріалом для утворення інших гірських порід. При виході на поверхню вони руйнуються, вивітрюються, переносяться по суші, утворюючи групу осадових гірських порід.

Залежно від походження *осадові породи* підрозділяються на *уламкові*, *хімічні* та *органогенні*.

Уламкові осадові породи (галька, щебінь, гравій, пісок, глина, лес та лесовидні суглинки) утворились в результаті механічної дії на магматичні породи води, вітру, температури.

До *хімічних* осадових порід відносяться гіпс, ангідрид, вапняковий туф, доломіт, різні соляні відкладення; всі вони утворюються шляхом осадження розчинених у воді хімічних сполук.

Органогенні осадові породи – кременисті сланці, крейда, виковне

вугілля, торф та інші утворюються в процесі діяльності рослинних та тваринних організмів.

Осадові породи покривають майже всю поверхню Землі і безпосередньо служать середовищем – материнською породою, на якій утворюється ґрунт.

В будові земної кори значне місце займають *метаморфічні* породи, до яких відносяться гнейси, мармур, хлоритові, слюдяні, глинисті, талькові та інші сланці. Ці породи утворюються як з магматичних, так і з осадових порід на значній глибині під впливом великого тиску або високої температури. Частіше всього метаморфічні породи набувають певну сланцюватість і за хімічним складом майже не відрізняються від породи, яка служила їхньою основою. Метаморфічні породи дуже рідко виступають як ґрунтоутворювальні породи.

Основні породоутворювальні мінерали. Перелічені вище гірські породи залежно від умов їх утворення складаються з різних мінералів, однорідних хімічних сполук, із яких найбільш суттєве значення мають лише 20 – 25 породоутворювальних мінералів.

Серед мінералів розрізняють *первинні* і *вторинні*. Первинні мінерали безпосередньо виділяються з магми, а вторинні утворюються в результаті хімічного вивітрювання гірських порід і мінералів або в процесі ґрунтоутворення.

Із найбільш важливих породоутворюючих мінералів, що входять до складу розповсюджених гірських порід, варто назвати такі:

З групи силікатів:

Авгіт	- $\text{Ca}(\text{Mg}, \text{Fe})(\text{SiO}_3)_2$
Рогова обманка	- $(\text{Ca}, \text{Mg}, \text{Fe}) \text{SiO}_3$
Олівін	- $(\text{Mg}, \text{Fe})_2 \text{SiO}_4$

З алюмосилікатів:

Ортоклаз	- $\text{K}_2\text{Al}_2\text{Si}_6\text{O}_{16}$
Альбіт	- $\text{Na}_2\text{Al}_2\text{Si}_6\text{O}_{16}$
Анортит	- $\text{CaAl}_2\text{Si}_2\text{O}_8$
Мусковіт	$\text{KAl}_2(\text{Al Si}_3\text{O}_{10})(\text{OH})_2$
Біотит	$\text{K}(\text{Fe Mg})_3(\text{OH}, \text{Fe})_2\text{Al Si}_3\text{O}_{10}$
Каолініт	$\text{H}_2\text{Al}_2\text{Si}_2\text{O}_8 \cdot \text{H}_2\text{O}$

З оксидів:

Кварц	- SiO_2
Магнетит	Fe_3O_4
Гематит	Fe_2O_3
Лимоніт	$\text{Fe}_2\text{O}_3 \cdot 3\text{H}_2\text{O}$

З карбонатів:

Кальцит	CaCO_3
Магnezит	MgCO_3
Доломіт	$(\text{Ca}, \text{Mg}) \text{CO}_3$
Сидерит	FeCO_3

З сульфатів:

Гіпс	$\text{CaSO}_4 \cdot 2 \text{H}_2\text{O}$
Ангідрит	CaSO_4

З сульфідів:

Пірит	- FeS_2
-------	------------------

З фосфатів:

Апатит	- $\text{Ca}_5(\text{F}, \text{Cl}, \text{OH})(\text{PO}_4)_3$
Віваніт	$\text{Fe}_3(\text{PO}_4)_2 \cdot 8\text{H}_2\text{O}$

З галоїдних сполук:

Карналіт	$\text{KCl}, \text{MgCl}_2 \cdot 6\text{H}_2\text{O}$
Сильвін	KCl
Хлористий натрій	NaCl

З перелічених вище мінералів польові шпати (ортоклаз, альбіт, анортит, плагіоклаз) в складі гірських порід складають до 60 %, слюди, авгіт, рогова обманка до 20 %, а кварц – до 12 %; на частину всіх інших мінералів (їх близько двох тисяч) приходиться лише 8 %. В хімічному складі мінералів і гірських порід більше всього SiO_2 , потім іде глинозем Al_2O_3 , далі сполуки заліза, оксиди лужних ($\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$) та лужноземельних (CaO, MgO) металів.

Деякі з перелічених вище груп породотворювальних мінералів відіграють важливу роль у створенні умов для формування родючості ґрунтів.

Так з апатиту промисловість виробляє фосфорнокислі добрива (суперфосфат).

Віваніт, або фосфорнокислий закис заліза, можна застосувати як цінне добриво, яке вміщує фосфорну кислоту.

З галоїдних мінералів карналіт і сильвін є рухомими сполуками, які розчиняються у воді та вміщують цінний для живлення рослин калій.

Гіпс з групи сульфатів застосовується для меліорації та поліпшення властивостей солонців і солонцюватих ґрунтів.

Карбонати у вигляді вапна і мергелів, яких багато в осадових породах,

широко застосовуються для нейтралізації кислотності підзолистих ґрунтів.

Ортоклаз та інші польові шпати, які входять до складу гірських порід, при розпаді утворюють вторинні глинисті мінерали колоїдного типу, які сприяють створенню високої вбирної здатності ґрунтів.

Таким чином, породоутворювальні мінерали при вивітрюванні і розпаді гірських порід збагачують середовище елементами живлення рослин – фосфорною кислотою, калієм, дають сировину для виробництва мінеральних добрив і меліоративних матеріалів, поліпшують водно-фізичні властивості ґрунту.

1.3.2. Вивітрювання гірських порід

Всі гірські породи та мінерали, що входять до їх складу, стійкі тільки в тих термодинамічних умовах і концентраціях хімічних елементів, із яких вони утворились. За невідповідністю цих умов гірські породи змінюються.

Так, магматичні гірські породи після виходу їх на поверхню Землі під впливом різних факторів починають руйнуватися; вони змінюються хімічно, набувають нових властивостей, перетворюються в пухкі продукти, або *рухляк*.

*Процес руйнування масивних гірських порід і перетворення їх в пухкі продукти прийнято називати **вивітрюванням**.*

Вивітрювання гірських порід і мінералів на поверхні Землі здійснюється під впливом на них: 1) температури, механічної сили води, вітру, руху льоду; 2) вуглекислого газу – CO₂, кисню – O₂ і атмосферної води; 3) живих організмів – біогенним шляхом. В зв'язку з різновидом факторів вивітрювання гірських порід розрізняють три його форми: *фізичне, хімічне і біологічне*.

Фізичне вивітрювання. При дії фізичних факторів вивітрювання гірська порода перетворюється на дрібні уламки, щебінь, пісок, пил без зміни їх петрографічного і хімічного складу.

Під впливом фізичних факторів вивітрювання гірські породи руйнуються до піщано-пилуватих частинок з утворенням великої кількості *рухляку*. В цих випадках гірські породи дрібнішають до частинок діаметром не менш ніж 0,1 мм. Такий *рухляк* вивітрювання відрізняється від щільної гірської породи тим, що в його пори і проміжки вільно проникає вода; але за відсутністю капілярів вона не утримується, а вільно стікає униз під впливом сили тяжіння. Разом з тим у міру руйнування гірських порід збільшується поверхня зіткнення уламків *рухляку* з елементами атмосфери і біосфери, що сприяє більш енергійній дії на гірські породи хімічних і біологічних факторів вивітрювання.

Фізичне вивітрювання підрозділяється на *температурне і механічне*.

Температурне вивітрювання зумовлене різким коливанням добових температур та різним коефіцієнтом розширення мінералів, що складають магматичні або метаморфічні породи. Чим більші ці коливання протягом доби – тим активніше протікає процес розширення і звуження мінералів. До того ж коефіцієнт розширення мінералів у полімінеральній породі (наприклад, граніту або сієніту) різний: кварц, маючи анізотропні властивості, в одному напрямку розширюється у 2 рази більше, ніж у другому, а в об'ємі – у 2 рази більше, ніж ортоклаз (різновидність польового шпату).

На швидкість руйнування порід впливають також її первинна тріщинуватість, особливості структури, колір та розмір мінералів.

Щодо протікання фізичного вивітрювання в певних кліматичних поясах і природних зонах, то температурне вивітрювання найбільш інтенсивно протікає в умовах аридного клімату зокрема в пустелях, де добові коливання температур становлять 40 – 50 °С і навіть більше. Тут вдень швидко нагріваються поверхневі частини скель чи окремих брил до 70 – 80 °С, а вночі вони охолоджуються також швидко до 10 °С і менше. В результаті відбувається утворення тріщин і відлущування порід по сферичній поверхні скель чи брил. Цей процес одержав назву десквамація (від лат. *desquamatio* – знімання луски). В ході цього процесу вершини скель набувають округлої форми, а брили можуть стати кулеподібними.

В пустелях руйнування міцних порід може відбуватись і при викристалізації солей в тріщинах і порожнинах – від того, що збільшуючись в розмірі, кристали розширюють їх, механічно руйнуючи породи. Але цей вид руйнування переважає в полярних областях або горах вище снігової лінії. Там у тріщини, які могли бути утворені ще при охолодженні магматичних порід або при тектонічних рухах, при денному таненні снігу і льоду попадає вода. Вночі вона замерзає, а при замерзанні, як ми знаємо із фізики, вода розширюється і утворений лід розширює тріщини. Наступного дня вода знову попадає у ці тріщини і вночі лід розширює їх ще більше. Через деякий час від скелі відвалиться якась частина. Так повторюється багато разів і з року в рік аж поки скеля зруйнується до такої міри, що на її місці залишиться нагромадження нерухомих каменів.

На інтенсивність температурного і механічного руйнування дуже впливає інсоляція (від лат. *insolatio* – виставлено на Сонце) – освітлення і нагрівання скель сонячними променями, або інакше – орієнтація скель до Сонця. Сонячний бік зазнає більш різких температурних коливань протягом доби, руйнується швидше, а тому його крутизна буде меншою.

В результаті тривалого руйнування скель біля їх підніжжя і на плоских ділянках плато нагромаджується багато великих уламків порід, утворюючи нерідко великі кам'яні нагромадження або «потoki», яким дали назву куруми (*тюрк.*). Такі розсипи спостерігаються на Кольському

півострові, Уралі, Алтай, в Саянах. Коли кам'яні розсипи покривають великі території, їх називають кам'яними морями. В Сахарі є великі території, покриті таким кам'яними розсипами. Тут вони називаються хамадами (гамадами) або кам'янистими пустелями. Ця назва перейшла на інші континенти і застосовується до будь-яких кам'янистих пустель.

На інтенсивність руйнування магматичних порід впливає так звана окремість – здатність їх до розколювання при охолодженні. Так, наприклад, базальтові масиви розколюються на окремі стовпоподібні багатогранники, граніти – на матрацевидні форми, а лавові потоки можуть розпадатися на кулеподібні форми.

Фізично руйнувати гірські породи можуть тонкі плівки води, які міцно зв'язані з стінками тріщин і пор. Товщина плівки менше мікрона і вона може бути присутня навіть тоді, коли порода видається сухою. Плівкова вода проникає і в мікроскопічні тріщинки. Тут вона набуває великої пружності – такої, що її достатньо для розколювання міцних мінералів. В результаті цього граніт може розсипатися до жорстви – дрібних уламків породи і мінералів (від 1 до 10 мм). Якщо жорства не зноситься поверхневими потоками, її товща може досягати 10–15 м і більше. Але на цьому дія плівкової води не закінчується. Вона продовжує розколювати мінерали аж до піщаних і навіть пилюватих частинок. Вчені встановили, що процес розколювання плівковою водою особливо інтенсивно протікає в напівзасушливих областях, коли короткі вологі сезони змінюються тривалими посухами.

Хімічне вивітрювання протікає одночасно і взаємопов'язано з фізичним. В результаті цього процесу відбуваються істотні зміни в структурі гірських порід, їх міцності, кольорі і хімічному складі окремих мінералів та у їх фізичних властивостях. З хімічних елементів зруйнованих мінералів відбувається нове поєднання елементів і утворення інших мінералів.

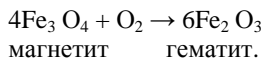
Отже фізичне руйнування ніби готує породи до хімічних процесів. Звичайно ж, чим дрібнішими стали частини порід і мінералів, тим інтенсивніше протікають хімічні процеси, які завершуються в більшості випадків утворенням так званих глинистих мінералів.

Головними факторами хімічного вивітрювання є вода, вільний кисень, вуглекислий газ і органічні кислоти.

Вода в природних умовах завдяки тривалій дії може призводити до значних хімічних перетворень, навіть тоді, коли відсутні інші агенти хімічних процесів. Хімічна активність води спричинена частковою дисоціацією її молекули H_2O на іони H^+ і OH^- . Причому ступінь дисоціації значно зростає з підвищенням температури, тому вода особливо активна в жаркому кліматі.

Процеси, які протікають при хімічному вивітрюванні можуть бути зведені до *окислення, гідратації, розчинення і гідролізу.*

Окислення, тобто приєднання кисню, найбільш активно відбувається у залізистих мінералів, сульфідів і силікатів. Залізо, яке появилось після вивітрювання мінералів, в результаті окислення переходить у високовалентні сполуки. Прикладом може бути окислення магнетиту, який переходить після цього в умовах сухого клімату в гематит:



При цьому в магнетиту руйнується кристалографічна решітка і він переходить у аморфну масу, з якої потім утворюються нові кристали гематиту. У вологих умовах утворюється *гідрогематит* – $\text{Fe}_2\text{O}_3 \cdot \text{H}_2\text{O}$ і *лімоніт* – $2\text{Fe}_2\text{O}_3 \cdot \text{H}_2\text{O}$. Багатий на воду лімоніт надає вивітряним породам бурий і жовтий колір, а бідні на воду гідрати і безводний оксид заліза – червоний колір. В умовах перенасичення порід водою до залізистих мінералів кисню проникає мало. Якщо ж в опадах є багато органіки (наприклад, в болотах і озерах), то значна частина кисню витрачається на її розкладання і тому середовище втрачає окислювальні умови і переходить у відновлювальні. За таких умов залізо переходить у закис (FeO), а кольори осадових порід мають зеленуватий відтінок.

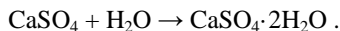
При взаємодії з киснем і водою сульфідні стають нестійкими і поступово замінюються сульфатами і оксидами. Поступово із піриту утворюється лімоніт – найбільш стійка сполука заліза на поверхні Землі. Саме тому на багатьох сульфідних родовищах існують так звані «залізні шляпи», які утворені лімонітом (бурим залізнякам).

Крім сказаного, слід відзначити, що процеси окислення можуть протікати і в залізистих силікатах – таких, як олівін, піроксени, амфіболи, в результаті чого дво валентне залізо переходить у трьохвалентне і мінерали покриваються бурою кіркою.

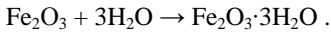
На завершення розгляду окислення відзначимо, що глибина проникнення вільного кисню може бути різною: від кількох метрів (в районах розвитку торф'яників і вічної мерзлоти) до 1 км і більше (в розломах земної кори).

Гідратація відбувається при дії води на мінерали, в результаті чого вона вбирається мінералами, що призводить до утворення нових мінералів – переважно гідросилікатів і гідроксидів.

Мінерал класу сульфатів ангідрит (безводний гіпс) при гідратації переходить у гіпс звичайний:



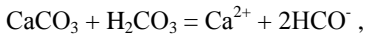
При нагріванні гіпс втрачає воду і знову стає ангідритом. В результаті гідратації з гематиту утворюється лімоніт:



Розчинення – це здатність молекул однієї речовини поширюватись внаслідок дифузії в другій речовині без зміни їх хімічного складу. Вода в природних умовах ніколи не буває хімічно чистою. В ній завжди є речовини у вигляді розчинів або колоїдного стану. Присутність у воді водневих і гідроксильних іонів кисню і вуглекислоти надають їй окислювальні властивості, а також посилюють її дії на гірські породи.

Розчинність води залежить від ступеню концентрації водневих іонів і вільної вуглекислоти.

Процес повного розчинення мінералів спостерігається в соленосних товщах, гіпсах, доломітах, мергелях і навіть у сульфідах. Проте з води ці ж самі мінерали можуть знову випадати у вигляді осаду при зміні температури, тиску та інших умов. Це стосується в першу чергу карбонату кальцію (реакція зворотна):



де – CaCO_3 – кальцит; H_2CO_3 – вуглекислота; Ca^{2+} – іон кальцію; 2HCO^- – іон бікарбонату.

Гідроліз – це реакція обмінного розкладу між водою і хімічними сполуками, в результаті чого вони розщеплюються на більш низькомолекулярні сполуки. Цей процес іде, як правило, разом з розчиненням. В результаті цього руйнується кристалографічні грати (особливо у силікатів) і створюються нові, які мають шарувату будову.

Молекула води має полярну будову: один її край має два позитивно заряджені атоми водню, а другий – один негативно заряджений атом кисню. Коли молекула води попадає на кристал, вона своїми кінцями приєднується до протилежно заряджених іонів кристала і забирає їх. Так відбувається частковий виніс кремнезему. Але крім того іон водню (H^+) та іон гідроксильної групи (OH^-) можуть вступити в реакцію з речовиною кристала. Атоми в кристалах можуть бути замінені також іонами HCO_3^- , SO_4^{2-} , Cl^- , Ca^{2+} , Mg^{2+} , Na^+ і K^+ , які завжди є у природних водах. Може бути й навпаки, коли із польових шпатів виносяться K^+ , Na^+ , Ca^{2+} , які, поєднуючись з CO_2 , утворюють розчини бікарбонатів і карбонатів: K_2CO_3 , Na_2CO_3 , CaCO_3 . Ці речовини можуть бути винесені водами за межі їх утворення, або випадають на невеликій глибині від поверхні, і тому відбувається карбонатизація порід (в умовах засушливого клімату). Можуть вони також утворювати льодоподібні кірки на поверхні підземних карстових озер.

Процес гідролізу відбувається послідовно і досить тривалий час. Якщо взяти найбільш яскравий приклад – перетворення польових шпатів у зоні хімічного вивітрювання, то після першої стадії гідролізу утворюється

гідрослюда, після другої – каолінит або галуазит. В умовах вологого тропічного клімату розкладання каолініту продовжується до вільних оксидів і гідроксидів алюмінію, які є складовими частинами бокситів – руди для одержання алюмінію.

Як ми уже відзначили, силікати (в тому числі й польові шпати) складають більшу половину об'єму земної кори, а тому гідролізу цих мінералів належить провідне місце в хімічному вивітрюванні.

Таким чином, відповідно до розглянутих процесів, можна простежити (за Б.Б. Полиновим) 4 стадії хімічного вивітрювання: утворення уламкових порід – збагачення порід карбонатами – утворення глинистих мінералів (у тому числі і каолінових) – утворення латеритів. Остання стадія протікає тільки у тропіках і вологих субтропіках. В умовах помірною клімату хімічне вивітрювання доходить до стадії глиноутворення.

Щодо інтенсивності руйнування мінералів, то необхідно відзначити, що вона в олівіну, рогової обманки і авгіту більша, ніж у польових шпатів. Тому основні й ультраосновні гірські породи, в яких переважають названі мінерали, більше піддаються до хімічного вивітрювання і на них часто спостерігаються потужні товщі продуктів різного ступеня руйнування. Тільки на зернах кварцу практично не видно впливу процесів хімічного вивітрювання.

Біологічні фактори вивітрювання діють на гірські породи одночасно з фізичними і особливо з хімічними факторами. Біологічне (органічне) вивітрювання пов'язане з життєдіяльністю рослин і мікроорганізмів. Вперше роль організмів у геологічних процесах в усій її повноті була висвітлена в праці академіка В.І. Вернадського «Біосфера» ще в 1926 році. Подальший розвиток ідей про геологічну роль організмів можна знайти в працях академіка Б.Б.Полинова і його численних послідовників.

При житті рослин відбувається складний процес руйнування гірських порід завдяки відбирання рослинністю необхідних поживних речовин: К, Са, Si, Mg, Na, P, S, Al, Fe та інших. Разом з тим в процесі життєдіяльності рослин відбувається виділення кислот і кисню, які в свою чергу активно впливають на зміну в гірських породах. При відмиранні рослин відбувається розкладання органічної маси і утворення значної кількості органічних (так званих гумінових) кислот і CO₂, які значно посилюють процеси розчинення і гідролізу мінералів. Але основна роль в цьому виді вивітрювання належить мікроорганізмам, які є всюди і діють дуже активно. Їхня діяльність полягає у поглинанні із порід хімічних елементів і сполук та перенесення їх в інші сполуки після свого відмирання, але в концентрованому стані. Тобто, при життєдіяльності мікроорганізмів відбувається перехід мінеральних речовин в органічні, а потім навпаки – органічних у мінеральні, зумовлюючи безперервний кругообіг речовин. Саме цей процес є сутністю ґрунтоутворення, бо верхній шар продуктів вивітрювання збагачується органічною речовиною, зазнає змін під

впливом біохімічних процесів і перетворюється у ґрунтовий покрив.

Численні організми в процесі своєї життєдіяльності енергійно руйнують гірські породи. До таких організмів, перш за все, відносять бактерії, одні з яких виділяють в середовище вуглекислий газ, інші – органічні кислоти. Ці біологічного походження сполуки, розчиняючи окремі мінерали, поступово звільнюють елементи мінерального живлення рослин, розсіяні в гірських породах.

Також в числі біологічних факторів вивітрювання значну роль відіграють водорості, наприклад, діатомові, котрі вилучають із гірських порід кремневу кислоту, сприяють вивітрюванню каолініту.

Енергійно діють як фактор вивітрювання і численні мохи, які поглинають вологу і своїми ризоїдами проникають в породу, де в пошуках мінерального живлення створюють багато пор і проміжків, куди проникають вода і вуглекислий газ, які, в свою чергу, прискорюють інтенсивність вивітрювання.

Гриби, бактерії, водорості, мохи, лишайники не тільки сприяють вивітрюванню гірських порід біологічним шляхом, але й утворюють на поверхні цих порід перші сліди органічних речовин.

Велику роль в процесі вивітрювання виконують вищі рослини, особливо дерев'янисті, коріння яких проникає глибоко по тріщинах гірських порід і створює зростаючий тиск на стінки порід. Відмираючи, коріння поглинає воду, розбухає і збільшується в об'ємі, що сприяє механічному руйнуванню гірських порід.

Кислі кореневі виділення живих рослин розчиняють окремі компоненти гірських порід і мінералів, що сприяє засвоєнню рослинами калію, фосфорної кислоти та інших елементів мінерального живлення.

Горизонти гірських порід, де протікають процеси вивітрювання, називають **корою вивітрювання**. У ній розрізняють дві зони: поверхневого і глибинного вивітрювання.

Вивченням кори вивітрювання займається багато вчених і геологів-виробничників з різних континентів. Родоначальником вчення про кору вивітрювання був Б.Б. Полинов, який опублікував у 1934 році монографію «Кора вивітрювання». Це вчення успішно розвивали І.І. Гінсбург, В.П. Петров, С.С. Смірнов, Л.Б. Рухін, П.Ф. Лі, Н.А. Шило, В.А. Ковда, В.В. Добровольський.

Утворення кори вивітрювання починається з утворення елювію (від лат. *eluvio* – змивання, вимивання) порід, які зазнали процесів фізичного, хімічного і біологічного вивітрювання, і які знаходяться на місці свого утворення. Звичайно, у верхній частині розрізу вони подрібнені й змінені хімічно більше, ніж у нижній. Якщо елювій почав формуватись на міцних (скелястих) породах, то вниз розрізу спостерігається поява все більших уламків порід, які поступово переходять у тріщинуваті породи. Та частина елювію, яка зазнала біологічного вивітрювання і збагачена залишками

органіки, тобто гумусом, (від лат. humus – ґрунт) перетворюється у ґрунтовий покрив. В елювії не спостерігається шаруватості і межу нерідко важко знайти внаслідок поступового переходу його до корінних порід.

Проходять ще сотні тисяч і мільйони років і процес хімічного вивітрювання під впливом води проникає на значну глибину, формуючи уже значне геологічне тіло – кору вивітрювання.

В результаті досліджень в польових умовах і узагальнення одержаних матеріалів вчені прийшли до висновку, що, виходячи з характеру і ступеня змін початкових порід, можна виділити ряд типів кори вивітрювання, які в свою чергу поділяються на окремі види (в залежності від мінерального складу кінцевих продуктів руйнування). Так Л.Б. Рухін (1961) виділив головні кліматичні типи кори, взявши за основу склад глинистих мінералів.

1. Уламкова, яка виникла в результаті фізичного вивітрювання – характерна для арктичних і високогірних областей.

2. Гідрослюди́ста, що властива для холодних і помірних областей з відносно слабким хімічним вивітрюванням, в яких розкладання польових шпатів не йде масово далі, ніж до утворення гідрослюд.

3. Монтморилонітова, яка виникає в степових або напівпустельних областях в умовах жаркого клімату при слабкому зволоженні.

4. Каолінітова, що утворюється у теплих і вологих районах при активному хімічному вивітрюванні, в результаті якого відбувається нагромадження значної кількості каолініту. Розвивається вона переважно на гранітах і має потужність 50–80 метрів (наприклад, на Глухівецькому родовищі каолінів у Вінницькій обл.).

5. Латеритна (від лат. later – цегла), яка утворюється при найбільш енергійному хімічному вивітрюванні в умовах жаркого і вологого клімату. Цей тип кори характеризується нагромадженням вільних окислів алюмінію і заліза, що за І.І. Гінсбургом найчастіше відбувається під екваторіальними лісами з їх постійним зволоженням або рідше в зоні мусонних лісів.

Потужність кори сучасного вивітрювання, в якій може протікати ґрунтоутворювальний процес, коливається від декількох сантиметрів до 2 – 10 м.

1.3.3. Основні ґрунтоутворюючі породи

Гірські породи, з яких формується ґрунт, називають *ґрунтоутворюючими* або *материнськими*.

Головні ґрунтоутворюючі породи. До них відносяться пухкі осадові породи і на них майже повсюдно утворюється ґрунт.

Елювіальні породи (елювії) – продукти вивітрювання корінних порід, які залишилися на місці утворення. В залежності від властивостей вихідної породи, кліматичних умов і рельєфу елювії відрізняється великою

різноманітністю за складом та потужністю. Для елювію характерні тісні зв'язки з вихідною породою, поступовий перехід від пухкого дрібнозернистого матеріалу до щільної породи. Значення елювіальних порід у ґрунтоутворенні визначається їхніми властивостями.

Делювіальними породами (делювій) називаються наноси, відкладені на схилах дощовими та талими водами. Делювій відкладається у вигляді пологого шлейфу. На вершині шлейфу часто накопичується грубий матеріал, іноді уламковий, а в кінці шлейфу – пилюватий, глинистий. Площинний схиловий стік формує делювіальні наноси з більшою потужністю біля основи схилу, де рух води сповільнюється і матеріал осідає. Для делювію характерні відносно сортування і добре виражена шаруватість. Зустрічаються непідібрані і нешаруваті наноси. За складом делювій різноманітний. Делювіальні породи широко поширені в передгірних областях і служать материнськими породами для різних ґрунтів.

Пролювій формується в гірських країнах, біля підніжжя гір в результаті діяльності тимчасових водних і селевих потоків значної сили. Пролювій характеризується поганим сортуванням, включенням великоуламкового матеріалу. Делювій і пролювій часто поєднуються, утворюючи делювіально-пролювіальні відкладення.

Алювіальні породи (алювій), представляє собою наноси, відкладення при розливі річок (заплавний алювій). Алювіальні відкладення характеризуються горизонтальною або косою шаруватістю, обкатаністю мінеральних зерен, включенням органічних залишків. До алювіальних порід відносяться також донні відкладення річок (руслівий алювій). Русловий алювій звичайно складений пісками різної зернистості. Заплавний алювій переважно суглинковий і глинистий. У межах заплави, в старицях, накопичується старичний алювій, багатий органічною речовиною. Гірські річки на відміну від рівнинних формують тільки русловий алювій. Алювій служить материнською породою для різних заплавних ґрунтів, які відрізняються високою родючістю.

Озерні відкладення зустрічаються у зниженнях стародавнього рельєфу, відрізняються глинистістю і шаруватістю. Такі, наприклад, стрічкові глини, утворилися в передльодовикових озерах. У озерних відкладеннях часто спостерігаються органічні прошарки, можуть накопичуватися вуглекислий кальцій, а в сухих областях – гіпс і легкорозчинні солі. Накопичення легкорозчинних солей перетворює озерні відкладення в засолені. Пересихаючи солоні озера утворюють солончаки.

Льодовикові (моренні) відкладення – продукти вивітрювання різних порід, які переміщені і відкладені льодовиком. Зазвичай залягають вони на піднесених вододільних просторах. Для морен характерні такі особливості: несортність, неоднорідний механічний склад, наявність валунів, збагаченість піщаними фракціями, червоно-буре, рідше жовто-буре та інше

забарвлення. Забарвлення залежить від характеру корінних порід підльодовикового ложа, умов вивітрювання і ґрунтоутворення. При оглеєні колір морени набуває сіро-сізого відтінку. За механічним складом морени різноманітні, однак найбільш широко представлені валунними піщанистими суглинками. За хімічним складом розрізняють безкарбонатні і карбонатні морени. На карбонатних моренах формуються слабо- і середньопідзолисті види ґрунтів, а також родючі дерново-карбонатні ґрунти. На безкарбонатних – середньо- і сильнопідзолисті.

Флювіогляціальні (водно-льодовикові) відкладення пов'язані з діяльністю потужних льодовикових потоків. Впливаючи з-під льодовика, вони переміщали моренний матеріал і перевідклали його за краєм льодовика. Флювіогляціальні відкладення характеризуються сортуванням, шаруватістю, не містять валунів, безкарбонатні, переважно піщані і піщано-галечникові. Ґрунти сформовані на флювіогляціальних відкладеннях, відрізняються низькою родючістю. Вони бідні на гумус, поживні речовини, мають малу вологомісткість. Тут розвиваються болотно-підзолисті ґрунти.

Покривні суглинки поширені в зоні льодовикових відкладень і розглядаються як відкладення мілководних прильодовикових розливів талих вод. Для них характерне покривне залягання у морені, звідки і виникла їх назва. Вони характеризуються жовто-бурим забарвленням, добре вираженим сортуванням, великим вмістом пилюватих фракцій, які не містять валунів. За механічним складом це частіше важкі і середньопилюваті суглинки однорідної будови з переважанням фракцій крупного пилю та мулу. За хімічним складом переважно безкарбонатні. На покривних суглинках розвинені підзолисті, дерново-підзолисті ґрунти, нерідко відчувається перезволоження, а також сірі лісові ґрунти.

Леси і лесовидні суглинки мають різний генезис. Їх загальними рисами є палеве або буро-палеве забарвлення, карбонатність, пилювато-суглинковий механічний склад з переважанням великопилюватої фракції, пористість, пухке складення, гарна проникливість. За хімічними та водно-фізичними властивостями ці породи найбільш сприятливі для розвитку рослин. За сприятливих кліматичних умов на них формуються високородючі чорноземні ґрунти, а також сіроземи, каштанові, сірі лісові.

Еолові відкладення утворюються в результаті акумулятивної діяльності вітру, яка проявляється особливо інтенсивно в пустелях. До еолових відкладень відносяться сортовані піщані наноси, які відкладаються недалеко від областей дефляції. Ці наноси утворюють особливі форми рельєфу – горби, дюни, бархани.

Морські відкладення формуються в результаті переміщення берегової лінії морів, явищ трансгресії та регресії, які неодноразово спостерігалися в четвертинний період. Морські відкладення відрізняються шаруватістю,

сортуванням і великою акумуляцією солей. Виходячи місцями на поверхню призводять до утворення засолених ґрунтів.

Роль ґрунтоутворюючих порід у ґрунтоутворенні визначається тим, що вони значною мірою впливають на склад і властивості ґрунтів, які з них формуються. Це, в свою чергу, позначається на швидкості перетворення мінеральної маси при ґрунтоутворенні, закріпленні органічних речовин і т.д. Мінералогічний, хімічний і механічний склад порід визначає умови росту рослин, має великий вплив на гумусонакопичення, опідзолювання, оглеєння, засолення та інші процеси.

В залежності від механічного складу породи розрізняють за водопроникністю, вологомісткістю, пористістю, що зумовлює в процесі розвитку ґрунтів їх водний, повітряний і тепловий режими. Від материнських порід залежать швидкість і напрямок ґрунтоутворювального процесу, формування і рівень ґрунтової родючості, а також умови використання ґрунтів у сільському господарстві.

1.3.4. Організми та їх роль в ґрунтоутворенні і формуванні родючості ґрунтів

В утворенні ґрунту беруть участь організми, які формують складні біоценози на Землі. При одночасній дії цих біоценозів відбувається формування ґрунтів та їх властивостей. Кожна група організмів виконує свою роль.

У ґрунтоутворенні беруть участь три групи організмів – *мікроорганізми, зелені рослини і тварини*, які утворюють на суші складні біоценози. При спільній дії організмів у процесі їхньої життєдіяльності, а також за рахунок продуктів життєдіяльності здійснюються найважливіші ланки ґрунтоутворення – синтез і руйнування органічної речовини, виборча концентрація біологічно важливих елементів, руйнування і новоутворення мінералів, міграція й акумуляція речовин та інші явища, які становлять сутність ґрунтоутворюючого процесу і визначають формування головної властивості ґрунту – родючості. Разом з тим функції кожної з цих груп організмів при утворення ґрунту різні.

Роль мікроорганізмів у ґрунтоутворенні. Основна маса мікроорганізмів зосереджена в горизонті поширення кореневих систем на глибині 10–20 см. Чисельність мікроорганізмів вимірюється мільярдами в 1 г ґрунту. Загальна маса мікроорганізмів орного шару ґрунту (25–30 см) становить близько 10 т/га. Високородючі окультурені ґрунти містять найбільше мікроорганізмів.

Мікроорганізми ґрунту досить різноманітні за складом і біологічною діяльністю. Тут поширені бактерії, актиноміцети, гриби, водорості,

найпростіші. В цілому для планети маса ґрунтових мікроорганізмів становить 0,01 – 0,1 % від всієї біомаси суші.

Бактерії – це одноклітинні організми розміром у кілька мікрометрів. Бактерії – найбільш поширений вид мікроорганізмів ґрунту. За способом живлення вони поділяються на *автотрофні*, які засвоюють вуглець з вуглекислого газу, та *гетеротрофні*, які використовують вуглець органічних сполук.

По відношенню до азоту лише частина бактерій автотрофні, тобто здатна засвоювати цей елемент з повітря. Автотрофні бактерії поглинають вуглець з вуглекислоти; цей процес ендотермічний, що вимагає витрати додаткової зовнішньої енергії. Такі бактерії використовують енергію окислення деяких мінеральних сполук. Цей процес одержав назву *хемосинтезу*. Прикладом здійснення хемосинтезу є діяльність нітрифікуючих бактерій. Під нітрифікацією розуміють процес біохімічного окислення аміаку до азотної кислоти. Про кількісний масштаб процесу нітрифікації можна судити з того, що за один рік діяльності нітрифікуючих бактерій може утворитися до 300 кг солей азотної кислоти на 1 г ґрунту.

Аналогічно відбувається хемосинтез в інших нітрифікуючих бактерій. Джерелом енергії для поглинання вуглецю з вуглекислого газу можуть служити реакції окислення сірководню, сполук сірки, сполук заліза (II), марганцю (II) і т.д. Накопичення сульфатів у результаті діяльності сіркобактерій в приповерхневому шарі ґрунту досягає 200–250 кг на 1 м ґрунту. Певні групи бактерій володіють здатністю поглинати молекулярний азот з повітря. Цей процес одержав назву *фіксації азоту*. Брак азоту в ґрунті стримує розвиток рослинності, обмежує можливості сільськогосподарського використання ґрунту. Значення азотофіксуючих бактерій надзвичайно велике тому, що тільки завдяки їхній діяльності для всієї іншої маси живих організмів стає доступним атмосферний азот.

Гетеротрофні бактерії поглинають необхідний вуглець з готових органічних сполук, розкладаючи складні сполуки на прості. Завдяки їхній діяльності здійснюється грандіозний процес руйнування колосальної кількості мертвої органічної речовини, яка щорічно надходить у ґрунт, і звільнення хімічних елементів, міцно зв'язаних в складі органічних залишків.

Гриби – ниткоподібні гетеротрофні мікроорганізми, які щільно поселяються в ґрунтах (до 1млн. на 1г ґрунту). Грибів особливо багато в горизонтах ґрунту, збагачених омертвілими рослинними залишками (лісова підстилка, опад). Гриби руйнують клітковину і лігнін, беруть участь у розкладанні білків. Вони активно беруть участь у процесах мінералізації та гуміфікації органічних речовин, при цьому має місце поступова зміна одних грибів іншими в процесі розкладу органічних речовин.

Гриби синтезують різні кислотні сполуки (лимонну, щавлеву, оцтову

кислоти). Їхня активна діяльність сприяє утворенню фульвокислоти гумусу. Ця особливість грибів проявляється в їхній здатності до активного руйнування мінералів. Найбільш поширені цвілеві гриби, а в лісових ґрунтах гриб – мукор Серед грибів ґрунту зустрічаються шкідливі для сільськогосподарських культур, які викликають захворювання (картопляна гниль, борошниста роса виноградної лози, вилт виноградників та інші). Впровадження правильних сівозмін протидіє розвитку грибних захворювань культурних рослин.

Так само як актиноміцети, гриби переважно є аеробами. Міцелій грибів часто розвивається на коренях рослин і навіть в клітинах вищих зелених рослин. Подібний симбіоз вищих рослин з грибами називається *мікоризою*. У цьому симбіозі міцелій гриба виконує функції всмоктуючого апарату кореневої системи, забезпечуючи рослини водою і елементами живлення. У силу того, що гриби засвоюють поживні речовини безпосередньо з органічних сполук, мікориза забезпечує розвиток рослин на ґрунтах, багатих слаборозкладеними рослинними залишками. В свою чергу, міцелій грибів використовує для живлення вуглеводи і деякі органічні кислоти, що надходять з листя в коріння рослин.

Актиноміцетами інколи називають променеві гриби, які використовуються як джерело вуглеводного забезпечення різноманітних органічних сполук. Вони можуть розкладати клітковину, лігнін, перегнійні речовини ґрунту. Беруть участь в утворенні гумусу. Актиноміцети краще розвиваються в ґрунтах з нейтральною реакцією або слабколужною, багатих органічною речовиною, які добре обробляються. До актиноміцетів відносяться проактиноміцети, мікобактерії, мікомоноспори, мікококи.

Водорості поширені у всіх ґрунтах, головним чином у поверхневому шарі. Містять у своїх клітинах хлорофіл. У болотних ґрунтах і на рисових полях водорості покращують аерацію, засвоюючи розчинений CO_2 і виділяючи в воду кисень. Водорості беруть активну участь у процесах вивітрювання порід і в первинному процесі ґрунтоутворення.

Лишайники не відносяться до мікроорганізмів, але оскільки вони представляють собою складне симбіотичне утворення гриба і водорості, доцільно розглянути їх участь у ґрунтоутворенні. Лишайники поселяються як на органічній речовині, так і на гірських породах. Особливий інтерес представляє їх діяльність на гірських породах. Воду і вуглець лишайники отримують з атмосфери, а інші хімічні елементи – за рахунок руйнування мінералів. Лишайники втілюються в товщу гірської породи гіфами гриба, тому в екологічному аспекті їх відносять до літофітів.

З моменту поселення лишайників на гірських породах починається інтенсивне біологічне вивітрювання та первинне ґрунтоутворення. Формування мікробіологічних ценозів і інтенсивність діяльності мікроорганізмів залежать від гідротермічного режиму ґрунту, його реакції, кількісного та якісного складу органічної речовини в ґрунті, умов аерації і

мінерального живлення. Для більшості мікроорганізмів оптимум гідротермічних умов в ґрунті характеризується температурою 25–30 °С і вологістю біля 60 % повної вологомісткості ґрунту.

Всі групи мікроорганізмів найбільш активні при реакції середовища близькій до нейтральної. Більшість бактерій, такі як нітрифікатори, азотофікатори, бульбашкові бактерії, пригнічуються при кислій реакції середовища. Погіршення умов аерації ґрунту пригнічує діяльність аеробних бактерій, сприяє консервації органічних залишків і може призвести до утворення токсичних для рослин продуктів анаеробних процесів. Особливо велике значення для життя мікроорганізмів має наявність у ґрунті органічної речовини, оскільки переважна частина їх – теротрофи. Органічна речовина для них – джерело енергії, вуглецю, азоту та інших елементів.

Розподіл мікроорганізмів в ґрунтовому профілі пов'язаний з вмістом гумусу і надходженням свіжих органічних залишків, тому максимальна їх кількість розташована в верхніх горизонтах, збагачених на органічні сполуки корневих виділень і органічні речовини відмираючих корневих волосків.

Мікроорганізми виконують дуже важливу функцію в перетворенні речовин та енергії при ґрунтоутворенні. Головною з них є: трансформація органічних речовин, утворення різноманітних солей та сполук з компонентів ґрунту, участь в руйнуванні і утворенні нових ґрунтових мінералів, акумуляція продуктів ґрунтоутворення. Діяльність мікроорганізмів – безпосередній ланцюг біологічного кругообігу речовин. Перетворення речовин мікроорганізмами відбувається за участю різноманітних ферментів. Наприклад, ферменти групи гідролаз здійснюють розщеплення білків, вуглеводів, ліпідів, смоли. Мікроорганізми формують біологічний, поживний, окисно-відновний, повітряний режими ґрунту.

Мікроорганізми беруть активну участь в розкладі та синтезі мінералів. Під дією різноманітних мінералів та органічних кислот (продуктів життєдіяльності мінералів) відбувається руйнування мінералів. В умовах перезволоження спостерігається розвиток відновлюючих біологічних процесів, які викликають утворення елементів з перемінною валентністю (залізо, марганець та інші). Ці процеси спостерігаються під час утворення болотних ґрунтів (глеєутворення).

З розвитком окисно-відновлюючих процесів спостерігається явище міграції та акумуляції мінеральних продуктів ґрунтоутворення.

Частина органічних сполук, які виділяються мікроорганізмами, можуть утворювати хелатні комплексні сполуки і сприяти їх міграції. До таких комплексноутворювальних сполук слід віднести процеси міграції заліза, алюмінію, марганцю.

З мікробіологічними процесами тісно пов'язане явище утворення

нових сполук у ґрунті, акумуляція різних елементів живлення, утворення кальциту, трансформація біотиту в вермікуліт, формування ортштейнового горизонту, содоутворення. Під дією мікроорганізмів спостерігається процес окислення та відновлення елементів змінної валентності – азоту (нітрифікація, денітрифікація), марганцю та інших елементів.

Взаємовідносини мікроорганізмів у ґрунті. Всі відносини між мікроорганізмами в ґрунті можна віднести до таких основних явищ: *симбіоз, метабіоз, антагонізм, паразитизм.*

Симбіоз може бути прикладом взаємовідносин між грибами та водоростями, які приводять до утворення нових форм – лишайників. Найбільш поширений вид взаємовідносин між мікроорганізмами є *метабіоз* – прикладом можуть бути взаємовідносини між азотобактером та целюлозоруйнучими бактеріями.

Крім позитивних взаємовідносин, існують *антагоністичні*. Так, деякі види актиноміцетів виділяють речовини, які гальмують процес розвитку бактерій. Існують також організми, які паразитують на інших.

Таблиця 1.2 – Кількість мікроорганізмів у різних ґрунтах
(за розрахунком Е.Н. Мішустіна)

Ґрунт	Кількість мікроорганізмів	
	на 1 г ґрунту	на 1 мг азоту ґрунту
Підзоли	300-600	Біля 70
Дерново-підзолисті	600-1000	Біля 200
Дерново-підзолисті окультурені	1000-2000	Біля 250
Чорноземи	2000-2500	Біля 600
Чорноземи окультурені	2500-3000	Біля 750
Сіроземи	1200-1600	Біля 2000
Сіроземи окультурені	1800-3000	Біля 2400

На інтенсивність мікробіологічних процесів впливає агротехніка, яку застосовують на тому чи іншому типі ґрунту. Обробіток ґрунту, особливо оранка, впливає на повітряний, тепловий та водний режими ґрунту. При створенні сприятливих умов у ґрунті дуже активно розвиваються мікроорганізми, що в свою чергу мобілізує поживні речовини. Істотний фактор, який впливає на активність мікробіологічних процесів, є внесення органічних та мінеральних добрив. Систематичне внесення гною значно збільшує загальну кількість мікроорганізмів у ґрунті.

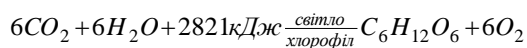
Мінеральні добрива стимулюють розвиток мікроорганізмів, що прискорює процес розвитку мінералізації органічної речовини. При цьому слід зауважити, якщо в ґрунті мало органічних речовин та гумусу, довготривале внесення мінеральних добрив пригнічує розвиток мікроорганізмів у ґрунті. Поєднання мінеральних добрив з органічними

значно покращує розвиток мікрофлори ґрунту.

Найбільшим вмістом мікроорганізмів характеризуються чорноземи й сіроземні ґрунти, найменшим – ґрунти тундри і північної тайги.

Важливим фактором існування нормальних умов життя мікроорганізмів у ґрунті є реакція ґрунтового середовища. Так, при кислій реакції, а також сильноолужній створюються несприятливі умови для життя мікроорганізмів.

Роль зелених рослин в ґрунтоутворенні. Утворення органічних речовин в основному пов'язано з фотосинтезом – процесом, який відбувається в зелених частинах рослин за участю хлорофілу. Рослини, поглинаючи вуглекислий газ з атмосфери і воду з ґрунту, синтезують органічну речовину згідно зі схемою:



Для здійснення цієї складної реакції використовується енергія сонячного проміння. В клітинах рослин створюється різновид сполук – вуглеводи, жири, білки та ін. Щорічно вищі рослини суші синтезують біля 10^{10} т сухих органічних речовин. Величина річної продуктивності рослинності дуже коливається залежно від географічних умов.

Рослинність впливає на ґрунтоутворення як своєю живою масою, так і продуктами опадів. Встановлено, що живе коріння виділяє в навколишнє середовище значну кількість органічних кислот, які значно підкислюють ґрунт. На поверхні ґрунту і в середині його щорічно залишається рослинний опад, кількість якого коливається від 7 т/га в сосняках Полісся до 180 т/га у лучних степах лісостепової зони. Розкладаючись в різних умовах, він зазнає ряд складних видозмін і виділяє хімічні речовини, які по-різному впливають на ґрунтоутворюючі породи.

Зелені рослини, таким чином, єдине першоджерело органічних речовин у ґрунті, і основною функцією їх, як ґрунтоутворювачів слід вважати біологічний кругообіг речовин – надходження з ґрунту елементів живлення і води, синтез органічної маси та повернення її в ґрунт після завершення життєвого циклу. Наслідком біологічного кругообігу є акумуляція потенційної енергії та елементів азотного і зольного живлення рослин у верхній частині ґрунту, що зумовлює поступовий розвиток ґрунтового профілю і основної властивості ґрунту – його родючості. Зелені рослини беруть участь у трансформації мінералів ґрунту – руйнуванні одних і синтезі нових, у формуванні структури всієї коренезаселеної частини профілю, а також у регулюванні водно-повітряного і теплового режимів ґрунтів. Характер участі зелених рослин у ґрунтоутворенні різний залежно від типу рослинності та інтенсивності біологічного кругообігу.

Залежно від біологічного впливу на ґрунтоутворення зелені рослини поділяються на дерев'яністі та трав'яністі.

У *дерев'янистих* рослин, щорічно відмирає лише наземна частина (листя, гілки, плоди), яка відкладається на поверхні ґрунту у вигляді опадів або лісової підстилки. Дерев'яниста рослинність дає велику кількість біомаси, але її надходження в ґрунт незначне. Щорічний приріст біомаси перевищує надходження її в ґрунт, тому з опадом у ґрунт вертається менше зольних речовин, ніж витрачається їх на приріст.

Тривалість життя *трав'яної* рослинності коливається від декількох тижнів до 1–2 років та 3–5 років у бобових. Коріння живе 7–15 років і навіть більше.

В процесах ґрунтоутворення ефект від трав'янистої рослинності ще більший, ніж від дерев'янистої, не дивлячись на те, що біомаси вона дає менше, ніж дерев'яниста. Це явище активної участі трав'янистої рослинності у формуванні ґрунту пояснюється швидким обігом всіх її компонентів в системі рослина – ґрунт. Ґрунт щорічно збагачується органічними рештками трав у вигляді наземної маси. Кореневі рештки, на відміну від наземної маси, розкладаються швидко і продукти їх розпаду взаємодіють з мінеральною частиною ґрунту (табл. 1.3).

Залишки трав'янистої рослинності порівняно з дерев'янистим опадом містять менше клітковини, більше білків, зольних речовин та азоту.

Для трав'янистої рослинності характерна нейтральна або слабколужна реакція.

Таблиця 1.3 – Біологічна продуктивність основних типів рослинності
(за Л.Е. Родіним і Н.А. Базилевич, 1965)

Типи рослинності	Біомаса			Приріст ц/га	Опад, ц/га	Лісова підстилка, степова волоть, ц/га
	ц/га	надземна частина, %	коріння, %			
Арктичні тундри	50	30	70	10	10	35
Чагарникові тундри	280	17	83	25	24	835
Ялиничник північної тайги	1000	78	22	45	35	300
Ялиничник південної тайги	3300	78	22	85	55	350
Діброви	4000	76	24	90	65	150
Степи лучні	250	32	68	137	137	120
Степи сухі	100	15	85	42	42	15
Пустелі напівчагарникові	43	13	87	12	12	-
Савани (Гана)	666	94	6	120	115	13
Вічно вологі тропічні ліси	5000	82	18	325	250	20

Мохи – рослинні організми, які не мають кореневої системи та засвоюють елементи живлення всією поверхнею органів. Вони утримують велику кількість вологи, тому процес розкладення рослинних залишків

відбувається поволі, з поступовим нагромадженням торфу.

Роль тварин в ґрунтоутворному процесі. Фауна ґрунту надзвичайно різноманітна. До неї належать представники простих форм (найпростіших), безхребетні, хребетні тварини. Найпростіші в ґрунті представлені інфузоріями, кореніжками, джугтиковими. Вони грають виключно важливу роль у процесах перетворення рослинних залишків, використовуючи їх як їжу й істотно прискорюючи біологічний кругообіг.

За способом живлення найпростіші переважно гетеротрофні. Вони живляться переважно мікроорганізмами (спорами, грибами, водоростями). Найпростіші виявлені у всіх ґрунтах, переважно у верхніх шарах ґрунту. Вчені вважають, що найпростіші обновлюють мікрофлору ґрунту. *Безхребетні* організми ґрунту – це перш за все дощові черв'яки, кліщі, ногохвісточки та ін. Вони відіграють важливу роль в процесах перетворення рослинних залишків, використовуючи їх як харчові продукти, чим прискорюють біологічний процес обігу речовин.

Особливе значення в ґрунтоутворенні належить дощовим черв'якам. Вони поширені в різних ґрунтово-кліматичних зонах. Черв'яки зустрічаються як в окультурених ґрунтах, так і в неокультурених. Їх кількість в ґрунтах коливається в межах від сотень тисяч до декількох мільйонів на 1г ґрунту. Найбільше їх у верхніх горизонтах, з глибиною їхня кількість зменшується. Дощові черв'яки роблять у профілі ґрунту проходи, які покращують фізичні властивості ґрунту: підвищується пористість ґрунту, покращується аерація, вологомісткість, водонепроникливість. В ґрунтах, де є дуже багато черв'яків, нагромаджується значна кількість продуктів їх життєдіяльності – капролітів, які сприяють зростанню кількості гумусу, суми обмінних основ, зменшенню кислотності ґрунту. Капроліти впливають на водотривкість структурних агрегатів. Дощові черв'яки покращують не тільки агрофізичні властивості ґрунту, а також хімічні його властивості.

Комахи ґрунту. В ґрунтах живе значна кількість комах (жуки, мурашки, терміти та ін.), які мають значний вплив на ґрунтоутворення. Вони риють у ґрунті ходи. Тим самим покращують повітряний режим ґрунту, змінюють його фізичні властивості. В процесі життєдіяльності сприяють збільшенню гумусу в ґрунті.

Хребетні тварини. Ця група тварин в ґрунтах представлена переважно гризунами, які риють значну кількість ходів у профілі ґрунту. Ці ходи в ґрунті називають "кrotовинами". Деякі ґрунти, особливо в степовій зоні, сильно перериваються гризунами і на поверхні створюють певні форми рельєфу, які називають нанорельєфом, а до назви ґрунту долучають термін переритий "кrotовинами". "Кrotовини" використовують як діагностичну ознаку при встановленні підтипу ґрунтів, зокрема чорноземів, де в профілі цих ґрунтів обов'язково повинні бути присутні ходи "кrotовини". Ці ходи значно покращують фізичні властивості ґрунту,

змінюють природну родючість певних горизонтів ґрунту за рахунок нагромадження в них більш родючих горизонтів – матеріалу з інших шарів (горизонтів) ґрунту.

1.3.5. Клімат як фактор ґрунтоутворення

Клімат є одним з основних факторів ґрунтоутворення і географічного поширення ґрунтів. Про різносторонній вплив його на ґрунтоутворення зазначав ще В.В. Докучаєв. Тепер відомо, що клімат впливає на ґрунтоутворення як прямо (визначає гідротермічний режим ґрунту), так і опосередковано – через рослинність, мікроорганізми і тварин.

Різностороння роль клімату як фактора ґрунтоутворення полягає в наступному: по-перше, клімат – важливий фактор розвитку біологічних і біохімічних процесів. Певне поєднання температурних умов і зволоження обумовлює тип рослинності, темпи створення і руйнування органічної речовини, склад та інтенсивність діяльності ґрунтової мікрофлори і фауни. По-друге, атмосферний клімат, змінюючись через властивості і склад ґрунту, має великий вплив на водно-повітряний, температурний і окислювально-відновлювальний режими ґрунту. По-третє, з кліматичними умовами тісно пов'язані процеси перетворення мінеральних сполук у ґрунті (напрямок і темп вивітрювання, акумуляція продуктів ґрунтоутворення). По-четверте, клімат дуже впливає на процеси водної та вітрової ерозії ґрунтів.

Основними кліматичними факторами, які впливають на процеси ґрунтоутворення, є *сонячна радіація, атмосферні опади і вітер*.

Значення сонячної радіації в ґрунтоутворенні. Сонячне світло, яке приносить теплову енергію на поверхню Земної кулі, є основним джерелом енергії для життя і ґрунтоутворення.

Сонячна енергія, увібрана ґрунтом, витрачається на такі процеси, як нагрівання, випаровування, транспірацію, фотосинтез, синтез гумусу тощо.

Теплові умови ґрунтоутворення на нашій планеті дуже різноманітні але в загальних рисах вони зумовлені величинами радіаційного балансу.

Величини радіаційного балансу корелюють з такими показниками, як середньорічна температура і сума активних температур (табл. 1.4).

Високі середньорічні температури (+32...+35 °С) характерні для тропіків, найнижчі (-30...-35 °С) – для полярних областей. Отже, різниця середньорічних температур на Землі досягає 60 °С.

Сума активних температур використовується для агрономічної і ґрунтової оцінки територіального термічного режиму. Для трав'янистої рослинності активними є температури вище +4...+5 °С, для лісової – вище +10 °С.

Таблиця 1.4 – Характеристика кліматичних зон планети

Планетарні термічні пояси	Середньорічна температура повітря, °С	Радіаційний баланс, кДж/(см ² ·рік)	Сума активних температур, °С за рік на південній межі поясів Північної півкулі
Полярний	-23...-15	21 – 42	400 – 500
Бореальний	-4...+4	42 – 84	2400
Суббореальний	+10	84 – 210	4000
Субтропічний	+15	210 – 252	6000 – 8000
Тропічний	+32	252 – 336	8000 – 10000

З даних табл. 1.4 видно, що середньорічна температура, величина радіаційного балансу і сума активних температур за рік збільшуються від полярних областей до тропічних. Природно, що в цьому ж напрямку збільшуються інтенсивність вивітрювання, синтез органічної маси, активізується життєдіяльність тварин і мікроорганізмів. У тому ж напрямку підвищується інтенсивність ґрунтоутворювальних процесів: руйнування мінералів, розкладання органічних решток, синтез гумусних кислот тощо. За високих середньорічних температур утворюється більше глинистих часток як продукту інтенсивного вивітрювання.

Температура ґрунту впливає на швидкість хімічних реакцій. Згідно з правилом Вант-Гоффа, при підвищенні температури на 10 °С швидкість хімічних реакцій збільшується у 2–3 рази. Тому в районах з високою середньорічною температурою геохімічні процеси відбуваються значно швидше, ніж у широтах з холодним кліматом. Це зумовлює річну швидкість вивітрювання, формування різної кори вивітрювання і, як наслідок, різноманітний хімічний склад ґрунтів. Крім того, від температури залежить ступінь дисоціації хімічних сполук у водних розчинах. При підвищенні температури від 0 до 50 °С дисоціація збільшується у 8 раз.

Одним з елементарних процесів ґрунтоутворення є випаровування ґрунтової вологи, який залежить від температури. Випаровування зумовлює підвищення концентрації ґрунтового розчину і випадання солей в осад, що спричиняє утворення вторинних мінералів і соленакопичення у ґрунтах.

Крім того, температура впливає на розчинення газів в ґрунтовому розчині, на швидкість коагуляції і пептизації та інші фізико-хімічні процеси.

Вплив атмосферних опадів на ґрунтоутворення. Ефективний вплив тепла і світла на біологічні і ґрунтоутворювальні процеси можливий лише при наявності достатньої кількості вологи. Тому значення атмосферних опадів у ґрунтоутворенні дуже велике. На ґрунтоутворення певним чином впливає як кількість, так і сезонний розподіл атмосферних опадів.

Атмосферні опади, які надходять у ґрунт, розчиняють мінеральні та органічні сполуки, переміщують їх в нижні горизонти (вилуговують), переносять рухомі форми сполук і механічні частинки з підвищених елементів рельєфу на понижені. Ці процеси здійснюють води поверхневого і підземного стоку.

Під впливом атмосферних опадів відбуваються процеси гідролізу первинних мінералів і формування вторинних глинистих мінералів. Атмосферні опади приносять на поверхню ґрунту пилюваті частинки, розчинені солі, кислоти, азот, аміак, CO₂, токсичні сполуки. Вологи атмосферних опадів утримується в порах і капілярах ґрунту і використовується рослинами для синтезу органічної речовини, яка в майбутньому витрачається на поповнення запасу гумусних речовин і є джерелом енергії і поживних речовин для тварин і мікроорганізмів. Таким чином, атмосферні опади прямо і опосередковано впливають на процеси гуміфікації.

Низхідний рух води в решті-решт формує генетичні горизонти ґрунту – гумусний, елювіальний, ілювіальний та ін. Інтенсивний стік атмосферних опадів спричиняє водну ерозію ґрунтів.

Характер атмосферних опадів на даній території впливає на термічний режим ґрунтів. Так, відсутність потужного снігового покриву в районах з суворими зимами (Сибір, Центральна Азія) призводить до глибокого промерзання і розтріскування ґрунту, на значних територіях утворюється багаторічна мерзлота. Потужний сніговий покрив утеплює ґрунт. Все це впливає на процеси ґрунтоутворення і зумовлює особливості землеробства.

Ступінь зволоження ґрунтів зумовлює їх хімічний склад. В аридних областях формуються ґрунти з високим вмістом карбонатів і водорозчинних солей, з низьким вмістом гумусу, з малою ємністю вбирання. В гумідних ландшафтах посилюється промивання ґрунту, підвищується вміст гумусу, глинистих мінералів і вбирна здатність ґрунту. В умовах перезволоження значно підвищується кислотність ґрунту, знижуються вміст гумусу і ємність вбирання.

Роль вітру в ґрунтоутворенні. Крім сонячної радіації і атмосферних опадів на ґрунтоутворення впливає також вітер. Він переносить мінеральні і органічні частинки з однієї території на іншу, перерозподіляє опади, посилює випаровування і, таким чином, бере участь у формуванні механічного, хімічного складу та водного режиму ґрунту.

Всі процеси руйнування, перенесення і відкладання механічних частинок порід і ґрунтів, які відбуваються під впливом вітру, називають

еоловими. Виділяють еолову дефляцію, еолову корозію і еолову акумуляцію.

Еолові форми рельєфу особливо поширені в пустелях та напівпустелях. Під дією вітру відбувається видування, розвіювання та витягування гірських порід. Пісок, який піднімається вітром, переноситься на значну відстань, вдаряється в скельні породи, відточує та руйнує їх. Внаслідок руйнування гірських порід утворюються еолові відкладення. Вітер переносить грубий пісок на незначну відстань і утворює еолові форми рельєфу – *бархани*, *дюни*.

Бархани – підковоподібні піщані горби з крутими схилами з підвітряного боку та пологими з навітряного боку. Бархани мають висоту до декількох десятків метрів.

Дюни – це піщані горби, витягнуті в напрямку вітру.

В умовах сухого клімату, при відсутності рослинного покриву дрібні частинки ґрунту захоплюються повітряним потоком, піднімаються на значну висоту, переносяться на значну відстань і випадають при послабленні сили вітру або з атмосферними опадами. Так само переносяться легкорозчинні солі з поверхні морів і океанів під час штормів. В період діяльності вулканів повітряні маси насичуються аерозолями і аеросупензіями, які переносяться вітром на значні відстані. Аналогічні явища відбуваються навколо відкритих кар'єрів і промислових підприємств, які викидають в атмосферу велику кількість відпрацьованих речовин.

Інтенсивність видування ґрунту визначається багатьма факторами: швидкістю вітру, наявністю рослинного покриву, механічним і структурним складом ґрунту, рельєфом тощо. При сильній дефляції виникають *пиллові бурі*.

В результаті дефляції видується верхній родючий шар, знижується родючість ґрунту. В місцях акумуляції принесених вітром речовин (балки, яри, лісосмуги, населені пункти, сільськогосподарські угіддя) гинуть багаторічні насадження і посіви, заносяться родючі землі, зрошувальні канали, дороги тощо.

Отже, еолові процеси причиняють значну шкоду сільському, водному та іншим галузям народного господарства і порушують нормальний перебіг процесів ґрунтоутворення.

1.3.6. Рельєф як фактор ґрунтоутворення

Рельєф виступає як головний чинник перерозподілу сонячної радіації та опадів в залежності від експозиції та крутизни схилів і впливає на водний, тепловий, поживний, окисно-відновний та сольовий режими.

Рельєф впливає на розвиток ерозії, а також виступає як фактор

еволюції ґрунту.

Характеристика рельєфу ґрунтується на вивченні його генезису. Розрізняють три групи форм рельєфу: *макрорельєф*, *мезорельєф* і *мікрорельєф*.

Під *макрорельєфом* розуміють самі великі форми рельєфу, що визначають загальний вигляд території: рівнини, плато, гірські системи. Виникнення макрорельєфу пов'язано головним чином з тектонічними явищами в земній корі.

Мезорельєф – форми рельєфу середніх розмірів: ували, пагорби, балки, долини, тераси та їхні елементи – плоскі ділянки, схили різної крутизни. Виникнення мезорельєфу пов'язано в основному з екзогенними геологічними процесами, на які великий вплив чинять повільні підняття і опускання деяких ділянок суші.

Під *мікрорельєфом* розуміють дрібні форми рельєфу, що займають незначні площі, з коливаннями відносних висот у межах одного метра. Сюди відносяться горбки, пониження, западини, які виникають на рівних поверхнях рельєфу в результаті просідання рельєфу, мерзлотних деформацій або з інших причин. На схилах мікрорельєф іноді визначається сповзанням ґрунтових мас або ґрунтово-ерозійними процесами. Широко розвинені схиліві форми рельєфу, які прийнято характеризувати за крутизною, формами і експозицією.

Значення рельєфу у формуванні ґрунтів і розвитку ґрунтового покриву велике і різноманітне.

Елементи мезо- та мікрорельєфу і особливо схили різної крутизни перш за все перерозподіляють вологу опадів на земній поверхні та регулюють співвідношення вод, які стікають по поверхні, просочуються в ґрунт, накопичуються в пониженнях. Поверхні різного нахилу та експозиції отримують неоднакову кількість сонячної радіації, що відбивається в певних умовах температурного та водного режимів. Відмінності в зволоженні викликають зміни поживного, окислювально-відновлювального і сольового режимів.

Все це призводить до поселення і розвитку різної рослинності, до істотних відмінностей у синтезі й розкладанні органічної речовини, перетворенні ґрунтових мінералів і в кінці-кінців до утворення різних ґрунтів в різних умовах рельєфу.

Рельєф має великий вплив на розвиток ерозійних процесів. В умовах схилових форм рельєфу можливі прояви водної ерозії, тобто змиву і розмиву ґрунту. Рівнинні райони сприяють вітровій ерозії.

Важливе місце у формуванні рельєфу території належить дії льодовиків, які після себе залишають своєрідні форми рельєфу (морени, характерні друмліни, ози, ками, зандри).

Автоморфні ґрунти формуються на рівних формах рельєфу, за умови що ґрунтові води залягають на глибині більше 6 м.

Напівгідроморфні та поверхнево-глеюваті ґрунти утворюються в умовах тимчасового затримання поверхневих вод або при заляганні ґрунтових вод на глибині менше 3 – 6 м (глеюваті ґрунти).

Гідроморфні ґрунти формуються в умовах довготривалого перезволоження поверхневими водами або залягання ґрунтових вод на глибині менше 3 м.

Властивості ґрунтів залежать від рельєфу, що необхідно враховувати при землеустрої території і особливо при організації території і впровадженні сівозмін.

1.3.7. Вік ґрунту або території

Процес ґрунтоутворення протікає в часі. Кожен новий цикл ґрунтоутворення (сезонний, річний, багаторічний) вносить певні зміни до перетворення органічних і мінеральних речовин у ґрунтовому профілі. Тому чинник часу має величезне значення у формуванні та розвитку ґрунтів.

Розрізняють такі поняття:

1. *Абсолютний вік* – час, що минув з початку формування ґрунту до теперішнього часу. Він коливається від декількох років до мільйонів років. Найбільший вік мають ґрунти тропічних територій, які не зазнали різного роду порушень (водна ерозія, дефляція).

2. *Відносний вік* – характеризує швидкість ґрунтоутворення процесу, тобто швидкість зміни однієї стадії розвитку ґрунту на іншу. Він пов'язаний з впливом складу та властивостей порід, умов рельєфу на швидкість і напрям ґрунтоутворення процесу.

На території України, за дослідженнями В.Р.Вільямса, процес ґрунтоутворення почався з відступом льодовика. На півдні країни льодовик відступив раніше, тому і ґрунтоутворення тут почалося раніше, в той час як на півночі цей процес був загальмований пізнішим відходом льодовика. Отже, за віком ґрунти нашої держави переважно більш старі, ніж ґрунти північних країн, де поверхня території звільнилась від льодовика пізніше.

Локальні фактори ґрунтоутворення. Розглянуті раніше фактори ґрунтоутворення – гірські породи, клімат, живі організми і рельєф – є глобальними. Вони впливають на процеси ґрунтоутворення на всій території суші. Крім глобальних факторів є ряд локально діючих. Це виробнича діяльність людини, ґрунтові води, вулканічний попіл та ін.

1.3.8. Виробнича діяльність людини

Це надзвичайно потужний фактор формування властивостей ґрунту. Це фактор свідомого впливу людини на напрямок ґрунтоутворення, який викликає зміну показників ґрунту.

До цього впливу можна віднести перш за все хімічну меліорацію ґрунтів, проведення заходів, спрямованих на регулювання повітряного та водного режимів ґрунту та ін. Виробнича діяльність людини на сучасному етапі розвитку стає провідним фактором ґрунтоутворення і зміни родючості ґрунту. При цьому характер та важливість змін ґрунту залежить від соціально-економічних і виробничих взаємовідносин, рівня розвитку суспільства, науки, техніки.

Освоюючи цілині землі, людина створює сприятливі умови для росту і розвитку культурних рослин. Однак при цьому порушується динамічна рівновага всіх компонентів природного ландшафту: змінюється характер рослинності, склад мікроорганізмів і зоофауни, характер обміну речовин і енергії в системі ґрунт – рослина тощо. Змінюється вплив інших факторів ґрунтоутворення: клімату, рельєфу, материнської породи.

Обробіток ґрунту, регулювання водного режиму (осушення, зрошення, снігозатримання), внесення добрив, хімічні та інші види меліорацій докорінно змінюють хімічний склад ґрунту, його фізичні, теплові та водні властивості.

Таким чином, з початком обробітку цілинного ґрунту починає змінюватися характер ґрунтоутворення. Ґрунт переходить з природної до культурної фази свого розвитку, до культурного процесу ґрунтоутворення. Суть цього процесу спрямовується на утворення потужного гумусного горизонту, який повинен мати високу біологічну активність, високий вміст гумусу, сприятливий структурний склад, оптимальний поживний, тепловий, водний і повітряний режими.

Систематичне застосування заходів, спрямованих на покращання показників ґрунту з врахуванням його генетичних особливостей і вимог культур, веде до окультурення ґрунту, тобто формування ґрунту з більш високими показниками родючості.

Неправильне використання властивостей ґрунту і вживання заходів без врахування рекомендацій щодо раціонального використання земельних ресурсів призводить до погіршення властивостей ґрунту, а інколи може викликати дуже шкідливі явища на тій чи іншій території (ерозія, вторинне засолення, заболочування тощо).

1.3.9. Взаємозв'язок чинників ґрунтоутворення

Фактори ґрунтоутворення специфічно впливають на формування ґрунту і не можуть бути замінені один одним. Кожен з них відіграє свою роль в процесі обміну речовини та енергії між ґрунтом і довкіллям. Всі фактори ґрунтоутворення взаємопов'язані і віддати перевагу якомусь одному можна лише на певному етапі.

Разом з тим всю складну сукупність процесів, які характеризують ґрунтоутворний процес як наслідок взаємодії чинників ґрунтоутворення, можна об'єднати в три групи за даними О.А. Роде: ті, що протікають в результаті діяльності живих організмів; ті, що розвиваються за рахунок продукції життєдіяльності живих організмів і явища абіотичного характеру, які не пов'язані безпосередньо з першими двома.

Фактори ґрунтоутворення в природі в той же час тісно пов'язані, вони поєднуються в природі в екологічні комплекси, зумовлені сумісним розвитком їх компонентів.

Виділяють два цикли розвитку природних екосистем, ландшафтів та ґрунтів – *біокліматичний* та *біогеоморфологічний*.

Біокліматичний цикл розвитку обумовлений космічними та загальнопланетарними явищами, розподілом сонячної радіації по поверхні планети. Рослинність і ґрунт в цьому циклі розвитку еволюціонують разом з кліматом.

Біогеоморфологічний цикл розвитку обумовлений геологічними, геоморфологічними та геохімічними процесами. В цьому циклі рослинність та ґрунтовий покрив еволюціонують разом з розвитком рельєфу.

Докучаєв підкреслював, що ґрунт утворюється в результаті взаємодії факторів ґрунтоутворення. При взаємодії факторів вони впливають один на одного і, як результат цього впливу і взаємодії, розвиваються *мікро-, мезо- та макропроцеси* ґрунтоутворення. Під їх впливом утворюється ґрунт з набором генетичних горизонтів і конкретними властивостями.

В останній час на нашій планеті все більшої сили набирає третій цикл розвитку – виробнича діяльність людини. В цьому циклі людина, з одного боку, пристосовується до двох попередніх, а з другого боку, сама створює штучні умови розвитку рослин агротехнічними, меліоративними, рекультивативними методами, а також формуванням агрокультурних та інших культурних ландшафтів.

Контрольні питання

1. Що розуміють під екзогенними процесами і вивітрюванням гірських порід?
2. Дайте характеристику фізичного вивітрювання.
3. Охарактеризуйте хімічне вивітрювання: окислення, гідратацію, розчинення, гідроліз.
4. Поясніть суть біологічного вивітрювання.
5. Що таке кора вивітрювання і які її типи?
6. Які корисні копалини утворюються в корах вивітрювання?
7. Назвіть основні первинні мінерали ґрунтів та ґрунтоутворювальних порід і обґрунтуйте їх залежність від гранулометричного складу.
8. Назвіть основні вторинні мінерали ґрунтів та ґрунтоутворювальних порід і обґрунтуйте їх залежність від гранулометричного складу.
9. Обґрунтуйте відмінності валового складу ґрунтів від хімічного складу кори вивітрювання.

ЧАСТИНА 2

СКЛАД, ВЛАСТИВОСТІ ТА РЕЖИМИ ҐРУНТІВ

2.1. ГРАНУЛОМЕТРИЧНИЙ СКЛАД ҐРУНТІВ ТА ҐРУНТОТВОРНИХ ПОРІД

Ґрунт складається з твердої, рідкої та газоподібної фаз. Основою всіх специфічних особливостей ґрунту, як середовища для росту і розвитку рослин, тваринного світу, що мешкає у ньому, є його тверда фаза. Тверда частина ґрунту не інертна, вона змінюється під впливом зовнішніх умов, живе та розвивається в часі. До її складу входять уламки гірських порід і мінералів різного ступеню роздроблення, органічні речовини (живі та відмерлі) з різним ступенем розкладу, які перебувають у тісній фізичній, хімічній та біологічній взаємодії з мінеральною частиною ґрунту.

Різний ступінь роздроблення речовин твердої фази ґрунту називається його дисперсністю. Який би ґрунт ми не взяли, він завжди складається з елементарних ґрунтових частинок (ЕґЧ) самих різних розмірів і, таким чином, за своєю природою полідисперсний.

Первинні ґрунтові часточки, представлені мінеральними зернами, органічними та органо-мінеральними гранулами, що вільно суспендуються у воді після руйнування клейких матеріалів, називаються механічними (гранулометричними) елементами або елементарними ґрунтовими частинками ЕґЧ.

ЕґЧ можуть мати будь-яку геометричну форму: шар, куб, призма тощо. Умовно форму їх приймають за кулеподібну, враховуючи так званий *ефективний діаметр*. Механічні частинки приблизно однакового діаметру об'єднують у фракції, оскільки вони володіють подібними властивостями. Групування частинок за розміром називається *класифікацією гранулометричних елементів*.

Гранулометричним складом ґрунту називають відносний за масою вміст груп частинок або фракцій ґрунту різної величини, вираженої у відсотках до загальної маси абсолютно сухого ґрунту.

Гранулометричний склад переважної більшості ґрунтів приблизно на 90 % представлений елементарними ґрунтовими частинками мінеральної природи.

В нашій країні найбільш поширеною є класифікація проф. Н.А. Качинського (табл. 2.1)

Крім того, М.М. Сибірцев усі механічні елементи ґрунту поділив на дві групи фракцій: *фізичний пісок* (>0,01 мм) і *фізичну глину* (<0,01 мм), відокремивши в складі ЕГЧ скелет (часточки крупніші 1 мм) і дрібнозем (менші 1 мм).

Кожна фракція володіє певними характерними властивостями, по різному впливає на властивості ґрунтів, що пояснюється неоднаковим мінералогічним і хімічним складом, фізичними та фізико-хімічними її властивостями.

Таблиця 2.1 – Класифікація гранулометричних елементів ґрунтів та порід (за Н.А. Качинським)

Гранулометричні елементи	Розмір елементів в мм	Гранулометричні елементи	Розмір елементів в мм
Каміння	>3	Пил крупний	0,05–0,01
Гравій	3–1	Пил середній	0,01–0,005
Пісок крупний	1–0,5	Пил дрібний	0,005–0,001
Пісок середній	0,5–0,25	Мул грубий	0,001–0,0005
Пісок дрібний	0,25–0,05	Мул тонкий	0,0005–0,0001
		Колоїди	< 0,0001

Фракція *каміння* представлена переважно уламками гірських порід. Каменястість – явище незадовільне, оскільки наявність у ґрунті значної кількості включень літогенного походження призводить до збільшення енергетичних затрат ґрунтової біоти на їх огинання при рості або русі, а також до ускладнення його обробітку та прискорення зношення сільськогосподарських знарядь. За ступенем каменястості ґрунти поділяють на *некам'янисті* – вміст каміння не перевищує 0,5 %, *слабокам'янисті* – 0,5-5 %, *середньокам'янисті* – 5-10 %, *сильнокам'янисті* – понад 10 %. За типом каменястості ґрунти можуть бути валунні, галечникові та щебенюваті.

Гравій – складається з уламків первинних мінералів. Високий вміст гравію в ґрунтах не впливає на обробіток, але створює несприятливі властивості, такі як низька вологомісткість, провальна водопроникність і відсутність водопідйомної здатності.

Піщана фракція – складається з уламків первинних мінералів, перш за все кварцу та польових шпатів. Ця фракція володіє високою водопроникністю, не набухає, не пластична, а також володіє деякою вологомісткістю та капілярністю. На ґрунтах із великим вмістом цієї фракції та за інших сприятливих умов добре розвивається фітоценоз з

підвищеною вимогливістю до повітряного та теплового режимів, зокрема непогані урожаї дає картопля.

Крупнопилувата фракція мало чим відрізняється від піску, тому її властивості дуже схожі.

Проте **середньопилувата** фракція збагачена слюдами, що значно підвищує пластичність і зв'язність. Середній пил більш дисперсний, ліпше утримує вологу але має слабку водопроникність, нездатний до коагуляції та не бере участі у структуроутворенні і фізико-хімічних ґрунтових процесах. Як наслідок, ґрунти, збагачені цими фракціями, будуть володіти відповідними властивостями.

Пил дрібний – досить високодисперсна фракція, що складається з первинних і вторинних мінералів. Здатна до коагуляції, бере участь у структуроутворенні, володіє поглинальною здатністю, містить значну кількість гумусових речовин. Велика кількість неагрегованого дрібного пилу в ґрунтах спричиняє такі негативні властивості, як низька водопроникність, значна кількість недоступної вологи, висока здатність до набухання й усадки, липкість, тріщинуватість, висока щільність складення.

Мул складається переважно з високодисперсних вторинних мінералів. З первинних подекуди зустрічаються кварц, ортоклаз, мусковіт. Муліста фракція займає провідне місце у формуванні фізико-хімічних властивостей ґрунтів. Мул містить значну кількість гумусу та елементів живлення для рослин. Ця фракція відіграє провідну роль у структуроутворенні. Володіє високою ємністю поглинання та коагуляційною здатністю. Проте надвисокий вміст мулу в ґрунтах є причиною погіршення їхніх фізичних властивостей.

Колоїдна частина – найважливіша з точки зору формування об'ємних властивостей та структури ґрунту.

В основу розподілу гранулометричних фракцій покладена головним чином різниця водно-фізичних властивостей частинок певного розміру. Так, кам'яниста частина ґрунту, або скелет ґрунту, не здатна утримувати вологу, яка проникає крізь неї, а також підіймати її знизу догори. Пісок (1 – 0,05 мм) характеризується лише дуже слабкою водоутримуючою і водопідйомною здатністю. Пил (0,05–0,001 мм) дуже добре утримує воду і добре підіймає воду. В пилуватих ґрунтах вода по капілярах може підійматися вгору на 4–5 м від рівня ґрунтових вод. У мулі (<0,001 мм) погана водопровідність та менша, ніж у пилуватих частинок, водопідйомна здатність, так як капілярні проміжки між частинками мулу дуже малі, а при зволоженні вони ще більш зменшуються за рахунок утворення навколо кожної частинки плівки води, яка утримується силами молекулярного притягання. У вологому стані фракція мулу сильно набрякає, а при висиханні – стискується.

При зміні величини гранулометричних фракцій ґрунту змінюється і їх хімічний склад. Вивчення хімічних аналізів окремих фракцій показує, що з

подрібненню в процесі вивітрювання ґрунтоутворювальних порід співвідношення різних хімічних компонентів змінюється.

Чим крупніше гранулометрична фракція, тим більше у ній таких інертних сполук, як кремнекислоти; більш дрібні частинки ґрунту збагачуються оксидами заліза та алюмінію; в тонких фракціях збільшується кількість калію, фосфатної кислоти та інших елементів живлення рослин, в тому числі й мікроелементів.

Мулисті фракції багаті гумусом і характеризуються сприятливими вбирними властивостями.

Отже, камениста частина ґрунтів, пісок, пил та мул відрізняються одне від одного не тільки за фізичними властивостями, але й за хімічним складом. Тому виділення різних фракцій, визначення їх кількісного складу в ґрунті представляють подвійну цікавість: для наступного гранулометричного складу і мінералогічного аналізу.

В основу сучасних наукових визначень гранулометричного складу ґрунту лягла головним чином двочленна класифікація, встановлена М.М. Сибірцевим і удосконалена Н.А. Качинським, яка побудована на співвідношенні фізичної глини (частинки менше 0,01 мм) і додатково враховуються переважаючі гранулометричні фракції: піщана (1–0,05 мм), крупно пилювата (0,05–0,01 мм), пилювата (0,01–0,001 мм) та фракцій мулу (< 0,001 мм) (табл. 2.2).

Таблиця 2.2 – Класифікація ґрунтів і порід за гранулометричним складом (за Н.А. Качинським)

Вміст фізичної глини (частинки < 0,01мм), %			Коротка назва за гранулометричним складом
ґрунти підзолистого типу ґрунтоутворення	ґрунти степового типу ґрунтоутворення	солончаки і сильно солонцюваті ґрунти	
0 – 5	0 – 5	0 – 5	Пісок пухкий
5 – 10	5 – 10	5 – 10	Пісок зв'язаний
10 – 20	10 – 20	10 – 15	Супісок
20 – 30	20 – 30	15 – 20	Суглинок легкий
30 – 40	30 – 45	20 – 30	Суглинок середній
40 – 50	45 – 60	30 – 40	Суглинок важкий
50 – 65	60 – 75	40 – 50	Глина легка
65 – 80	75 – 85	50 – 65	Глина середня
> 80	> 85	> 65	Глина важка

Користуючись цією класифікацією, можна давати як коротке так і більш повне визначення гранулометричного складу ґрунту. Коротке визначення проводиться за шкалою, яка наведена в таблиці де враховується вміст фізичної глини, або фізичного піску.

Фізичний пісок (частинки > 0,01мм) буде складати різницю між 100 % і вмістом фізичної глини (частинки < 0,01 мм). Суглинок важкого ґрунту степового типу складає: $100\% - (45-60\%) = 55-40\%$.

Якщо потрібно дати більш повну характеристику гранулометричного складу, то спочатку проводиться розподіл фракцій за співвідношенням фізичної глини і фізичного піску (двочленна класифікація), а потім додаються переважаючі фракції. Наприклад, якщо чорнозем південний має фізичної глини 60 %, мулу 32 %, пилу середнього і дрібного – 28 %, пилу крупного – 23 %, піску – 17 %, то за кількістю фізичної глини цей чорнозем відноситься до важкого суглинку: першою основною фракцією в ньому буде мул, другою – пил (середній і дрібний), третьою – крупний пил, четвертою – пісок.

Отже повна назва різновиду даного ґрунту за гранулометричним складом буде чорнозем південний важко суглинковий пилювато-мулистий. Як видно з прикладу, при детальному визначенні гранулометричного складу виділяються дві фракції – переважаюча і супутня: переважаюча фракція ставиться на останньому місці. В нашому прикладі – фракція мулу. Цим підкреслюється її визначне значення.

Скелетну частину ґрунту (кам'янистість) класифікують залежно від кількості в ґрунті фракцій > 3мм (табл. 2.3).

Таблиця 2.3 – Класифікація кам'янистості ґрунтів (за Н.А. Качинським)

Частинки > 3 мм, %	Ступінь кам'янистості ґрунту	Тип кам'янистості
< 0,5	Некам'янистий	Встановлюються за характером скелетної частини
0,5 – 5	Слабокам'янистий	Встановлюються за характером скелетної частини
5 – 10	Середньокам'янистий	ґрунти можуть бути валунні, галькові, щебеневі
> 10	Сильнокам'янистий	ґрунти можуть бути валунні, галькові, щебеневі

Класифікація складена з врахуванням генетичної природи ґрунтів та здатності їх глинистої фракції до агрегування, що залежить від вмісту гумусу, складу обмінних катіонів, мінералогічного складу. Чим вища ця властивість, тим менше проявляються глинисті властивості при однаковому вмісті фізичної глини. Тому степові ґрунти, червоноземи та жовтоземи, як більш структурні, переходять у категорію більш важких при вищому вмісті фізичної глини, ніж солонці та ґрунти підзолистого типу.

Кожний тип ґрунту характеризується своїм специфічним профільним розподілом фракцій, особливо тонкодисперсних. Наприклад, у підзолистих, дерново-підзолистих ґрунтів, солонців – елювіально-ілювіальний тип розподілу; у чорноземів, дернових ґрунтів – рівномірно-аккумулятивний тощо.

2.1.1. Гранулометричний аналіз

Кількісне визначення механічних елементів називають **гранулометричним аналізом**.

При *гранулометричному* (від лат. *granulum* – зернятко і грец. *μετρέω* – вимірюю) аналізі – визначають відсотковий вміст частинок різних розмірів у пухких гірських породах, ґрунтах тощо. За допомогою гранулометричного аналізу встановлюють відсотковий вміст гранулометричних фракцій порід, ґрунтів (гравійних, піщаних, пилуватих та ін.). Скелетні та фракції крупного і середнього піску розділяють за допомогою сит, дрібний пісок, пилуваті фракції та фракції мулу – за швидкістю падіння в спокійній воді (метод піпетки).

Метод піпетки базується на залежності між радіусом частинки і швидкістю вільного падіння її у в'язкому середовищі.

За Стоксом, для кулеподібних тіл, які рухаються у в'язкому середовищі під впливом власної маси, при досягненні постійної швидкості падіння буде справедливе за рівнянням:

$$v = 2r^2 / 9\eta(d - d_0)g, \quad (2.1)$$

де v – швидкість осідання, см/с;

r – радіус тіла, см;

η – коефіцієнт в'язкості середовища;

d – щільність твердої фази;

d_0 – густина води;

g – прискорення вільного падіння, 981 см/с².

З виразу (2.1) можна вирахувати радіус частинок, см.

$$r = \sqrt{9vn/2(d-d)g}. \quad (2.2)$$

Отже, знаючи швидкість падіння та щільність частинок, в'язкість і густину води, можливо вирахувати і розміри частинок ґрунту.

Так як швидкість падіння частинок пропорціональна квадрату їхнього радіуса, то суспензія частинок ґрунту у воді через деякий проміжок часу t розподілиться відповідно швидкості падіння окремих часток відносно їх діаметрів.

Беручи проби на відстані h від поверхні спеціальною піпеткою через проміжки часу від початку осідання t_1, t_2, t_3, t_4 і т.д., можна визначити відносний вміст частинок ґрунту, котрі мають швидкість $h/t_1, h/t_2, h/t_3$ і т.д. Вираховуючи одержані величини поступово, визначимо відносну масу фракцій із швидкостями в межах $h/t_1 - h/t_2, h/t_3 - h/t_4$, або в межах певних діаметрів часток.

Методом піпетки можна визначати розміри частинок в межах 0,25–0,0001 мм.

Існують й інші методи визначення гранулометричного складу ґрунту, серед яких варто назвати *центрифукування*. Цей метод теоретично більш обґрунтований, ніж повільне осідання під дією гравітаційних сил тому, що дуже дрібні частинки через силу броунівського руху повільно дифундують з ділянок суспензії, де їх більше туди, де концентрація їх менша або дифундують проти напрямку осідання. Крім того, центрифугування дозволяє проводити дисперсний аналіз частинок <0,1 мк. Складність виготовлення центрифуг не дозволяє цей метод зробити масовим.

У польових умовах гранулометричний склад визначають приблизно за зовнішніми ознаками і на дотик (органолептичний метод).

Мокрий органолептичний метод. Зразок розтертого ґрунту зволожують і перемішують до тістоподібного стану. З підготовленого ґрунту на долоні роблять кульку і пробують зробити з неї шнур товщиною близько 3 мм, а потім звернути кільце діаметром 2–3 см. Залежно від гранулометричного складу результати будуть різні: пісок – не утворює ні кульки, ні шнура; супісок – утворює кульку, розкачати шнур не вдається, утворюються тільки зачатки шнура; легкий суглинок – розкачується в шнур, але дуже нестійкий, легко розпадається на частини при розкачуванні або знятті з долоні; середній суглинок – утворює суцільний шнур, який можна звернути в кільце з тріщинами й переломами; важкий суглинок – легко розкачується в шнур, утворює кільце з тріщинами; глина – утворює довгий тонкий шнур, котрий потім легко утворює кільце без тріщин.

2.1.2. Значення гранулометричного складу ґрунту

Гранулометричний склад ґрунту є однією з найважливіших його характеристик. Від гранулометричного складу ґрунтоутворюючих порід і ґрунтів в значній мірі залежить інтенсивність багатьох ґрунтоутворюючих процесів, які пов'язані перетворенням, переміщенням та накопиченням речовин.

Гранулометричним складом ґрунту визначаються його фізичні, фізико-механічні і водні властивості (пористість, вологомісткість, водопідйомність, структурність та інші), а також повітряний і тепловий режими.

З гранулометричним складом пов'язаний також вміст у ґрунті зольних елементів та азоту.

Гранулометричний (механічний) склад ґрунту має важливе значення в педогенезі, у формуванні родючості ґрунту. Від нього залежать водні, теплові, повітряні, загальні фізичні й фізико-механічні властивості ґрунту. Механічний склад ґрунту зумовлює окисно-відновлюючі умови, величину ємності вбирання, перерозподіл у ґрунті зольних елементів, накопичення гумусу тощо. Інтенсивність багатьох ґрунтоутворювальних процесів залежить від механічного складу: на піщаних породах вона незначна, на суглинкових – досить висока. Від механічного складу залежать умови укорінення фітоценозу та чисельність ріючої фауни, а також спосіб обробітку ґрунту, терміни польових робіт, норми добрив, розміщення сільськогосподарських культур. Наприклад, легкі (піщані та супіщані) ґрунти легко піддаються обробітку, швидко прогріваються, мають добру водопроникність та повітряний режим. Але мають низьку вологомісткість, бідні на гумус і елементи живлення, мають незначну поглинальну здатність, піддаються вітровій ерозії. Важкі (важкосуглинкові й глинисті) ґрунти володіють високою в'язкістю й вологомісткістю, краще забезпечені поживними речовинами та гумусом. Безструктурні важкі ґрунти мають несприятливі фізичні та фізико-хімічні властивості: слабку водопроникність, здатність запливати й утворювати кірку, високу щільність і т.п. Найкращими з цієї точки зору є суглинкові ґрунти.

Знання гранулометричного складу дозволяє до певної міри характеризувати ґрунти та їх родючість. Ґрунти піщані та супіщані легко піддаються обробітку, їм притаманна добра водопроникність і сприятливий повітряний режим, але вони бідні гумусом, елементами живлення, мають низьку вологомісткість.

Суглинкові та глинисті ґрунти відрізняються від піщаних і супіщаних більш високою в'язкістю і вологомісткістю, меншою водопроникністю. Обробіток цих ґрунтів потребує більше енергетичних затрат, тому їх прийнято називати важкими ґрунтами, а піщані та супіщані – легкими.

Легкі ґрунти, крім цього, відносять ще до «теплих» ґрунтів тому, що в результаті доброї аерації (повітрообміну між ґрунтом і атмосферою) вони швидше прогриваються сонцем і раніше готові до обробітку. На відміну від них суглинкові та глинисті ґрунти відносять до «холодних».

Контрольні питання

1. Що таке гранулометричний склад ґрунту? Чим він представлений?
2. На які властивості ґрунту впливає його гранулометричний склад?
3. Що визначає гранулометричний аналіз?
4. Методи гранулометричного аналізу.

2.2. ПОХОДЖЕННЯ, СКЛАД І ВЛАСТИВОСТІ ОРГАНІЧНОЇ ЧАСТИНИ ҐРУНТУ

Невід'ємною складовою частиною ґрунту є його органічні речовини. Ґрунт без органіки – це лише ґрунтоутворна порода, яка становиться ґрунтом тільки тоді коли до складу мінеральної частини породи приєднається органічна.

Основне джерело органічної речовини в ґрунті – опад рослинного покриву у вигляді коріння, яке відмирає, і надземної маси. Менша частина органічної маси надходить в ґрунт у формі відмерлих тварин і мікроорганізмів. Їхній склад та внесок наведені на рис. 2.1.



Рис. 2.1. Структурна схема складу органічної частини ґрунту (за В.П.Дмитренко, Н.М.Осадчою, С.А.Чернецькою)

На початковому етапі ґрунтогенезу накопичення органічних речовин відбувається в результаті життєдіяльності нижчих організмів, до складу органічних речовин яких входять білок, а з ним і азот, один з головних органогенних елементів, якого немає у вивіреному рухляку магматичних порід. Після мінералізації органічних речовин нижчих організмів азот переходить у рухому форму і здатний засвоюватись як елемент мінерального живлення вищих рослин. З їх появою значно прискорюється накопичення органіки в ґрунті.

Основна маса органічних решток надходить з наземним та кореневим опадом вищої рослинності і коливається в широких межах – від 10 ц/га в холодних та жарких пустелях до 250 ц/га вологих субтропічних лісах. Помірно посушливі та лучні степи дають щорічно 100–140 ц/га органічних решток. Під лісовою рослинністю більша частина органічних решток надходить на поверхню ґрунту, під трав'янистою рослинністю – переважно у ґрунт при відмиранні коріння.

Кількість опадів, що надходить у ґрунт залежить від видового складу рослинних асоціацій і кліматичних умов. Так, під злаково-різнотравною рослинністю в помірно посушливих умовах опад досягає 15 т/га, в посушливих степових районах – близько 5 т/га. Після збирання зернових культур опад становить у середньому близько 4 т/га, а під багаторічними травами 3–4-х річного віку – 4–6 т/га.

До складу органічних решток входять білки, віск, жири, смоли, целюлоза, геміцелюлоза, розчинні вуглеводи і лігнін (табл. 2.4). Суттєво виділяються високим вмістом воску та смол хвоя дерев. Вагоме накопичення білків характерне для бобових трав і особливо для бактерій.

Таблиця 2.4 – Хімічний склад фітогенних решток нижчих та вищих рослин, % сухої речовини (за М.М. Коновою, 1963)

	Білки	Віск, жири, смоли	Целюлоза	Геміцелюлоза, розчинні вуглеводи	Лігнін, дубильні речовини
Бактерії	40–70	Не визначали	немає	–	немає
Водорості	10–15	- « -	5–10	50–60	- « -
Лишайники	3–5	- « -	5–10	60–80	8–10
Мохи	5–10	- « -	15–25	30–60	немає
Хвоя дерев	5–7	20–25	20	15–20	15
Листя дерев	4–10	3–5	15–25	10–20	10
Багаторічні злаки	5–10	5–12	25–30	25–30	15–20
Багаторічні бобові	10–15	10–15	20–25	25–30	10–15

До складу рослинних решток входять також різноманітні органічні кислоти жирного та ароматичного рядів: оцтова, янтарна, бензойна та ряд інших. В органічних рештках присутні зольні елементи: макро – (Ca, K, P, Na, Mg, S, Fe), мікро – (Si, Al, Mn, B, Mo, Cu, Zn, Co) та інші.

Органічні речовини, що потрапили до ґрунту, зазнають в ньому цілий ряд перетворень, які призводять їх до мінералізації і формування з проміжних продуктів розкладу та продуктів життєдіяльності мікроорганізмів – нових, специфічних високомолекулярних органічних сполук – *гумусових речовин* ґрунту.

Процеси *мінералізації і гуміфікації* відбуваються одночасно, складним чином суміщаючись один з одним. Обидва процеси протікають при активній участі мікроорганізмів, що мешкають у ґрунті (бактерій, грибів, актиноміцетів), фауни безхребетних, води і кисню.

Механізм дії мікроорганізмів на рослинні рештки полягає в тому, що ними в процесі життєдіяльності виділяються особливі речовини – *ферменти*, які діють як каталізатори, тобто як прискорювачі хімічних реакцій. В результаті дії різних ферментів відбуваються різноманітні біохімічні реакції: гідролізу, окислення, відновлення та інші.

Мікроорганізми, що мешкають у ґрунті по відношенню до живлення (трофності) поділяються на *автотрофні* та *гетеротрофні*. Цим відношенням в значній мірі визначаються їхні функції в процесах розкладення та синтезу органічних речовин. В процесах мінералізації та гуміфікації особливо велике значення має група гетеротрофних мікроорганізмів. Вони потребують для свого живлення готових органічних речовин і живуть за рахунок енергії, яка виділяється при їх розкладі.

По відношенню до повітря мікроорганізми діляться на *аеробні* та *анаеробні*.

Аеробні мікроорганізми – всі гриби, більша частина актиноміцетів, багато бактерій, живуть при вільному доступі кисню повітря. Функції їх досить різносторонні. Є група аеробів, що розкладають *целюлозу*: *бактерії* – *Cytophaga lutea*, *Cellvibrio fulva*, *гриби* – *Trichoderma*, *Fusarium*, деякі види *Aspicilium* і деякі актиноміцети. Ряд мікроорганізмів окислюють пектинові речовини (*Bacillus subties*, *Bac. mesentericus*), жири (*Aspergillus niger*).

Анаеробні мікроорганізми живуть без доступу кисню повітря або при його нестачі. Необхідний для процесів дихання і в якості енергетичного матеріалу кисень вони одержують від різних хімічних кисневих сполук. В анаеробному розкладі клітковини приймають участь бактерії із роду *Clostridium*, *Caducens*, *Plectridium*, які викликають процеси бродіння з утворенням недоокиснених сполук (спиртів, органічних кислот та ін.).

В процесах *мінералізації* ряду органічних речовин приймають участь не тільки гетеротрофні, але й хемотрофні мікроорганізми, які одержують необхідну їм для асиміляції вуглекислоти енергію за рахунок

екзотермічних хімічних реакцій. До таких реакцій належать окислення азоту і сірки.

В мінералізації білків приймають участь різні групи аеробних мікроорганізмів, які окислюють азот. Тут важливу роль відіграють групи мікроорганізмів амоніфікаторів, які амоніфікують білкові речовини: *Bact. vulgare*, *Bact. fluorescens*, *Bact. coli*, *Bact. mycodies* та ряд інших. В результаті їх діяльності в ґрунтах з'являється аміачний азот.

Загальна схема розкладу білків така. В результаті розщеплення білкової молекули виділяються вільні аміносполуки, в яких зв'язаний азот зазнає амоніфікації з виділенням аміаку і утворенням вуглекислого амонію (внаслідок реакції аміаку з вугільною кислотою, яка розчинена в ґрунтовій волозі). Аміачні сполуки підлягають подальшому окисленню, або нітрифікації. Окислення аміачного азоту спочатку відбувається до азотистої кислоти HNO_2 за схемою:



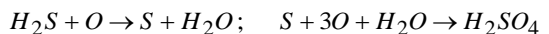
В цій реакції приймають участь нітрозні бактерії (*Nitrosomonas*, *Nitrosospora*, *Nitrosocystis*). Далі в окисленні азотистої кислоти до азотної приймають участь бактерії з роду *Nitrobacter*:



Азотна кислота, взаємодіючи з катіонами ґрунту (Ca, Na, K), утворює азотнокислі солі – різні селітри. Вони легкокорозчинні і вільно засвоюються корневими системами рослин. Енергія, яка виділилася при окисленні азоту, дозволяє бактеріям – нітрифікаторам асимілювати атмосферну вуглекислоту. Цей процес одержав назву хемосинтезу.

Окислення сірки, яка входить до білкових тіл і виділяється при розкладі білка у вигляді сірководню, відбувається в ґрунтах особливими сіркобактеріями і називаються сульфобактеріями.

Схема його така:



Сірчана кислота, яка утворилася при сульфобактеріях, дає з різними катіонами солі (сульфати), більша частина яких добре розчинна у воді і доступна рослинам.

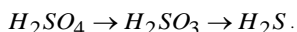
При сукупній дії аеробних мікроорганізмів відбувається бистре окислення і мінералізація органічних решток з утворенням кисневих сполук. Вуглець окислюється до вуглекислоти CO_2 , водень – до води H_2O , азот – до азотистої кислоти HNO_2 ; азотної HNO_3 кислот фосфор – до фосфорної кислоти H_3PO_4 , сірка – до сірчаної кислоти H_2SO_4 . Одержується

ряд сильних кислот, які з'єднуються з основами, що знаходяться в золі рослин і ґрунті, утворюють різні солі. Багато з цих солей розчинні у воді і служать джерелом живлення для рослин.

Процес розкладу органічних решток, який відбувається при вільному доступі кисню, називається *тлінням*. При нестачі кисню при участі анаеробних мікроорганізмів йдуть *процеси відновлення* мінеральних сполук. Нітрати відновлюються до аміаку і молекулярного азоту. Цей процес називається *денітрифікацією* і відбувається при участі *Bact. denitrificans* та інших анаеробних мікроорганізмів за схемою:



Сульфати відновлюються до сірководню при дії анаеробних бактерій *Spirillum desulfuricans*. Цей процес називається *десульфобацією*:



Таким чином, під впливом життєдіяльності анаеробів ряд хімічних елементів, що змінюють свою валентність (N, S, Fe, Mn, та інші) відновлюється. При анаеробному розкладі органічних сполук продуктами мінералізації є безкисневі сполуки: водень (H₂), метан (CH₄), аміак (NH₃), молекулярний азот (N₂), фосфористий водень (PH₃), сірководень (H₂S). Ці газоподібні речовини входять до складу ґрунтового повітря і частково при газообміні з атмосферою видаляються з ґрунту. Процеси анаеробного розкладу органічних решток називаються *гниттям*.

Процеси гуміфікації. Вони є специфічними з точки зору новоутворень і характерні тільки для ґрунту. Рештки зелених рослин, що потрапляють в ґрунт або на його поверхню, розкладаються мікроорганізмами і використовуються ними як джерело енергії та живлення. В процесі розкладу ці рештки втрачають анатомічну будову, а речовини, які входять до їх складу, переходять в більш рухомі і прості сполуки. Одна частина цих сполук повністю мінералізується мікроорганізмами, і продукти розпаду використовуються новими поколіннями зелених рослин, а друга частина продуктів розпаду використовується гетеротрофними мікроорганізмами для синтезу вторинних білків, жирів, вуглеводів та інших речовин, які утворюють плазму нових поколінь мікроорганізмів. І на кінець, деяка частина проміжних продуктів розпаду перетворюється в специфічні складні високомолекулярні речовини – *гумусові кислоти*. Цей процес називається *гуміфікацією*, його агентами є вода, кисень, ферменти мікроорганізмів.

Активну роль в перетворенні органічних решток в гумус приймають мікро- та макроскопічні тварини, котрі перемішують з ґрунтом всю масу

органічних решток і продуктів їх розкладу і гуміфікації, переробляють їх і викидають невикористану частину у вигляді екскрементів в товщу ґрунту. Особливо велика роль в цьому процесі належить *дощовим черв'якам*.

Відносно природи гумусу на сучасному етапі розвитку науки ґрунтознавства існує багато різнобічних теорій і гіпотез.

Згідно з дослідженнями *М.М. Кононової* гуміфікація протікає за наступною схемою:

1. Початкові стадії процесу гуміфікації рослинних решток відбуваються при участі мікроорганізмів і супроводжується мінералізацією частки компонентів, що входить до них, до CO_2 , H_2O , NH_3 та ін.
2. Всі компоненти рослинних тканин є першоджерелами фенольних сполук (продуктів метаболізму та продуктів розпаду), амінокислот і пептидів (продуктів розпаду та ресинтезу). Ці компоненти є структурними одиницями, з яких формуються гумусові речовини.
3. Конденсація структурних елементів відбувається шляхом окислення фенолів фенолоксидазами до хінонів, які взаємодіють з амінокислотами і пептидами.
4. Остання ланка в формуванні гумусових речовин – поліконденсація (полімеризація)

Інша гіпотеза гуміфікації запропонована *І.В. Тюриним* і одержала розвиток в роботах *Л.Н. Александрової*. За цією гіпотезою в процесах конденсації гумусових речовин приймають участь не прості, мономірні, а складні високомолекулярні проміжні продукти розпаду органічних речовин, які мають циклічну будову (білки, дубильні речовини, лігнін та ін.). Біохімічне окислення високомолекулярних продуктів розпаду супроводжується їх конденсацією. В процесі окислення і конденсації різко зростає число карбоксильних груп (COOH), зберігаються і фенолгідроксильні групи (OH). Це зумовлює кислотну природу гумусових речовин, які утворилися.

Загальна схема процесів гуміфікації та геохімічного обігу гумусових речовин наведена на рис. 2.2.

Склад гумусу. Гумус ґрунту – складний комплекс органічних сполук, представлених двома головними групами речовин:

1) органічними сполуками індивідуальної природи, неспецифічними для ґрунтів; вони присутні в рослинних і тваринних тканинах та ін.;

2) комплекси органічних речовин складної природи, специфічні для ґрунтів; це власне гумусові речовини.

1. *Індивідуальні органічні речовини* надходять в ґрунт при розкладі органічних рештків і як продукти метаболізму мікроорганізмів. Багато з них водорозчинні і вилугуюються вже на перших стадіях розкладу. Це цукор, прості органічні кислоти, розчинні поліфеноли, що входять до складу рослинних клітин. Інші звільнюються або знову утворюються в

наступних стадіях розкладу. Це численні аліфатичні кислоти, амінокислоти, протеїни, вуглеводи, фенольні сполуки, органічні фосфати.

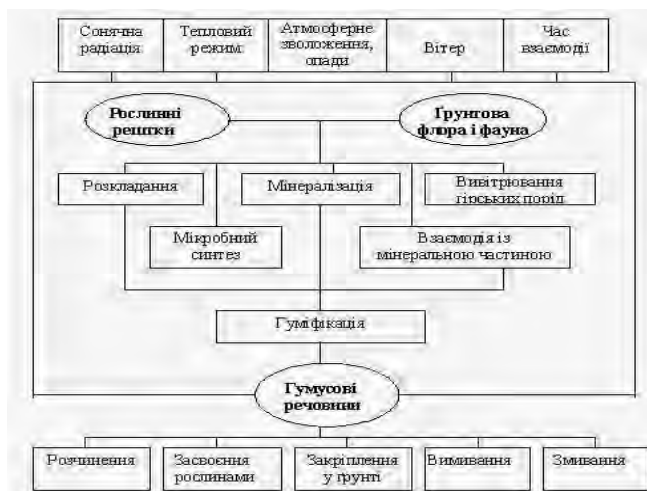


Рис. 2.2. Схема процесів гуміфікації та геохімічного обігу гумусових речовин ((за В.П.Дмитренко, Н.М.Осадчою, С.А.Чернецькою)

В сумі речовини індивідуальної природи складають невелику долю від загального вмісту в ґрунті органічних речовин – не більше 15 %. Проте їх роль в ґрунтоутворенні дуже значна. Вони беруть активну участь в процесах вивітрювання мінералів, що входять до складу ґрунту і утворенні органо-мінеральних компонентів. Багато з них є добрими структуроутворювачами. Речовинам індивідуальної природи притаманна властивість фізіологічної активності. Навіть мізерна кількість деяких з них впливає на рослини, проявляючи позитивні або негативні дії на їх ріст і розвиток.

2. Група специфічних гумусових речовин складає 85–90 % від загальної кількості органічних речовин в ґрунті.

Гумусові речовини – це система високомолекулярних азотовмісних органічних сполук циклічної будови і кислотної природи. Маючи кислотні властивості, гумусові речовини реагують з мінеральною частиною ґрунту, утворюючи органо-мінеральні комплекси, частина яких значно стійка і добре закріплюється в ґрунтах.

Гумусові речовини ґрунту – гетерогенна система полімерів різного ступеня конденсації із змінними властивостями: відносною молекулярною

масою, хімічним складом, кількістю груп в бокових ланках, здатних до реакції заміщення водню на основи, ступенем розчинності, оптичними та іншими характеристиками. Загальна схема процесів гуміфікації та складу гумусових речовин наведена на рис. 2.3.

Вивченню елементарного складу, структури і функціональних властивостей різних груп гумусових речовин присвячені численні роботи хіміків і ґрунтознавців. Вони були розпочаті ще в XIX ст. роботами *Берцеліуса*, *Мульдера* та інших вчених і продовжуються до цього часу. Серед вчених Радянського Союзу найбільш вагомі дослідження в цій галузі належать *І.В. Тюріну*, *М.М. Конової*, *Л.М. Александровій*, *В.Р. Вілямсу*, *Д.С. Орлову*. Серед сучасних зарубіжних вчених, роботи яких стосуються проблем гуміфікації, необхідно назвати *І. Бремнера*, *В. Флайга*, *Ф. Шиффера*, *Б. Ульріха*, *У. Шпрінга*.

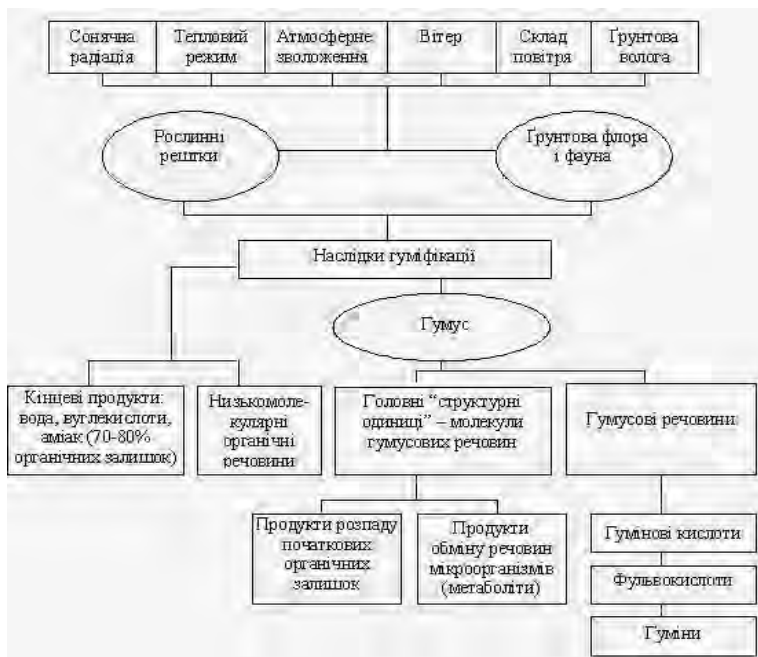


Рис. 2.3. Схема наслідків гуміфікації та складу гумусових речовин (за В.П.Дмитренко, Н.М.Осадчою, С.А.Чернецькою)

Ф. Дюшофур (1970) виділяє головні типи гумусу на підставі морфологічних відмінностей, ступеня трансформації органічних речовин та їх зв'язку з мінеральною частиною ґрунту:

Мор – (грубий гумус) містить багато детриту (рослинні залишки, які слабо розклалися), формується при низькій біологічній активності в умовах сильнокислої і кислої реакції середовища.

Модер – представляє собою середньорозкладені рослинні залишки, формується в умовах кислої реакції середовища при середній біологічній активності, має слабе зчеплення з мінеральною частиною ґрунтів.

Мюлле – власне гумус, що складається з новостворених у ґрунті молекул гумінових і фульвокислот. Вони становлять 85–90 % органічної частини ґрунту. Формується при високій біологічній активності, в умовах слабокислої, нейтральної і лужної реакції середовища, має сильний зв'язок з мінеральною частиною ґрунту.

Анмоор – утворюється в умовах тимчасового надмірного зволоження.

Встановлено, що до складу гумусових речовин входять дві групи гумусових кислот:

1. Група жовтозабарвлених гумінових кислот, в межах якої виділяються власно гумінові кислоти (сірі), ульмінові (бурі) кислоти і розчинні в спирті гіматомеланові кислоти.

2. Група щільнозабарвлених фульвокислот.

3. Гуміни – комплекси гумінових і фульвокислот, які міцно зв'язані з мінеральною алюмосилікатною частиною ґрунту. Проте, не всі дослідники гумусового стану ґрунту виділяють цю групу. Більшість із них виділяють їх як особливу групу під назвою „негідролізованих” або „нерозчинних” решток.

Гумусові кислоти (ГК) утворюються в аеробних умовах; вони розчинні в їдких лугах і водних розчинах аміаку, але нерозчинні у воді і кислотах, мають темне забарвлення. З них складається основна частина перегнійних речовин степових ґрунтів – чорноземів. Елементарний склад гумінових кислот дещо варіює в різних ґрунтах: 52–62 % вуглецю, 31–39 % кисню, 2,6–5,1% азоту; 2,5–5,8 % водню (табл. 2.5). Крім того в них знаходиться до 10% зольних елементів – кремнію, фосфору, сірки, заліза, кальцію, калію та ін. Основу молекули ГК утворює ароматичне ядро, сформоване ароматичними і гетероциклічними кільцями типу бензолу, фурапіридину, нафталіну, антрацену, індолу, хіноліну. Ароматичні кільця з'єднані між собою в рихлу сітку. Бічні периферичні структури молекули – аліфатичні ланцюги.

Ядро молекули ГК відрізняється гідрофобними властивостями, бічні ланцюги – гідрофільними. Характерними особливостями гумінових кислот є їх *полідисперсність* (різноманітність величин частинок) та *гетерогенність* (неоднорідність) за деталями їх будови.

Таблиця 2.5 – Елементарний склад гумінових (ГК) та фульвокислот (ФК)
(за Л.М. Александровою)

Елемент	ГК, %	ФК, %
С	50–62	40–52
О	31–40	40–48
N	2–5 мало доступний	2–5 більш доступний
H	3–5	3–5
Зольні речовини	1–5	–

В зв'язку з цими особливостями постає дуже складне питання відносно молекулярної маси гумінових кислот. Визначення її проводилось різноманітними методами (дифузним, електронно-графічним, криоскопічним), шляхом обліку функціональних груп та ін. Одержані величини, котрі Шиффер і Ульріх (1960) називають величинами часткової маси, також надзвичайно різноманітні, вони коливаються (за даними різних авторів) від 400 до 30000. Очевидно, необхідно розрізняти масу молекул, масу міцел та агрегатів міцел. За Шиффером і Ульріхом найменші структурні одиниці мають масу 600–900, а для максимально диспергованих спиртових розчинів гумітів маса міцел повинна бути прийнята між 1000 і 3000. Більші величини маси (5000–30000) відносяться, очевидно, до частинок, які складаються з багатьох міцел, і залежать від ступеня агрегації.

Солі гумінових кислот одновалентних основ (*Li, Na, NH₄, K*) розчинні у воді, утворюють темнозбарвлені солі. Вільні гумінові кислоти та їх солі з двох і трьохвалентними катіонами нерозчинні і знаходяться в стані гелів. В ґрунтах, в яких гумінові кислоти в основному зв'язані з Ca і Mg і, дякуючи цьому, вони нездатні переміщатися в ґрунтовому профілі, накопичуючись в місцях їх утворення.

Гумінові кислоти являють найбільш цінну частину гумусу: їм притаманна велика вбирна здатність по відношенню до катіонів (250–500 мг-екв/100г в нейтральному середовищі і 600–700 мг-екв/100г – в лужному) і відіграють важливу роль у створенні агрономічно-цінної структури. Велике значення гумінових кислот як запасного фонду поживних речовин для рослин, і перш за все, азоту.

Фульвокислоти (ФК) в порівнянні з гуміновими кислотами вміщують менший відсоток вуглецю і азоту, і більш високий – водню і кисню. Елементарний склад фульвокислот варіює в межах: вуглецю – 40-52 %, водню – 4-6 %; кисню – 40-48 %; азоту – 2-6 %. Молекулярна маса ФК коливається від 4000 до 15000. За В.В. Пономарьовою, у складі ФК вуглецю – 45,3 %, водню – 5 %, кисню – 47,3 %, азоту – 2,4 %. При порівнянні з елементним складом ГК, фульвокислоти містять менше вуглецю та азоту, а кисню більше.

Фульвокислоти слід розглядати як хімічно найменш «зрілі» гумінові з'єднання. Між ГК та ФК існує тісний зв'язок. Як ті, так і інші дуже неоднорідні і представлені численними фракціями.

Фульвокислоти добре розчинні у воді; їхні водні розчини мають сильно кислу реакцію (рН 2,6–2,8), тому їм притаманна велика агресивність відносно первинних і вторинних мінералів, які вони легко руйнують.

При обмінних реакціях водню карбоксильних (COOH) і фенол гідроксильних (ОН) груп фульвокислот на основи утворюються різні солі – *фульвати*. Фульвати натрію, калію, амонію, а також кальцію і магнію добре розчинні у воді, тому в ґрунтах не накопичуються.

З гідроксидами заліза і алюмінію фульвокислоти утворюють комплексні сполуки, що переходять у колоїдні розчини при надлишку в розчині фульвокислот, які створюють сильноокисле середовище. В менш кислому середовищі вони випадають в осад.

Поряд з ГК і ФК в груповому складі гумусу виділяють негідролізований залишок, який раніше називали *гуміном*. Сучасні дослідження показали, що гумін представляє собою суміш гумінових і фульвокислот, дуже міцно зв'язаних з мінеральною частиною ґрунту, переважно глинистими мінералами, особливо з мінералами групи монтморилоніту, кристалічна гратка (решітка) яких має властивість розширюватися і створювати умови для вільного проникнення в між пакетні простори обмінних основ. Гуміни – найбільш інертна частина ґрунтового гумусу, яка не витягується з ґрунту при звичайному обробітку її лужними розчинами. За своїм складом гуміни близькі до ГК. Разом з тим фракція гумінових речовин міцніше пов'язана з мінеральною частиною ґрунту, що значно змінює її властивості.

Гумусоутворення включає наступні процеси формування й еволюції органопрофілю ґрунтів: 1) розкладання свіжих органічних речовин, мінералізація і гуміфікація, утворення гумусових речовин, 2) мінералізація гумусових речовин, взаємодія органічних речовин з мінеральною частиною ґрунту, міграція та акумуляція органо-мінеральних сполук.

2.2.1. Вплив факторів ґрунтоутворення на гумусонакопичення

В різних природних умовах характер і швидкість утворення та накопичення гумусу неоднакові і залежать від цілого ряду взаємопов'язаних факторів ґрунтоутворення.

Найважливішими з них є *водно-повітряний* та *тепловий режими* ґрунтів, склад і характер надходження рослинних решток, видовий склад та інтенсивність життєдіяльності мікроорганізмів, гранулометричний склад і фізико-хімічні властивості ґрунту.

Залежно від водно-повітряного режиму гумусоутворення протікає в аеробних або в анаеробних умовах.

В *аеробних* умовах при достатній кількості вологи (60–80 % повної вологомісткості), а також при сприятливій температурі (25–30 °С) органічні рештки інтенсивно розкладаються. В цих же умовах енергійно йде мінералізація як проміжних продуктів розкладання, так і гумусових речовин. В ґрунті накопичується мало гумусу, але багато елементів зольного і азотного живлення рослин (наприклад, в сіроземах та інших ґрунтах субтропіків).

При постійній і різкій нестачі вологи в ґрунті накопичується мало рослинних решток, процеси розкладення та гуміфікації уповільнюються і гумусу також накопичується мало.

При постійному надлишку вологи, а також низьких температурах процеси гуміфікації уповільнюються. При перезволожені органічні рештки розкладаються анаеробними бактеріями; в складі проміжних продуктів розкладення утворюються низькомолекулярні органічні кислоти і відповідні газоподібні продукти (метан CH_4), водень (H_2), які пригнічують життєдіяльність мікроорганізмів. Процес розкладення поступово затухає, гуміфікація йде слабо, а органічні рештки перетворюються в торф. Для накопичення гумусу найбільш сприятливим є поєднання в ґрунті оптимального гідротермічного і водно-повітряного режимів і деяке висушування ґрунту, яке періодично повторюється. В цих умовах відбувається поступове розкладення органічних решток, достатньо енергійна гуміфікація і закріплення гумусових речовин мінеральною частиною ґрунту.

Великий вплив на направлення та швидкість гумусоутворення мають *хімічний склад органічних решток і характер їх надходження в ґрунт*.

Рештки трав'янистих рослин, особливо бобових, багатих білками, вуглеводами і зольними елементами, розкладаються в ґрунті в присутності значної кількості основ, і перш за все кальцію. В таких умовах утворюється «м'який», або гумус-мул, який рівномірно просочує мінеральну частину ґрунту. Муловий гумус виникає в ґрунтах під листям або змішаними лісами з інтенсивною діяльністю ґрунтової фауни. Численні комахи та дощові черв'яки переміщують листяний опад з мінеральною частиною ґрунту і створюють для його гуміфікації сприятливі умови – розкладання безпосередньо в товщі ґрунту.

Рештки дерев'янистої рослинності, бідні білками і зольними елементами, збагаченні лігніном, воском і смолами (хвоя, деревина), надходять переважно на поверхню ґрунту у вигляді наземного опадів, розкладаються в умовах промивання наскрізь атмосферними опадами. Підстилка розкладається при участі грибів з утворенням великої кількості органічних кислот, нейтралізація яких утруднена внаслідок інтенсивного вилугування основ.

Кисла реакція пригнічує розвиток гумусоутворення і на поверхні ґрунту формується «грубий» гумус (модер-гумус), в складі якого багато напіврозкладених речовин.

На гумусоутворення великий вплив чинить *видовий склад мікроорганізмів* ґрунту та інтенсивність їх життєдіяльності.

Північні підзолисті ґрунти характеризуються найменшим вмістом мікроорганізмів з низькою життєдіяльністю. На південь чисельність мікроорганізмів в ґрунті збільшується, їх видовий склад стає більш різноманітним, життєдіяльність різко зростає.

Не меншого значення в утворенні гумусу має *гранулометричний склад* ґрунту.

В піщаних і супіщаних ґрунтах утворюється добра аерація, вони швидко прогріваються. В цих ґрунтах розкладення органічних речовин прискорюється, значна частина їх повністю мінералізується, а гумусові речовини, що утворилися, погано закріплюються на поверхні високодисперсних мінеральних частинок і знову мінералізуються.

В глинистих та суглинкових ґрунтах процес розкладення органічних решток при інших рівних умовах уповільнюється, гумусових речовин утворюється більше, вони добре закріплюються на поверхні високодисперсних мінеральних частинок і поступово накопичуються в ґрунті. Зі зменшенням глинистості в ряду важкоглинистих, середньо- та легкосуглинкових та інших різновидах навіть однотипних ґрунтів (вилугуваних, звичайних) за даними Б.П. Ахитирцева запаси гумусу зменшуються, зростає відношення $C_{тк}:C_{фк}$ до мінімальних величин в супіщаних чорноземах вилужених і звичайних (до 1,4–1,2 в гумусових горизонтах; 1,1–0,8 – в перехідних) при збереженні високого ступеню гуміфікації органічних речовин.

Хімічний і мінералогічний склад ґрунту визначає кількість поживних речовин, необхідних для мікроорганізмів, реакцію середовища, в якій проходять процеси гуміфікації і умови закріплення гумусових речовин в ґрунті. Особливо велику роль в закріпленні гумусових речовин в ґрунті відіграє кальцій, так як ґрунти насиченні ним, мають нейтральну реакцію, яка сприятлива для мікроорганізмів. Гумінові кислоти утворюють з кальцієм нерозчинні у воді солі-гумати кальцію. Підсилюють закріплення гумусу в ґрунті глинисті мінерали типу монтморилоніту та вермикуліту.

Фізико-хімічні властивості визначають реакцію середовища і сорбційні властивості. Оптимальними для гуміфікації є нейтральна і близька до нейтральної реакція середовища, обумовлена підвищеною концентрацією катіонів Ca^{2+} і Mg^{2+} . Така реакція оптимальна для процесів конденсації і утворення стійких органо-мінеральних сполук.

Географічні закономірності розподілу гумусових речовин у ґрунтах.

Ступінь і характер формування та накопичення гумусу в ґрунтах залежить в основному від радіаційного балансу і режиму вологості.

Потужність гумусового горизонту, вміст і запаси гумусу закономірно змінюються в ґрунтах зонального ряду. Найбільше значення перерахованих показників характерно для чорноземів типових лісостепової зони. Потужність гумусового горизонту в них може досягати 1,5 м, вміст гумусу до 15 %. На північ і південь від зони поширення чорноземів типових потужність гумусового горизонту, вміст і запаси гумусу поступово знижуються до мінімальних значень. Паралельно загальному вмісту гумусу змінюється відносний вміст гумінових кислот. Найбільше їх у чорноземах. На північ і на південь від чорноземів їх вміст поступово знижується. Зміна вмісту фульвокислот менш закономірна, але в цілому протилежна вмісту гумінових кислот. Вміст нерозчинного залишку становить 30–40 % від загального вмісту гумусу і слабо варіює за типами ґрунтів. Характерним для кожного типу ґрунтів є відношення вуглецю гумінових кислот до вуглецю фульвокислот, які також найбільші у чорноземах. За цим відношенням виділяють наступні типи ґрунтів: *гуматні* >2, *фульватно-гуматні* 1–2, *гуматно-фульватні* 1–0,5, *фульватні* <0,5.

У складі гумінових кислот частка вільних і зв'язаних з рухомими формами полуторних оксидів від підзолистих ґрунтів до ґрунтів аридних регіонів знижується від 90–100 % до 10 % і менше, а з кальцієм, навпаки, зростає в тому ж діапазоні. У ґрунтах вологих і змінно-вологих тропічних і субтропічних областей вміст гумусу підвищується на 3–4% з переважанням в його складі, як правило, фульвокислот.

Вміст гумусу в ґрунтах України залежить від зони розміщення, типу і механічного складу ґрунтів, особливостей ґрунтоутворних порід та кліматичних умов (табл. 2.6).

2.2.2. Екологічна роль органічних речовин ґрунту

Гумусові речовини та проміжні продукти розкладення органічних решток приймають активну участь в процесах ґрунтогенезу вже на самих ранніх стадіях – біологічному вивітрюванні мінералів і руйнуванню гірських порід, що вийшли на поверхню земної кори.

Рештки органічних речовин, які потрапили в ґрунт або на його поверхню, розкладаються мікроорганізмами і використовуються ними як джерело енергії і живлення, змінюючи при цьому їх анатомічну будову і переводячи в більш мобільні і прості сполуки.

В подальшому, одна частина цих сполук повністю мінералізується мікроорганізмами і продукти розпаду засвоюються новими поколіннями рослин, а інша частина продуктів розпаду використовується гетеротрофними мікроорганізмами для синтезу вторинних білків, жирів,

вуглеводів та інших речовин, які утворюють плазму нових поколінь мікроорганізмів. І нарешті, деяка частина проміжних продуктів розкладення перетворюється в специфічні складні високомолекулярні речовини – гумус, роль якого в ґрунтотворних процесах надзвичайно велика.

Маючи в своєму елементарному складі значну кількість вуглецю, органічні речовини стали основним джерелом енергії, яка використовується мікроорганізмами і безхребетними тваринами для своєї життєдіяльності.

Таблиця 2.6 – Вміст гумусу в ґрунтах Полісся і Лісостепу України, шар 0–20 см (за М.К. Крупським)

Типи ґрунтів, механічний склад	Вміст, %	Запаси, т/га
Дерново-підзолисті		
Піщані	0,6 – 1,0	18,6 – 31,0
Глинисто-піщані	1,0 – 1,5	30,0 – 45,0
Легкосуглинкові	1,5 – 1,7	45,0 – 51,0
Сірі і світло-сірі лісові		
Супіщані	1,2 – 1,6	36,0 – 48,0
Легкосуглинкові	1,6 – 2,3	44,8 – 64,4
Середньосуглинкові	1,8 – 2,5	48,6 – 67,5
Важкосуглинкові	1,3 – 2,4	57,5 – 60,0
Темно-сірі лісові		
Легкосуглинкові	2,0 – 3,4	56,0 – 95,2
Середньосуглинкові	2,6 – 3,4	70,2 – 91,8
Важкосуглинкові	3,0 – 3,6	75,0 – 90,0
Чорноземи опідзолені		
Легкосуглинкові	2,6 – 3,7	72,8 – 106,6
Середньосуглинкові	3,1 – 4,9	83,7 – 132,3
Важкосуглинкові	3,2 – 4,5	80,0 – 112,5
Чорноземи типові		
Легкосуглинкові	3,0 – 3,9	75,0 – 97,5
Середньосуглинкові	3,9 – 4,9	93,6 – 117,6
Важкосуглинкові	4,7 – 6,0	117,5 – 150,0

Енергія органічних решток, які надходять у ґрунт досить велика – біля 17–21 кДж на 1 г сухої речовини, а для гумусових кислот вона відповідно

складає 18–22 кДж на 1г. Це означає, що ґрунт із середнім вмістом гумусу 4–6 % або 200–400 т/га накопичує на 1 га кількість енергії, адекватну 20–30 т антрациту (антрацит – викопне кам’яне вугілля, що має

високу теплотворну здатність; при вмісті вуглецю 93,5–97 %, згоряючи виділяє 34–35 кДж/г енергії).

Гумусові речовини містять у своєму складі азот і ряд зольних елементів (Ca, K, P, S та інші), які мають важливе значення в мінеральному живленні рослин. При мінералізації гумусу ці елементи звільнюються і стають доступними рослинам. Таким чином, гумус є запасним фондом поживних речовин.

Гумусові речовини, дякуючи наявності функціональних груп: карбоксильних (COOH), фенолгідроксильних (OH), метаксильних (OCH₂), карбонільних (CO), мають велику вбирну здатність по відношенню до катіонів. При цьому гумусові кислоти, утворюючи з Ca, Mg і півтора оксидами нерухомі, стійкі сполуки, не вимиваються, а накопичуються у ґрунті.

Гумусові кислоти, маючи властивості склеювати мінеральні частинки, створюють ґрунтові агрегати, і тим самим відіграють важливу роль в формуванні структури ґрунту із сприятливими фізичними і фізико-механічними властивостями. За даними І.В. Кузнецової, підвищення вмісту гумусу в дерново-підзолистих ґрунтах з 2,5–3 до 5–6 % призводить до збільшення водотривких агрегатів в орному шарі до 50 %, загальної пористості до 55–60 %, найменшої вологомісткості до 43–44 %, діапазону активної вологи до 20–25 %. Особливо помітні зміни відбуваються в ґрунтах з дещо заниженим вмістом гумусу. За даними Н.Ф. Ганжари при підвищенні гумусованості (дерново-підзолистих ґрунтів в діапазоні 1,6–3,1% і чорноземів – 3,5–5,5 %) відбувається зміна таких властивостей ґрунту як щільність твердої і об'ємної маси, ємності катіонного обміну, питомої поверхні, пористості. В найбільшому ступені змінювалась забезпеченість рослин елементами живлення.

Органічні речовини внаслідок кислотної природи сприяють процесам внутрішнього ґрунтового вивітрювання і переходу елементів, які входять до складу мінералів, в більш рухомі форми.

Органічні речовини – джерело вуглекислоти в ґрунтовому повітрі та приземних шарах атмосфери, яка приймає участь у фотосинтезі через передачу її кореневими системами в надземні органи з ґрунту і безпосередньо з приземних шарів.

Властивість органічних речовин ґрунту до сорбції катіонів запобігає їх від вимивання. Це має дуже важливе значення при внесенні у ґрунт мінеральних добрив. Органічні речовини безпосередньо стимулюють ріст рослин. Навіть невелика доза гумінових кислот (в концентрації 10^{-6} – 10^{-8} г/мл розчину) активізує розвиток корневих систем, регенерацію коріння, швидкість проростання коріння і надходження поживних речовин в рослини. Активізація пов'язана з підвищенням проникливості клітинних оболонок рослини і його ферментативної системи.

Контрольні питання

1. Охарактеризуйте склад органічної частини ґрунту?
2. Шляхи надходження органічних решток в ґрунт?
3. Розкрийте суть процесів мінералізації та гуміфікації?
4. Роль мікроорганізмів в процесі ґрунтоутворення?
5. Як впливають фактори ґрунтоутворення на гумусонакопичення?

2.3. ХІМІЧНИЙ СКЛАД МІНЕРАЛЬНОЇ ЧАСТИНИ ҐРУНТУ

Ґрунти, які на 80–90 % й більше складаються з мінеральної частини, утримують майже всі хімічні елементи, що входять до складу вивітрених гірських порід і мінералів.

Для характеристики кількісного складу хімічних елементів користуються *кларками*. *Кларки* – числа, які виражають середній вміст хімічних елементів у даній природній системі у масових, атомних або об'ємних відсотках. Цей термін запровадив О.Є. Ферсман (1923 р.) на честь американського геохіміка Ф.У. Кларка (1847 – 1931).

За величиною кларків хімічні елементи гірських порід і ґрунтів об'єднуються в три групи:

- 1) макроелементи, яким відповідають кларки n $10 - n 10^{-2}$;
- 2) мікроелементи з кларками $n 10^{-3} - n 10^{-5}$;
- 3) ультрамікроелементи з кларками $< n 10^{-5}$.

Як літосфера, так і ґрунт, складаються майже наполовину з кисню, більш як на чверть із кремнію, на алюміній і залізо припадає трохи більше 10%, кальцій, натрій, калій і магній разом складають декілька відсотків і, на кінець, на всі інші елементи припадає менше 1%. Серед них такі необхідні рослинам елементи, як вуглець, азот, сірка і фосфор, становлять десятки і сотні частки відсотка. Найважливішими представниками останніх є два елементи (С, N), біогенно-привнесені в ґрунт з атмосфери. В порівнянні з літосферою їх кількість в ґрунті зросла в десятки разів в результаті життєдіяльності мікроорганізмів, в живій масі яких за даними О.П. Виноградова міститься 18 % вуглецю і 0,3 % азоту.

У ґрунті більше, ніж в літосфері, кисню, водню, кремнію і менше алюмінію, заліза, кальцію, магнію, натрію, калію та інших елементів, що є наслідком процесів вивітрювання і ґрунтогенезу.

Таблиця 2.7 – Середній вміст макроелементів у літосфері і ґрунтах, у вагових відсотках (О.П. Виноградов, 1950)

Елемент	Літосфера	Ґрунт	Елемент	Літосфера	Ґрунт	Елемент	Літосфера	Ґрунт
O	47,20	49,00	Na	2,64	0,63	C	0,10	2,00
Si	27,60	33,00	K	2,60	1,36	S	0,09	0,085
Al	8,80	7,13	Mg	2,10	0,60	Mn	0,09	0,085
Fe	5,10	3,80	Ti	0,60	0,46	P	0,08	0,08
Ca	3,60	1,37	H	0,15	0,50	N	0,01	0,10

Джерелом хімічних елементів всіх ґрунтів і порід є магматичні гірські породи, які складають майже 95 % маси верхньої товщі літосфери. За своїм хімічним складом вони дуже різноманітні, і в першу чергу, за середнім вмістом кремнезему (SiO_2), від якого залежить колір і щільність порід. За цими показниками магматичні гірські породи поділяються на п'ять груп:

1. *Ультраосновні породи* складаються менш як на 4 0% з SiO_2 де переважають темнозабарвлені мінерали – рогова обманка, авгіт (чорний), олівін (жовто-зелений). Щільність 3,1–3,3 г/см³. Породи: піроксеніт, перidotит, дуніт.

2. *В основних породах* на долю SiO_2 припадає від 40 до 52 %. Забарвлення їх темне, переважно чорне. Сюди входять мінерали лабрадор, піроксени, рогова обманка, олівін з щільністю біля 3,0 г/см³. Породи: габро, базальт, діабаз. Вони не вміщують вільного кварцу, багаті лужноземельними основами, бідні лугами.

3. *Середні породи* складаються з 52–65 % SiO_2 , мають строкате і темно-сіре забарвлення. До них входять мінерали кварц, рогова обманка. Щільність 2,7–2,8 г/см³. Породи: діорит, порфірит, андезит. В порівнянні з основними вони багаті на калій і натрій і бідні на кальцій.

4. *Кислі породи* вміщують менше темно кольорових мінералів ніж середні. Вміст SiO_2 знаходиться в межах 65–75 %. Переважаючими мінералами тут є ортоклаз, кварц, рогова обманка, іноді альбіт, які надають породам світле, рожеве і строкате забарвлення. Щільність цих порід коливається в межах 2,6–2,7 г/см³. Сюди відносяться граніт, пегматит, ліпарит.

5. *Ультракислі породи* майже не вміщують темних мінералів і більш як на 75 % складаються з SiO_2 , тому їх забарвлення світле і щільність не перевищує 2,6 г/см³. Представниками цієї групи порід є пермутит та аляскіт.

В кислих та ультракислих породах значне місце належить мінералу ортоклазу, який при вивітрянні збагачує ґрунт кальцієм.

Хоч магматичним гірським породам в 16-кілометровій товщі літосфери належить 95 % від загальної маси порід, проте на поверхні земної кори вони займають не більше 25 %. Решта території земної суші

вкрита осадовими породами різної товщини, яка пов'язана з їх генезою, процесами денудації, перенесення та акумуляції.

До основних особливостей осадових порід відносяться:

- 1) залягання пластами, шаруватість;
- 2) вміст решток рослинних і тваринних організмів;
- 3) пухкість, сипучість, в зв'язку з чим велика рухомість незцементованих порід;
- 4) залежність складу і властивостей порід від кліматичних умов.

Мінерали осадових порід можуть знаходитися в кристалічному, аморфному і колоїдному стані. На рівні з первинними мінералами вихідних порід (польові шпати, кварц, слюда, рогова обманка та ін.) в осадових породах велику роль відіграють мінеральні новоутворення (глинисті мінерали – гідрослюди, каолініт і ряд інших мінералів осадового походження: карбонати – кальцит, доломіт; сульфати – гіпс, ангідрит, які відсутні в магматичних породах).

Розрізняють такі осадові породи:

- уламкові;
- глинисто-колоїдно-дисперсні;
- хемогенні, біогенні, а також біохімічні.

Уламкові породи. Класифікують уламкові породи залежно від величини і форми уламків, ступеню їх обкатаності, наявності чи відсутності цементу.

Грубоуламкові породи (псефіти). Складаються з пухких або зцементованих уламків гірських порід і мінералів, розмір яких більше 2 мм в поперечнику. Зцементовані накопичення гострокутних уламків називають *брекчією*, а обкатаних, що складаються переважно з гальки з домішкою піску, гравію й валунів, зцементованих оксидами заліза, карбонатами, глинистим матеріалом, – *конгломератами*.

Піщані породи (псаміти) – до них належать уламки мінералів або гірських порід, розмір яких від 2 до 0,05 мм (різні піски, а зцементовані – пісковики).

Піски класифікують за розміром зерен, мінеральним складом і походженням. За розмірами зерен розрізняють *грубозернисті* (2–1 мм), *крупнозернисті* (1–0,5 мм), *середньозернисті* (0,5–0,25 мм), *дрібнозернисті* (0,25–0,05 мм).

За мінеральним складом піски розділяють на *кварцові, слюдисті, глауконітові, залізисті*, які складаються із зерен цих мінералів.

За походженням піски бувають морськими і континентальними, останні за способом їх утворення бувають аллювіальними, пролювіальними, льодовиковими, делювіальними, еоловими.

Зцементовані піщані породи – пісковики. Їх розрізняють за складом уламків і в'язучої речовини – цементу. Залежно від цементуючої речовини

виділяють пісковики карбонатні (скипають з HCl), кременисті (дуже тверді), залізисті – забарвлення вохристе, іржаво-буре.

В залежності від вмісту глинистих частинок (фракцій розміром <0,005 мм) виділяють групу піщано-глинистих порід – супісок, суглинков.

Пилуваті породи – алеврити. Порода складається з дуже дрібних пилуватих пластинок діаметром 0,05 – 0,005 мм (кварцу, польового шпату, слюди, кальциту). Характерним представником цих порід є широко розповсюджена порода *лес*.

Лес – не шарувата порода ясно-палевого кольору, пилувато-глинистої структури, землястої будови, бурно скипає з HCl, легко ріжеться ножом і добре розтирається пальцями в пилувату однорідну масу. Текстура лесу дрібнопориста. У воді грудочки лесу розпливаються.

Лесовидні суглинки за внутрішнім видом схожі з лесом, але більш щільні, глинисті за складом.

Цементовані алеврити називають – *алевролітами*.

Глинисті породи – пеліти. Глинисті породи широко розповсюджені в природі. Глини – складаються з колоїдних тонко-дисперсних частинок діаметром менше 0,005 мм і представляють з себе не тільки механічні уламки ґрунтоутворювальних мінералів, але й різні хімічні новоутворення. Головні складові частки глини – SiO₂ (40 – 70 %), Al₂O₃ (10 – 35 %), K₂O, Na₂O, MgO, Fe₂O₃ і H₂O.

В дрібнодисперсній фракції глин присутні глинисті мінерали (каолініт, монтморилоніт, гідрослюди та ін.). У грубій фракції (>0,002 мм) зустрічаються кварц, рідше слюди.

Сильно ущільнені глини носять назву *аргілітів*. Від глини відрізняються водотривкістю і сланцюватістю.

Хемогенні, біогенні та біохімічні породи.

Хемогенними називають породи, які утворилися в результаті випадання солей з водних розчинів або в результаті хімічних реакцій, які протікають в земній корі і на її поверхні (гіпс, ангідрит, кам'яна і калійна сіль та ін.).

Біогенними називають осадові породи, що утворилися повністю або частково в результаті життєдіяльності тварин і рослин (крейда, вапняк-ракушняк, діатоміти, торф, вугілля, сапропель). Дуже часто біогенні і хемогенні процеси в природі протікають одночасно і тоді утворюються біохімічні породи (численні залізисті, алюмінієві і марганцеві породи та ін.).

Хемогенні породи. Сюди відносяться породи таких груп:

- 1) галоїди – кам'яна (NaCl) і калійна (KCl) солі;
- 2) сульфати – гіпс (CaSO₄ · 2H₂O), ангідрит (Na₂SO₄);
- 3) карбонати – вапняковий туф, травертин, які складаються переважно з кальциту (CaCO₃);

4) силікати – кременистий туф, до складу якого входить опал ($\text{SiO}_2 \cdot n\text{H}_2\text{O}$);

5) фосфорити – фосфорит ($\text{Ca}_3(\text{PO}_4)_2$).

Карбонатні породи. Вапняк (CaCO_3) – хомогенний, тонко- і дрібнозернистий. Забарвлення ясне, бурно скипає з HCl .

Вапняковий туф, травертин складається головним чином з кальциту (CaCO_3), нерідко містить відбитки рослин, органічні рештки. Утворюється внаслідок осаду кальциту з карбонатних джерел на низьких заплавах терасах річок.

Доломіт складається з мінералів доломіту $\text{Ca, Mg}(\text{CO}_3)$, кальциту CaCO_3 (до 5%) і глинистого мінералу.

Утворення доломітів різне і складне. Великі товщі доломіту виникають у водних басейнах як продукт зміни кальциту під дією магнезійних розчинів – доломітизація вапняку.

Мергель – вапняково-глиниста порода з вмістом глинистого мінералу біля 10–70 %. Колір різний. Скипає з HCl .

Кременисті породи. Кременистий туф (*гейзерит*). Випадає з гарячих вод в місцях виходу джерел, поблизу свердловин.

Фосфоритні породи – головний представник фосфорит. Утворюється в результаті життєдіяльності організмів.

Фосфорні солі випадають в осад внаслідок виходу з морських вод вуглекислоти і порушення рівноваги; розчинність фосфатів і карбонатів в новому середовищі стає меншою. З вод спочатку відбувається випадіння CaCO_3 , а далі P_2O_5 . Збіднені P_2O_5 води течіями піднімаються в верхні шари, заселені рослинами і тваринними організмами. Останні повторно поглинають фосфор, і він випадає вже у вигляді фосфориту, часто створюючи характерні шари жовен.

В Перу відомі утворення екскрементів птахів – гуано, які досягають товщі до 45 м і служать відмінним добривом.

Біогенні породи. Ці породи утворюються з накопичення решток тваринних і рослинних організмів. За своїм складом вони бувають карбонатними, кременистими і вуглеводними.

Карбонатні породи найбільш численні серед осадових порід. До них відносяться біогенні вапняки, крейда, складаються переважно з кальциту.

Кременисті породи складаються з найдрібніших раковин невидимих без мікроскопу і мінералів опалу, каоліниту та ін.

Діатоміт – пухка, землиста або злегка зцементована порода. Складається головним чином з мікроскопічних панцирів діатомових водоростей. Містить 70–98 % розчинного кремнезему й домішки – глина, пісок, глауконіт тощо.

Трепел – на відміну від діатоміту складається не з органічних решток, а з дрібних опалових і кременевих зерен. Пористий, пухкий.

Опока – склад глинисто-кременистий, з HCl не скипає. Будова щільна. Вміщує опал, каолінит.

Вуглеводисті породи – каустоболіти.

В цю групу входять торф, сапропель, викопне вугілля. В ґрунтознавстві серед них важливе місце займає торф.

Торф складається з неповністю перегнилих та обвуглених рослинних решток; сирий торф являє собою напіврідку кашоподібну масу, яка складається на 80–90 % з води. Залягає у вигляді шарів, лінз у торф'яних болотах. Характеризується значною пористістю і вологомісткістю.

Породи біохімічного походження.

Сюди входять дуже важкі породи, які містять залізо та алюміній.

До залізистих порід відноситься бурий залізняк ($Fe_2O_3 \cdot nH_2O$). Він утворює щільні (кристалічні) і землисті (аморфні) різновиди бурого, вохристо-жовтого і червоного кольорів. Породи формуються з колоїдних розчинників при зміні фізико-хімічних умов. Наприклад, при стикуванні континентальних річкових вод з солонуватими морськими або дякуючи дії гумусових кислот і життєдіяльності бактерій. Це найбільш розповсюджені сполуки, які представляють собою механічну суміш гідроксидів заліза з глинистим і часто піщаним матеріалом.

Алюмінієві породи – аліти. Боксити – породи, які складаються з агрегатів гідроксидів Al і домішок Fe, Si, Ti. Зустрічаються у вигляді землястих, клиноподібних і кам'янистих накопичень.

2.3.1. Хімічні елементи та їх сполуки в ґрунтах

Хімічні елементи знаходяться в ґрунтах у вигляді різних сполук, які визначають основні властивості ґрунтів. Серед них важливе місце займає їх доступність рослинам, здатність до пересування в межах профілю ґрунту, до взаємодії з іншими елементами, а також органічними речовинами ґрунту.

Кисень (оксиген) – найпоширеніший елемент земної кори; він складає майже половину її маси і входить до складу майже всіх гірських порід. Кисень – хімічно дуже активна сполука. Він реагує з більшістю хімічних елементів, утворюючи оксиди. Реакція кисню з різними сполуками відноситься до реакцій *окислення*. Дуже важливим для рослин, мікроорганізмів і тварин, що мешкають у ґрунті, має вміст у ґрунтового повітрі вільного кисню (O_2).

Кремній (силіцій) за розповсюдженням у земній корі займає після кисню друге місце. Він входить до складу багатьох гірських порід і мінералів кремнезему SiO_2 та ін.

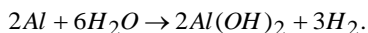
Кислотний оксид кремнію SiO_2 має атомну кристалічну ґратку (решітку), не реагує з водою. При нагріванні реагує з основними оксидами і розчинами лугів з утворенням солей кремнієвої кислоти. Кремнієва кислота H_2SiO_3 має полімерний склад, умовно її можна відобразити формулою $\text{SiO}_2 \cdot n\text{H}_2\text{O}$.

Реакція руйнування природних силікатів під дією H_2O і CO_2 призводить до утворення глини і піску. Водні розчини силікатів гідролізовані і мають лужну реакцію.

Валовий вміст SiO_2 у ґрунті коливається від 40–70 % в глинистих ґрунтах і до 90–98 % в піщаних.

Алюміній. За розповсюдженням в земній корі алюміній займає третє місце (після кисню і кремнію) і зустрічається в основному в складі складних сполук алюмосилікатів (до них належать глини, польовий шпат, слоуда, нефелін).

Алюміній – дуже активний метал, але на повітрі й у воді він стабільний, дякуючи міцній поверхневій плівці оксиду Al_2O_3 . При її видаленні алюміній швидко реагує з киснем повітря, а з води витісняє водень:



При вивітрюванні первинних і вторинних мінералів звільняється гідрооксид алюмінію, значна частина якого залишається на місці (як малорухомий) і лише незначна кількість переходить у розчин. У кислому середовищі ($\text{pH} < 5$) він стає рухомим і зумовлює появу у ґрунтовому розчині $\text{Al}(\text{OH})^{2+}$ та AlOH^{2+} , які виявляють фітотоксичність для багатьох рослин.

Водорозчинна і колоїдна форма гідрооксиду при взаємодії з органічними кислотами створюють рухомі комплекси сполук, які здатні переміщуватись по профілю ґрунту.

Валовий вміст алюмінію (Al_2O_3) в ґрунтах коливається від 1–2 до 15–20 %, а в фералітних ґрунтах тропіків може перевищити 40 %.

Залізо. Цей елемент знаходиться в ґрунтах в складі як первинних, так і вторинних мінералів, виступаючи головним компонентом магнетиту, гематиту, глауконіту, рогових оболонок, піроксенів, біотиту, глинистих мінералів.

Загальний вміст в ґрунті Fe_2O_3 коливається в дуже широких межах: від 0,5–1,0 % в піщаних ґрунтах, 3–5 % в ґрунтах на лесах, до 8–10 % в ґрунтах на еловій щільних феромагнезіольних.

При вивітрюванні мінералів, в яких знаходиться залізо, утворюється малорухома сполука у вигляді гелію $\text{Fe}_2\text{O}_3 \cdot n\text{H}_2\text{O}$, яка згодом при кристалізації переходить в гелій $\text{Fe}_2\text{O}_3 \cdot \text{H}_2\text{O}$ та гідрогетит $\text{Fe}_2\text{O}_3 \cdot 3\text{H}_2\text{O}$. В сильнокислому середовищі рухомість гідрооксиду заліза збільшується і в

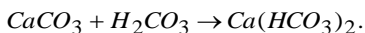
грунтового розчині з'являються іони заліза. При перезволоженні, в умовах анаеробіозису, окисна форма заліза в результаті відновлювальних процесів переходить в захисну форму з утворенням розчинних сполук FeCO_3 , $\text{Fe}(\text{HCO}_3)_2$, FeSO_4 , де залізо стає доступним для рослин. Надмірна концентрація закисного заліза, шкодить рослинам.

В ґрунтах з нейтральною або лужною реакцією де переважають окислювальні процеси, рослини можуть відчувати нестачу заліза, що проявляється через хлороз (пожовтіння листя при зниженні вмісту і активності хлорофілу).

Кальцій. В ґрунтах кальцій може знаходитись в кристалічній гранулі мінералів, в об'ємно-вбирному стані, а також у формі простих солей хлоридів – CaCl_2 , нітратів – $\text{Ca}(\text{NO}_3)_2$, карбонатів – CaCO_3 , $\text{Ca}(\text{HO}_3)_2$, сульфатів – CaSO_4 , $\text{CaSO}_4 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$.

Серед обмінних катіонів у більшості типів ґрунтів йому належить провідне місце. Вміст кальцію в безкарбонатних суглинкових ґрунтах становить 1–3 % і визначається головним чином присутністю глинистих мінералів тонкодисперсних фракцій, а також гумусом і фіторештками, які зумовлюють тенденцію до біогенного збагачення кальцієм при поверхневій органо-мінеральній частині профілю. Однак його підвищений вміст може бути успадкований також від уламків карбонатних порід і первинних Са-вмістких мінералів, присутніх у великих фракціях. У ґрунтах сухостійної та аридної зон підвищення валового вмісту кальцію може бути обумовлено утворенням і накопиченням вторинного кальциту або гіпсу в процесі ґрунтоутворення. Багато кальцію може накопичуватись у ґрунті гідрологічним шляхом.

Карбонат кальцію у ґрунті під впливом вуглекислоти переходить у розчинений стан (бікарбонат Са)



Рослини зазвичай не відчувають нестачі Са на більшості ґрунтів, проте внесення Са-вмістких сполук (гіпсу) поліпшує їх фізичні, фізико-механічні, фізико-хімічні й біологічні властивості.

Магній за вмістом у ґрунтах стоїть близько до кальцію, виконуючи в рослинах важливу фізіологічну роль, передусім в складі хлорофілу. В ґрунтах магній присутній в глинистих мінералах, головним чином в хлориді. Крім цього Mg міститься в уламках доломітів, олівіні, рогових обманках, піроксенах, в аридній зоні багато магнію акумулюється в засолених ґрунтах у вигляді хлоридів і сульфатів.

Калій. Загальний вміст калію в різних ґрунтах дуже різноманітний і за винятком торфу і піщаних ґрунтів, завжди досить великий. Як правило, загальна кількість калію коливається в межах від 1 до 2,5 %. Найбільша кількість калію міститься в глинистих і суглинкових ґрунтах. У ґрунтах

легкого гранулометричного складу, тобто в піщаних і супіщаних, його міститься значно менше. Дуже бідні на калій торфові ґрунти.

Загальний вміст калію у ґрунті складається з калію гірських порід і мінералів, обмінного калію і калію водорозчинних солей.

Більша частина калію подана калієм гірських порід і мінералів. Ці форми калійних сполук характеризуються малою розчинністю, а отже і малою доступністю до рослин. Вони стають доступними рослинам тільки в результаті процесів вивітрювання.

Обмінним, або увібраним, називається калій, що входить до складу катіонів ґрунтового вбирного комплексу. Кількість увібраного калію в ґрунтах порівняно невелика і становить не більше 0,5–1,0 % від загальної його кількості. Обмінний калій доступний для рослин.

У формі водорозчинних солей калію ще менше, ніж у формі обмінного калію (не більше 10 % від обмінного).

Калій, що входить до складу залишків рослин і мікроорганізмів, які не розклались, дуже швидко вимивається водою (тому що не зв'язаний з органічними речовинами) в ґрунт у легкорозчинній формі. Вміст цієї форми не перевищує 0,5 % від загальної кількості калію в ґрунті. Хоча калій і не утворює органічних сполук, але приймає участь у вуглеводному обміні, входить до складу понад сорока ферментів, надає заряду клітинним мембранам, підвищує жаро- і холодостійкість рослин, протидіє їх виляганню та грибковим захворюванням.

ґрунтовий калій, як і калій рослин, містить у своєму складі 0,011 % радіоактивного ізотопу калію (K^{40}).

Натрії надходить у ґрунт в основному з Na-містких польових шпатів, провідне місце серед яких належить альбіту ($Na_2 Cl_2 Si_6 O_{16}$). Валовий вміст в ґрунті Na_2O складає біля 1–3 %, в крупних фракціях досягає 5–6 %, в мулі знижується до 0,5–1,0%. В засоленних ґрунтах сухостепової зони та аридних зон натрій може бути присутнім у вигляді хлоридів і сульфатів або входити до вбирного комплексу ґрунтів в зв'язку з чим вміст Na_2O в цьому випадку зростає, спричинюючи погіршення фізичних та фізико-хімічних властивостей ґрунтів. Рослини нестачу натрію не відчують, скоріше навпаки – пригнічуються ним на галофітних ґрунтах. Проте цукрові буряки позитивно реагують на натрієві добрива підвищенням кількості та якості урожаю.

Фосфор. Загальний вміст фосфору в ґрунтах коливається від 0,05 до 0,2 %. У ґрунті фосфор знаходиться в органічних і мінеральних сполуках.

Органічні фосфати складаються із сполук, які входять до складу кореневої системи рослин та інших рослинних решток і тіл мікроорганізмів. Як правило, мінеральні фосфати переважають над органічними, але в торфових і багатих на перегній ґрунтах вміст органічних фосфатів може бути досить великим.

Мінеральні фосфати в ґрунті представлені різними сполуками, переважно ортофосфорної кислоти, у вигляді солей кальцію, магнію, заліза та алюмінію.

Кальцій утворює з ортофосфорною кислотою (H_3PO_4) ряд солей, різних за ступенем заміщення кальцієм водню кислоти:

- однозаміщенні – $\text{Ca}(\text{H}_2\text{PO}_4)_2 \cdot \text{H}_2\text{O}$;
- двозаміщенні – $\text{CaHPO}_4 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$;
- тризаміщенні – $\text{Ca}_3(\text{PO}_4)_2 \cdot 0,5\text{H}_2\text{O}$.

Чим більше заміна водню кальцієм, тим менша розчинність солі і доступність її рослинам.

Добре розчинними солями ортофосфорної кислоти є однозаміщенні фосфати кальцію, магнію і фосфорнокислі солі одновалентних катіонів – калію, натрію, амонію.

Водорозчинні солі ортофосфорної кислоти є в ґрунтах в дуже незначній кількості. Це пояснюється тим, що легкорозчинні фосфати зазнають у ґрунті процесів хімічного вбирання, в результаті чого відбувається повторне утворення малорозчинних сполук фосфору з Ca , Mg , Fe та Al .

В ґрунтах, насичених основами, ортофосфорна кислота зв'язується головним чином кальцієм та магнієм. У кислих ґрунтах вона зв'язується в основному залізом та алюмінієм.

Засвоюваність цих форм фосфорних сполук ґрунту неоднакова. Так, фосфати кальцію, магнію, двозаміщенні і навіть тризаміщенні, поступово розчиняються у слабкокислому середовищі і, таким чином, є більш доступними, ніж фосфати заліза та алюмінію.

Вуглець (карбон) акумулюється у верхніх горизонтах ґрунтів у складі гумусу, а також органічних решток. Вміст органічного вуглецю $\text{C}_{\text{орг}}$ коливається від часток відсотку (в збіднілих органічними речовинами піщаних ґрунтах) до 3-5-15 % (в добре гумусованих чорноземах). Так, як органічний вуглець є джерелом енергії біологічних процесів, які відбуваються у ґрунті, то необхідно пам'ятати про бездефіцитний баланс цього елемента, поповнюючи його за рахунок органічних добрив, польового травосіяння.

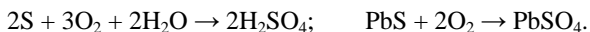
Багато вуглецю може знаходитись у складі карбонатів. Як енергетичний матеріал він не представляє особливої цікавості але роль цієї форми вуглецю важлива у ґрунтогенезі безпосередньо через вугільну кислоту (H_2CO_3) та її солі (карбонати).

Азот. У ґрунтах азот знаходиться переважно в органічних сполуках, безпосередньо недоступних для використання рослинами. Материнські породи, на яких виникли ґрунти, азоту не містять. Таким чином, можна сказати, що майже весь ґрунтовий азот – біологічного походження. Справді, від 5 до 15 кг азоту на 1 га за рік зв'язується вільноживучими

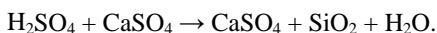
мікроорганізмами. Від 70 до 200 кг азоту на 1 га зв'язується бульбочковими бактеріями. Розпад тіл цих організмів після їх відмирання призводить до мінералізації азотистих сполук і до появи в ґрунті речовин (аміачних і нітратних солей), які засвоюються рослинами. Незважаючи на невелику кількість (не більше 0,3–0,4, часто 0,1 і менше відсотку), азот виконує надзвичайно важливу роль в родючості ґрунтів тому, що життєво необхідний рослинам, для яких він доступний тільки у формі нітратного або амонійного іонів. Іон NH_4^+ легко поглинається ґрунтом з частковим переходом в необмінний (фіксований) стан, а іон NO_3^- не поглинається ґрунтом ні хімічно, ні фізико-хімічно, знаходячись переважно в ґрунтовому розчині і легко використовується рослинами, які споживають його у великій кількості. За вмістом у рослинах азоту належить першість із елементів мінерального живлення, які надходять з ґрунту, в зв'язку з чим постійно існує потреба в поповненні його запасів.

Сірка, яка складає 0,09 % в літосфері та 0,085 % у ґрунтах, зустрічається в дуже різноманітних сполуках. В магматичних породах сірка знаходиться, головним чином, у вигляді сульфідів (наприклад: пірит – FeS_2 , цинкова обманка – ZnS , свинцевий блиск – PbS), рідше зустрічаються сульфати (гаюїн – $3\text{NaAlSiO}_4 \cdot \text{CaSO}_4$).

Відновлені форми сірки (S , H_2S , сульфіди) на земній поверхні легко окислюються, утворюючи сірчану кислоту або її солі (сульфати):



Сірчана кислота, взаємодіючи з іншими мінералами, дає сульфати



Сульфати, особливо калію, натрію, магнію, добре розчинні у воді, слабо поглинаються ґрунтами у формі SO_4^{2-} і можуть накопичуватися в них в умовах тільки сухого клімату. Загалом в ґрунтах знаходиться достатня кількість сульфатів для забезпечення потреби рослин у сірці.

2.3.2. Мікроелементи ґрунтів

Цілий ряд хімічних елементів названо мікроелементами тому, що необхідні рослинам в дуже малих кількостях і, крім того, вміст їх у ґрунті надзвичайно малий.

Проте треба завжди враховувати, що в дії на рослини немає відмінності між елементами, які потрібні у малій і великій кількості. Іноді нестача якого-небудь мікроелемента може різкіше позначитися на розвитку рослин, ніж нестача мікроелементів, таких як азот, фосфор, калій.

Цікавий той факт, що в розв'язанні питання про значення мікроелементів у живленні рослин істотну роль відіграло визначення природи незрозумілих раніше захворювань сільськогосподарських тварин. Виявилось, що тварини часто хворіють тому, що в кормах, які вони поїдають, немає потрібної кількості якого-небудь мікроелемента.

До мікроелементів, які найбільш вивчені до теперішнього часу за їх значенням для рослин і тварин, відносяться Mn, Zn, Cu, Co, B і Mo.

В ґрунтах вміст мікроелементів змінюється в широких межах, змінюючись в десятки і сотні разів; тому вони різко відрізняються від вмісту головних (макро-) елементів, вміст яких рідко змінюється більш ніж у 5 разів на різних ґрунтах. Виходячи з цього О.П. Виноградовим розроблено вчення про біогеохімічні провінції –території, які відрізняються від сусідніх територій концентрацією в середовищі (ґрунті, водах, повітрі) одного або декількох мікроелементів (або макроелементів).

Так, Закарпатська область представляє біогеохімічну провінцію з ендемією зобу: в ґрунтах, водах і харчових продуктах цієї області міститься в 2–5 разів менше йоду, ніж в областях де немає ендемії цієї хвороби.

Основне джерело мікроелементів у ґрунтах – ґрунтоутворні породи. Ґрунти, які виникли на продуктах вивітрювання кислих порід (гранітах), бідні на Ni, Co, Cu, а ґрунти, що утворилися на продуктах вивітрювання основних порід (базальтах), збагачені цими мікроелементами.

Деякі мікроелементи (I, B, F, Se, As) можуть надходити у ґрунт з газами, метеоритними опадами.

Велика роль в міграції мікроелементів та їх біологічній акумуляції належить рослинам. Їхні корені добувають мікроелементи з нижніх горизонтів ґрунту і материнських порід і переносять у верхні шари.

2.3.3. Радіоактивність ґрунтів

Радіоактивність ґрунтів зумовлена присутністю в них радіоактивних елементів як природного, так і антропогенного походження. Особливістю радіоактивності є довільний, викликаний внутрішніми причинами, розпад ядер хімічних елементів. Вона виражається кількістю ядерного розпаду за одиницю часу. Одиницею радіоактивності у системі СІ є бекерель (один розпад за секунду), а позасистемною – Кюрі, яка дорівнює активності такого джерела радіоактивного випромінювання в якому за 1 секунду відбувається $3,7 \cdot 10^{10}$ розпадів.

Природна радіоактивність ґрунту зумовлена земними (перейшли у ґрунт з материнських порід) та космогенними (з атмосфери) радіонуклідами. Значна частина природної радіоактивності ґрунтів

пов'язана з радіоізотопами важких металів з порядковим номером, починаючи з 82 і більше.

Всі природні радіоактивні елементи поділяються на три групи.

1. Власне радіоактивні елементи, всі ізотопи яких радіоактивні. До них належить три родини: ^{235}U , ^{238}U , ^{232}Th . Проміжними продуктами розпаду цих родин є як тверді, так і газоподібні ізотопи.

2. Ізотопи «звичайних» хімічних елементів, яким притаманні радіоактивні властивості. До них належать калій (^{40}K), рубідій (^{87}Rb), самарій (^{147}Sm), кальцій (^{48}Ca), цирконій (^{96}Zn) та інші. Важлива роль в цій групі елементів належить калію: він зумовлює найбільшу величину природної радіоактивності.

3. Радіоактивні ізотопи, які утворюються в атмосфері під дією космічних промінів: тритій (^3H), берилій (^7Be , ^{10}Be), вуглець (^{14}C).

Природні радіоактивні елементи – це переважно довго живучі ізотопи з великим періодом напіврозпаду $10^8 - 10^{16}$ років. В процесі розпаду вони випромінюють α , β -частинки і γ -промені.

Природна радіоактивність ґрунтів залежить, головним чином, від вмісту урану, радію, торію та радіоактивного ізотопу калію (^{40}K).

Уран природного походження складається з трьох ізотопів: ^{234}U , ^{235}U , ^{238}U . З них найбезпечнішим в екологічному розумінні є ^{238}U , який випромінює α -промені з енергією 4.18 MeV і $T_{1/2} = 4,5 \cdot 10^9$ років. Уран входить до складу багатьох гірських порід і постійно присутній в ґрунтах. Особливо високий вміст його характерний для фосфорних добрив і в ґрунтах, які формуються на багатих фосфатами породах.

Так, у чорноземах його середній вміст складає $3,0 \cdot 10^{-4}$ %, у сірих опідзолених ґрунтах – $3,4 \cdot 10^{-4}$ %, у сіроземах – $2,2 \cdot 10^{-4}$ %. У ґрунтах ^{238}U може бути у вигляді: 1) водорозчинних сполук, 2) адсорбованим глинистими колоїдами, 3) оксидів, 4) важкорозчинних сполук.

Радій. Відомо 14 природних і штучних ізотопів цього елемента. Найбільше значення має природний радіоактивний ізотоп ^{226}Ra з енергією α -випромінювання – 4,77 MeV і $T_{1/2} = 1620$ р. Член радіоактивного ряду урану. Вміст радію у земній корі $1 \cdot 10^{-10}$ % за масою. За хімічними властивостями подібний до барію. З водою взаємодіє енергійно, перетворюючись на розчинний у воді гідроксид $\text{Ra}(\text{OH})_2$. Чорноземи, які містять ^{226}Ra , на 40 % представлені водорозчинними, катіонообмінними та кислородозчинними сполуками, для яких на відміну від інших важких природних ізотопів характерна значна міграційна здатність.

Торій належить до актиноїдів, тобто хімічних елементів третьої групи періодичної системи елементів Д.І. Менделєєва, які розміщені за актинієм під номерами від 90 до 103. Всі актиноїди радіоактивні, не мають стабільних ізотопів. Природний торій складається практично з одного ізотопу ^{232}Tl з $T_{1/2} = 1,39 \cdot 10^{10}$ р. і енергією α -випромінювання 3,9 – 4,0 MeV. Середній вміст ^{232}Tl у земній корі складає $9,6 \cdot 10^{-4}$ %. У ґрунті торій утворює

багато водорозчинних, обмінних, кислорозчинних і міцно зв'язаних з R_2O_3 сполук, вміст яких визначається типом ґрунтогенезу і фізико-хімічними властивостями ґрунту.

Калій. Суттєвий внесок (до 50 %) в природну радіоактивність ґрунтів належить довго живучому радіоактивному ізотопу ^{40}K . Як відомо, природній калій складається з суміші трьох ізотопів, тобто видів атомів з однаковими хімічними властивостями, але з різною атомною масою. Такими атомами калію є: ^{39}K (93,08%), ^{40}K (0,011%) і ^{41}K (6,91%); з них радіоактивні властивості має лише ізотоп калію з атомною масою 40, (^{40}K).

Складний процес перетворення атомів ^{40}K , що мають радіоактивні властивості, можна схематично уявити як перетворення 89 % атомів у нерадіоактивні (стабільні) ізотопи кальцію з атомною масою 40 (^{40}Ca), в процесі якого випромінюються β -промені, або електрони. Решта 11 % атомів ^{40}K перетворюються в нерадіоактивні атоми аргону з масою 40 (^{40}Ar), причому виникають електромагнітні коливання у вигляді гамма-променів.

Обидва види випромінювання створюють додаткову, необхідну рослинам внутрішню кліматичну енергію, яка бере участь у всіх біохімічних процесах. Значення енергії випромінювання калію цілком безперечно, якщо взяти до уваги, що вона становить в кількісному вираженні до 80 % всієї енергії альфа-, бета- і гамма-випромінювань, яка вбирається тканинами рослин.

Штучна радіоактивність викликається радіоактивними ізотопами, які утворюються в результаті атомних і термоядерних вибухів або є відходами атомної промисловості.

При атомних вибухах в результаті поділу важких ядер урану (^{235}U , ^{238}U) і плутонію (^{239}Pu) утворюється велика кількість нових радіоізотопів з періодом напіврозпаду від часток секунди до багатьох років. Радіоактивні речовини, що утворилися надходячи у повітряний простір, переносяться на великі відстані, поступово випадають на земну поверхню, в тому числі і на ґрунт. В результаті відбувається забруднення штучними радіоізотопами.

Штучні радіоізотопи, включившись в біологічний оборот речовин, попадають через рослинну і тваринну їжу в організм людини, накопичуються в кістках і тканинах, викликаючи радіоактивне опромінення.

Найбільшу небезпеку в біологічному відношенні представляють ізотопи стронцію (^{90}Sr) і цезію (^{137}Cs).

Потрапляючи в організм, ці радіоізотопи здатні включатися в процеси обміну речовин, створювати постійне джерело радіоактивності, яке діє на кісткову тканину і кістковий мозок, і викликати захворювання – рак крові (лейкоз) та кісток. Крім того, вони представляють велику небезпеку для людини через великий період напіврозпаду (28 років у ^{90}Sr і 33 роки у ^{137}Cs) і високої енергії опромінення.

Вміст і розподіл ^{90}Sr і ^{137}Cs в ґрунтах визначається інтенсивністю і характером їх надходження з атмосфери, властивостями самих ізотопів і ґрунтів і сукупності природних умов (рослинність, клімат, рельєф).

Радіоактивний стронцій за своїми радіоактивними властивостями близький до кальцію, а цезій – до калію, тому в ґрунті в їх поведінці спостерігається деяка схожість з вказаними хімічними елементами. Закріплення і вміст ^{90}Sr і ^{137}Cs в ґрунті залежить від того, в формі яких сполук вони в ньому знаходяться (водорозчинні, іонообмінні, важкорозчинні), а також від його властивостей. Значна частина ^{90}Sr і ^{137}Cs знаходиться в обмінному стані, при цьому стронцій може легко витиснутися, а цезій здатний поглинатися більш міцніше (необмінно).

При вирощуванні сільськогосподарських культур на забруднених радіоактивними елементами територіях необхідно застосовувати такі прийоми, які сприяють зменшенню надходження радіонуклідів до рослин.

Дослідами встановлено, що кальцієлюбні культури (бобові, овочеві) поглинають ^{90}Sr більше ніж злакові, а рослини, які поглинають більше калію, можна віднести до цезієфілів.

Сприяють закріпленню радіоактивних ізотопів у ґрунті і зниженню їх рухомості – збагачення ґрунту органічними речовинами, в першу чергу гумусом, а також вапнування кислих ґрунтів. Різко знижують проникнення ^{137}Cs в рослини калійні добрива, а ^{90}Sr – внесення фосфатів лужних металів.

Контрольні питання

1. Охарактеризуйте основні сполуки хімічних елементів у ґрунтах?
2. Класифікація осадових порід?
3. Що таке радіоактивність ґрунтів? Чим вона визначається?

2.4. ГРУНТОВІ КОЛОЇДИ І ВБИРНА ЗДАТНІСТЬ ГРУНТУ

Ґрунт, як вже зазначалося, є складною багатофазовою системою, що включає тверду, рідку і газоподібну фази. Крім того, ґрунт – полідисперсна система, тобто містить різні дисперсні системи: грубодисперсні, тонкодисперсні (колоїдні) і гомогенні (розчини). У колоїдних системах окремі частинки мають розміри 1 – 100 нм. Високодисперсні системи, окремі частинки яких мають діаметр менше 1 нм, відносять до категорії молекулярних або істинних розчинів. Системи з частинками більше 100 нм називають суспензіями або емульсіями.

Колоїдні системи складаються з дисперсійної фази (маси колоїдних частинок) і дисперсного середовища (ґрунтовий розчин), в якому

розподіляються колоїдні частинки.

Грунтові колоїди утворюються в результаті роздроблення великих частинок при вивітрюванні або шляхом конденсації молекул або іонів. За своїм походженням та складом всі ґрунтові колоїди можна розділити на три групи: мінеральні, органічні та орґано-мінеральні. Мінеральні колоїди утворюються в результаті вивітрювання гірських порід та мінералів. Вони представлені переважно глинистими мінералами, гідроокисом кремнію $\text{SiO}_2 \cdot n\text{H}_2\text{O}$, заліза $\text{Fe}(\text{OH})_3 \cdot n\text{H}_2\text{O}$, алюмінію $\text{Al}(\text{OH})_3 \cdot n\text{H}_2\text{O}$, марганцю $\text{Mn}_2\text{O}_3 \cdot n\text{H}_2\text{O}$, а також деякими первинними мінералами, роздробленими до колоїдного стану (кварц).

Орґанічні колоїди утворюються в процесі розкладання і гуміфікації орґанічних залишків. Вони представлені в основному гумусовими кислотами та їх солями (гуматами, фульватами, алюмозалізо-гумусовими сполуками), а також білковою плазмою мікроорґанізмів, величина яких знаходиться в інтервалі фракцій колоїдної системи. При взаємодії гумусових речовин з високодисперсними мінеральними частинками утворюються комплексні сполуки більш складного складу – орґано-мінеральні колоїди. Чим важче ґрунт за механічним складом і чим більше в ньому гумусу, тим більше в ньому колоїдів. Ґрунти глинисті і суглинкові, що містять значну кількість гумусу, містять більше колоїдів, ніж піщані та супіщані, бідні орґанічною речовиною. Кількість колоїдів у ґрунті коливається від 1–2 до 30–40 % від маси ґрунту. У більшості ґрунтів переважають мінеральні колоїди, складові 85–90 % їх загальної маси.

2.4.1. Вбирна здатність ґрунту

Однією із найважливіших властивостей ґрунту є його вбирна здатність.

Вбирною здатністю ґрунту називається його властивість обмінно або необмінно поглинати і утримувати тверді, рідкі і газоподібні речовини.

Властивість ґрунту поглинати розчинені у воді речовини була відома вже в глибокій давнині. Мешканці прибережних морських місцевостей більше двох тисяч років назад знали, що морська вода, яка пройшла через шар гірських порід і ґрунтів, стає прісною.

Наукові дослідження явищ вбирання почали успішно розвиватися лише в ХІХ ст. За кордоном особливо виділяється своїми роботами в цій галузі Джон Томас Уей, який вивчав вбирання катіонів ґрунтом, і Ван-Беммелен – адсорбційний характер явищ вбирання.

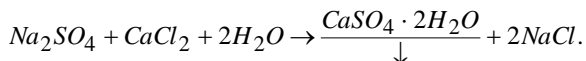
Вчення про вбирну здатність ґрунтів розроблено в працях Г. Вігнера, С. Маттсона, Б.П. Нікольського, І.М. Антипова-Каратаєва, М.І. Горбунова.

Найбільш повна характеристика вбирної здатності ґрунтів викладена в працях К.К. Гедройця. Залежно від способу вбирання ним виділено п'ять видів вбирної здатності ґрунту: *механічну, хімічну, біологічну, фізичну та фізико-хімічну*.

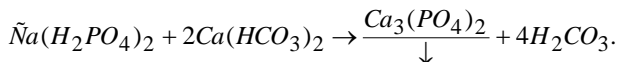
Механічна вбирна здатність представляє собою властивість ґрунту затримувати тверді частинки, які надійшли в нього з водним або повітряним потоком, діаметр яких перевищує розмір пор ґрунту. Залежить механічна здатність від гранулометричного складу і щільності будови ґрунту. Так суспензії з діаметром частинок більше 0,001 мм повністю затримуються глинистим ґрунтом. На відміну від глинистих ґрунтів піщані ґрунти характеризуються поганою механічною вбирною здатністю. Механічна вбирна здатність ґрунтів і підґрунтя обумовлює чистоту ґрунтових вод, які формуються з поверхневих вод, мутних від великої кількості механічних домішок.

Механічна вбирна здатність широко використовується в народному господарстві. Вода, яка проходить крізь шар ґрунту, очищується від мулі, що дозволяє використовувати цю властивість ґрунту і пухких порід для очищення питних та стічних вод. При будівництві зрошувальних систем властивість ґрунтів поглинати тверді частини використовується для замулювання дна та стінок каналів, щоб зменшити втрати води на фільтрацію (кольматування каналів та водосховищ).

Хімічна вбирна здатність – це властивість ґрунту закріплювати у формі важкорозчинних сполук речовини, які утворюються в результаті реакції обміну в ґрунтовому розчині. Наприклад, виникнення новоутворень гіпсу в ґрунті описується такою реакцією:



При взаємодії суперфосфату, що вноситься в ґрунт $Ca(H_2PO_4)_2$ з бікарбонатом кальцію, який знаходиться в ґрунтовому розчині, відбувається хімічна реакція в результаті якої з двох розчинних солей, що взаємодіють, утворюється одна нерозчинна та нестійка вугільна кислота



Біологічне вбирання. Воно пов'язане з життєдіяльністю організмів, які мешкають у ґрунті (мікроорганізми, рослини, тварини).

Мікроорганізми ґрунту – бактерії, гриби, водорості та інші не тільки перехоплюють розчинні елементи живлення рослин при їх переміщенні в ґрунті з верхніх в нижні шари і ґрунтові води але й здобувають з гірських

порід фосфорну кислоту, калій, зв'язують атмосферний азот і з цих матеріалів будують білок свого тіла, концентруючи елементи живлення в верхніх шарах ґрунту.

Рослини своєю могутньою кореневою системою дістають з глибоких горизонтів ґрунту і підстильної породи азот, фосфор, калій, сірку і збагачують ними верхні шари ґрунту, відкладають їх у вигляді живих та мертвих рослинних решток.

Відомо, що основна маса коріння рослин знаходиться у верхньому шарі ґрунту; з глибиною вона зменшується, але стає більш розгалуженою, з розвинутою мережею кореневих волосків, котрі поглинають з ґрунту в засвоєній формі елементи мінерального живлення.

Біологічне вбирання ґрунтом за допомогою рослин поживних речовин зберігає їх від вимивання та виносу в ґрунтові води.

Закріплення рослинами та мікроорганізмами елементів живлення і захист їх від вимивання та втрат є суттю біологічного вбирання.

Однією з характерних особливостей біологічного вбирання є його вибіркова здатність. Суть її полягає в тому, що коренева система живих рослин і мікроорганізми ґрунту поглинають з нього тільки ті мінеральні сполуки, які необхідні їм для живлення. Багатьма вченими підкреслюється виняткова роль біологічного вбирання, так як тільки таким шляхом зберігаються від втрати та виносу і накопичуються у ґрунті необхідні для рослин елементи живлення – азот, фосфорна кислота, калій, а також органічні речовини, які сприяють збільшенню ємності вбирання ґрунтом. Ввібрані біологічним шляхом елементи живлення рослин, після відмирання живих організмів і їх розкладання, знову стають доступними для рослин.

Фізична та фізико-хімічна вбирна здатність ґрунту представляють собою адсорбційні явища.

Під *адсорбцією* розуміють зміну концентрації даної речовини біля поверхні розділу фаз в порівнянні з концентрацією всередині фази.

Речовина, яка діє своєю поверхнею, називається *адсорбентом*; речовина, яка накопичується біля поверхні – *адсорбтивом*, або адсорбованою речовиною. Якщо речовина адсорбується у вигляді молекул, то це неполярна, або молекулярна адсорбція, а коли у вигляді іонів, то таке явище носить назву полярної, або іонної адсорбції.

Фізична та фізико-хімічна вбирна здатність ґрунту представляють собою адсорбційні явища, які пов'язані з наявністю в ґрунті високодисперсних частинок його твердої фази – *колоїдів*. Розмір частинок, які формують колоїдну систему, знаходиться в межах від 100 до 1 мкм, або 10^{-7} ... 10^{-9} м, або менше 0,0001 мм.

Переважає більшість колоїдів ґрунту представлена *мінеральними* сполуками, які складають 85–90 % їх загальної маси. Решта колоїдів відноситься до *органічних* та *органо-мінеральних* сполук.

В ґрунті мінеральних колоїдів переважають вторинні мінерали, перш за все глинисті: каолініт, галуазит, вермикуліт, гідролюди, монтморилоніт та інші. З первинних мінералів зустрічаються кварц, роздроблений до колоїдного стану. Всі перелічені вище мінерали знаходяться в кристалічній фазі.

Мінеральні колоїди також можуть не мати кристалічної будови, тобто бути аморфними (без форми) речовинами. До них належить півтора оксиди алюмінію, заліза, марганцю.

Органічна частина колоїдів ґрунту – це аморфні гумусові речовини в тому числі і орґано-мінеральні комплекси, а також клітини найбільш дрібних бактерій, діаметр яких знаходиться в межах колоїдної фракції.

Фізична вбирна здатність, або властивість ґрунту поглинати цілі молекули води, газів та розчинених у воді речовин, представляє собою молекулярну адсорбцію.

Властивість ґрунту адсорбувати пари води та гази має велике значення, так як вона сприяє утриманню в ґрунті від втрати в атмосферу аміаку, який утворюється в результаті розкладу органічних речовин.

К.К. Гедройц розглядав вологий ґрунт як дисперсну систему, в котрій дисперсним середовищем буде ґрунтовий розчин, а дисперсною фазою – тверді частинки ґрунту. Цій системі властива поверхнева енергія, яка дорівнює добутку поверхневого натягування (Дж/м^2 на величину поверхні дрібнодисперсних частинок – S).

Поверхнева енергія E , одиницею виміру якої є джоуль, розраховується за формулою

$$E = \sigma \cdot S, \quad (2.3)$$

де σ – коефіцієнт поверхневого натягу, мН/м ;

S – повна площа поверхні розчину, м^2 .

Поверхнева енергія, як потенціальна, завжди спрямована до максимального зниження, може реалізуватись двома шляхами: перший – зменшення поверхні твердої фази за рахунок укрупнення дрібнодисперсних частинок при їх змішанні, другий шлях – пониження поверхневого натягу шляхом адсорбції на поверхні частинок деяких речовин.

Змішання вільної енергії поверхні в ґрунті повинно відбуватися за рахунок зниження ступеню дисперсії твердої речовини і зменшення поверхневого натягу ґрунтового розчину.

До речовин, які знижують поверхневий натяг (їх ще називають поверхнево-активними), відносяться органічні кислоти, алкалоїди, багато високомолекулярних органічних сполук. Вони притягуються до поверхні іонно-дисперсних частинок, тобто зазнають позитивної фізичної адсорбції.

На відміну від згаданих вище речовин, існують інші, які підвищують поверхневий натяг води, визиваючи явище від'ємної фізичної адсорбції, при якій концентрація даних речовин зменшується при наближенні до поверхні частинок. До них відносяться багато мінеральних солей, кислот, лугів.

Внаслідок від'ємної фізичної адсорбції, ці речовини виносяться з ґрунту водою, яка пересувається по профілю. Це може мати як позитивний так і негативний наслідки. Вимивання хлоридів – явище позитивне, а нітратів – навпаки.

Фізико-хімічна вбирна здатність. Для розуміння сутті фізико-хімічного вбирання ґрунтом необхідно розглянути рушійну силу цього явища, яка пов'язана з будовою колоїдної частинки, і за пропозицією Г. Вігнера названа колоїдною міцелюю (від латинського міса – крихта).

Основу колоїдної міцели складає її ядро – високодисперсна частинка твердої фази ґрунту, діаметр якої менше 0,0001 мм.

Маючи малий розмір колоїди ґрунту проявляють особливі властивості поверхні твердого тіла. У молекул або іонів, які знаходяться на поверхні, на відміну від молекул або іонів всередині твердого тіла не повністю насичені сили взаємного притягнення. За рахунок цих ненасичених сил до поверхні притягуються частинки з газового або рідкого середовища, з якими тверде тіло стикається. На гладкій поверхні адсорбенту всі місця мають однакові сили притягнення. На негладких поверхнях окремі ділянки мають сили притягнення: на загостреннях і кутах ненасиченість вища, ніж в западинах.

При взаємодії ґрунтових колоїдів (дисперсна фаза) з водою (дисперсне середовище) в системі виникають електричні сили.

Іони, що закріплені на колоїді силами остаточних валентностей, складають внутрішній електричний шар частинки. Він одержав назву іонів, які визначають потенціал. Ці іони міцно утримуються на поверхні ядра.

Ядро разом з іонами, які визначають потенціал, називається *гранулою*. Колоїдна частинка, набувши високого потенціалу не може існувати в розчині в такому вигляді. Надлишок електричної енергії, наданий частинці іонами, які визначають потенціал, компенсуються протягуванням з навколишнього середовища іонів з протилежним знаком заряду. Ці іони утворюють навколо колоїдної частини другий, зовнішній шар, який одержав назву компенсуючого, або протиіонів.

Компенсуючі іони, в свою чергу, розташовуються навколо гранули двома шарами. Один – нерухомий шар, який міцно утримується електростатичними силами іонів, які визначають потенціал (шар Гельмгольца). Гранули разом з нерухомим шаром компенсуючих іонів називаються колоїдною частинкою. Між колоїдною частинкою і навколишнім розчином виникає електрокінетичний потенціал (дзета-

потенціал), під впливом якого знаходиться другий (дифузний) шар компенсуючих іонів того ж знаку заряду з оточуючого розчину (рис. 2.4).

Колоїди, які мають в шарі, що визначає потенціал, негативно зарядженні іони і дисоціюють в розчин Н – іони, називаються *ацидоїдами* (кислотоподібними). Ясно вираженні кислотні властивості притаманні кремнекислоті, глинистим мінералам, гумусовим кислотам.

Колоїди, що мають в шарі іонів, який визначає потенціал, позитивно зарядженні іони і посилають в розчин ОН – іони, називаються *базоїдами*. Колоїди гідрооксидів заліза, алюмінію, протеїну, залежно від реакції середовища ведуть себе або як кислоти, або як основи (базоїди), називаються амфолітоїдами.

Фізико-хімічна вбирна здатність ґрунтів полягає в тому, що ґрунти здатні обмінювати деяку частину катіонів, що знаходяться в його твердій фазі на еквівалентну кількість катіонів розчину, який стикається з ним.

Та частина ґрунту, яка здатна обмінювати вібрані катіони, носить назву ґрунтового вбирного комплексу (ГВК), який складається з високодисперсної маси органічного, мінерального та органо-мінерального походження.

Катіони ГВК, які здатні обмінюватися на катіони ґрунтового розчину, носять назву вбирних, або обмінних катіонів. Катіони металів називаються обмінними, або вбирними, основами.

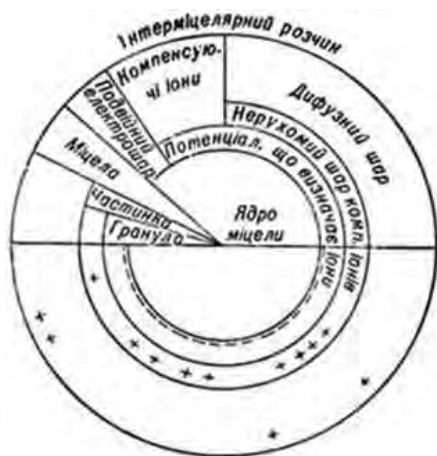


Рис. 2.4. Будова колоїдної міцели

Серед обмінних катіонів ґрунту завжди зустрічається обмінний кальцій, причому кількість обмінних іонів цього металу майже завжди переважає над кількістю обмінних іонів магнію. В деяких ґрунтах

зустрічаються обмінні іони натрію (засолені ґрунти) і водню (кислі ґрунти).

Крім вищезгаданих катіонів ґрунти можуть поглинати та обмінювати алюміній (Al^{3+}), залізо (Fe^{3+}), амоній (NH_4^+).

2.4.2. Ємність вбирання ґрунтів

Загальну суму ввібраних катіонів, які здатні до обміну *називають ємністю вбирання ґрунтів*. Ємність вбирання виражається в міліграм еквівалентах (мг-екв) на 100 г ґрунту. Ємність вбирання кожного ґрунту характеризується певною величиною.

Ємність вбирання знаходиться в залежності від співвідношення в ґрунтовому вбирному комплексі між ацидоїдами і базоїдами. Чим більше в ґрунтових колоїдах приходиться кремнієвої та гумінової кислот на один моль гідроксиду алюмінію або заліза, а також чим ширше співвідношення між гуміновими кислотами та протеїнами, тим вища ємність вбирання.

Ємність вбирання залежить від реакції середовища, кількості та складу колоїдів. Чим вища лужна реакція середовища, тим вища ємність вбирання катіоні. Ґрунти, які містять в своєму складі велику кількість колоїдів, мають більш високу ємність вбирання катіонів. Органічні колоїди характеризуються більшою ємністю вбирання в порівнянні з мінеральними.

Ввібрані катіони можуть бути в обмінному і необхідному стані. Перехід катіонів з обмінного стану в необхідний буває, наприклад, при старінні і частково при кристалізації гелів. Кристалізація викликає необхідне зв'язування гелів.

Явище кристалізації пов'язане з висушуванням ґрунту. В необхідний стан катіони переходять при біологічному вбиранні. Необхідне вбирання погіршує умови використання катіонів рослинами. Перехід в необхідний стан іонів натрію у солонців поліпшує фізичний стан цих ґрунтів, так як зменшує дифузний шар міцел колоїдів, послаблює набрякання і пептизацію ґрунтових колоїдів, знижує полярність ґрунтів.

Необхідний стан катіонів може переходити в обмінний при розкладанні органічної речовини і пептизації ґрунтових колоїдів, при посиленому подрібненні ґрунтів.

Виділення обмінних катіонів в ґрунтовий розчин відбувається в результаті обміну на катіони ґрунтового розчину в еквівалентних кількостях.

На основі вчення К.К. Гедройця про фізико-хімічну вбирну здатність ґрунти нашої країни можна розділити на такі групи:

1. *Ґрунти насичені основами і незасолені.*

Головними і майже єдиними вбирними основами в цих ґрунтах є кальцій і магній. До цієї групи відносяться переважно чорноземи звичайні.

Наявність значної кількості вбирного Ca^{2+} сприяє утворенню та збереженню водотривкої структури ґрунту.

2. *Ґрунти, ненасичені основами*, вміщують крім вбирних Ca^{2+} та Mg^{2+} , ввібраний водень, рухомий алюміній. Сюди відносяться підзоли, дерново-підзолисті, різні заболочені, сірі лісові ґрунти.

Ґрунти, які ненасичені основами, характеризуються менш сприятливим для сільськогосподарських культур водно-повітряним режимом, ніж ґрунти першої групи, вони бідніші поживними речовинами і особливо потребують внесення добрив.

3. *Третя група ґрунтів вміщує ввібрані Ca^{2+} , Mg^{2+} , Na^+ .*

До цієї групи відносяться ґрунти сухого степу – каштанові. Ввібраний Na^+ знаходиться також в чорноземах південних.

Наявність ввібраного натрію робить структуру ґрунту нестійкою по відношенню до розмивної дії води. Ґрунти, які вміщують значну кількість вбирного натрію, наприклад солонці, характеризуються несприятливим для сільськогосподарських рослин водно-повітряним режимом і незручні в обробітку.

2.4.3. Енергія вбирання або обміну

Відповідно до вчення К.К. Гедройця про вбирну здатність ґрунту різні катіони розчинів (хлоридів) витісняють з ґрунту неоднакову кількість основ.

К.К. Гедройц спочатку обробляв ґрунт розчином BaCl_2 до повного видалення обмінних катіонів; тобто вся ємність вбирання ґрунту була насичена іоном барію. Наважки ґрунту, насичені барієм, оброблялись одноразово на протязі двох діб 0,1n розчином хлоридів (кожна наважка – одним яким-небудь розчином) і визначалась кількість витісненого барію (табл. 2.8).

З даних таблиці видно, що при однакових умовах із одного і того ж ґрунту різні катіони витісняють неоднакову кількість обмінних основ.

Кількість обмінних катіонів, витиснених різними катіонами розчину, і визначає енергію вбирання, або обміну, цих останніх, так як обмін катіонами між розчинами і ґрунтом відбувається в еквівалентних кількостях.

Енергія вбирання, або обміну, катіонів залежить від їх атомної маси і валентності. Із збільшенням атомної маси (при одній і тій же валентності) і з підвищенням валентності їх енергія обміну зростає. Окремо в цьому відношенні знаходиться іон водню. Будучи одновалентним, маючи малу

атомну масу і найменше число гідратацій, він за енергією вбирання перевищує цілий ряд одно- і навіть двовалентних катіонів.

Енергію вбирання катіонів деякі дослідники (Вігнер та ін.) пояснюють гідратацією іонів.

Таблиця 2.8 – Кількість витісненого барію (за К.К. Гедройцем)

Хлориди	Атомні маси катіонів	Валентність катіонів	Валентність барію	
			в %	в мг-екв
Літій	7	одновалентний	0,522	3,8
Натрій	23	- « -	0,625	4,5
Калій	39	- « -	0,932	6,8
Рубідій	85	- « -	1,062	7,8
Магній	24	двовалентний	1,058	7,7
Кальцій	40	- « -	1,400	10,2
Алюміній	27	тривалентний	2,291	16,7
Залізо	56	- « -	2,492	18,7

Диполі води утворюють гідратну оболонку навколо іону. Товщина гідратної оболонки залежить від цілого ряду причин, і в тому числі від розміру іонів. Всі іони однакової валентності мають однакові електричні заряди. Наприклад, у одновалентних іонів він дорівнює $4,77 \cdot 10^{-6}$ електро-статистичних одиниць. Але розмір іонів різний. У іонів малого розміру щільність електричного заряду буде більшою, різниця потенціалів таких іонів з навколишнім розчином буде вище, ніж у іонів великого розміру. Тому, наприклад, іон Na буде мати гідратну оболонку, яка складається з більшої кількості диполів води, ніж іон калію. Чим більше заряд іону і менше його розмір, тим сильніша гідратація і тим міцніше гідрати (табл. 2.9).

Таблиця 2.9 – Розмір іонів і числа гідратації

Показники	H ⁺	Li ⁺	Na ⁺	K ⁺	Mg ²⁺	Ca ²⁺	Ba ²⁺
Числа гідратації іонів	1,0	12,6	8,4	4,0	13,3	10,0	4,1
Радіус іона в ангстремах, А ^o	0,48	0,78	0,98	1,33	0,78	1,06	1,43

Розмір іонів збільшується в міру зростання атомної маси, а гідратація зменшується. Тільки H^+ має найменший розмір і в той же час він найменш гідратований.

Внаслідок гідратації обмін іону зростає, рухомість зменшується, потенціал його знижується. Сильно гідратовані іони утворюють пухкий шар навколо колоїдної частинки, в одиниці об'єму кількість їх буде менша, ніж слабо гідратованих іонів.

Чим більше гідратований іон, тим менша його енергія вбирання. Іони гідратуються тими молекулами води, які знаходяться навколо іона безпосередньо.

За енергію вбирання гідратовані одновалентні катіони складають ряд:



За енергією витіснення катіони розташовуються в зворотному порядку, тобто іони, які енергійно вбираються, важче витісняються.

У дво- і тривалентних катіонів спостерігається така ж закономірність.

2.3.4. Екологічне значення вбирної здатності ґрунту

Вбирна здатність ґрунту – одна з його найважливіших властивостей. Особливо важливу роль в режимі ґрунтоутворення і властивостях ґрунту відіграють частинки менші 0,001 мм, від яких залежить ряд фізичних, фізико-механічних і водно-фізичних властивостей ґрунту. Особливо велике значення мають тонкодисперсні частинки для створення сприятливої структури ґрунту.

Тонкодисперсна частина ґрунту в значній мірі обумовлює режим живлення рослин. Це пов'язано з тим, що іони хімічних елементів, які звільнюються з кристалічних решіток мінералів і рослинних решток, що розкладаються, частково поглинаються тонкодисперсними компонентами ґрунту. Катіони, що знаходяться в ввібраному стані є найважливішими елементами живлення рослин. Це кальцій, калій, магній, натрій, деякі рідкі та розсіяні хімічні елементи. Ввібрані іони настільки міцно зв'язані з ґрунтом, що не можуть бути відірваними водами, які просочуються через ґрунт. В той же час вони можуть бути відірвані осмотичними силами корневих волосків. Таким чином, тонкодисперсна частина ґрунту акумулює ряд хімічних елементів, необхідних рослинам для їх нормальної життєдіяльності, а також регулює надходження елементів живлення в рослини.

На властивості ґрунту і умови вирощування рослин великий вплив має склад обмінних катіонів. Так, у ґрунтів, насичених кальцієм, реакція

близька до нейтральної; колоїди знаходяться в стані незворотних гелів і не пептизуються при надлишку вологи; ґрунти добре структуровані, мають сприятливі фізичні властивості. Чорноземи є прикладом таких ґрунтів. Насичення тонкодисперсної частини ґрунту іонами водню негативно відбивається на живленні рослин і на структурі ґрунтів, які мають підвищену кислотність.

Іони натрію ще в більшій мірі сприяють розпаду агрегатів ґрунту, диспергації тонкодисперсних частинок і їх вимиванню. Ці ґрунти мають несприятливі водно-фізичні властивості, підвищену щільність, погану водопроникність, слабку водовіддачу, низьку доступність ґрунтової вологи (солонці, солонцюваті ґрунти). Реакція таких ґрунтів лужна, вона більш несприятлива для рослин, ніж кисла.

Контрольні питання

1. Що називають вбирною здатністю ґрунту?
2. Які існують види вбирної здатності?
3. Чим представлені ґрунтові колоїди?
4. Охарактеризуйте будову колоїдної міцели?
5. Що таке ємність вбирання ґрунтів?
6. Чим характеризується енергія вбирання?
7. Яке екологічне значення вбирної здатності ґрунту?

2.5. РЕАКЦІЯ ҐРУНТУ І ҐРУНТОВИЙ РОЗЧИН

Вибрані основи, кислоти та різні солі в процесі та взаємовідношенні з водою визначають концентрацію водневих і гідроксильних іонів, які обумовлюють ту чи іншу реакцію ґрунту. Розрізняють ґрунти з нейтральною, кислою або лужною реакцією. Необхідно розрізняти реакцію ґрунтового розчину, котра пов'язана з наявністю водорозчинних кислот та їх солей, і реакцію твердої фази ґрунту, обумовлену вибраними воднем, алюмінієм, складом катіонів та ГВК, присутністю карбонатів. При визначенні реакції ґрунтового розчину виділяють *активну* (актуальну) кислотність і лужність, при визначенні реакції твердої фази – *потенціальну кислотність*.

Активна реакція (актуальна кислотність або лужність) характеризується концентрацією в розчині іонів H^+ . Вода в слабкому ступені підлягає електролітичній дисоціації, розпадаючись на два іони: H^+ та OH^- . Концентрація цих іонів надто мала: добуток $[H^+]\cdot[OH^-]=10^{-14}$. В ідеально чистій воді знаходиться рівна кількість обох іонів:

$$[H^+] = [OH^-] = 10^{-7}.$$

Додавання кислоти підвищує концентрацію H^+ -іонів $[H^+] > 10^{-7}$. В цьому випадку розчин набуває кислої реакції. Присутність основ підвищує концентрацію OH^- -іонів $[OH^-] > 10^{-7}$. Реакція розчину стає лужною. Так як мати діло з такими малими величинами незручно, то оперують з від'ємним десятковим логарифмом концентрації H^+ -іону. Цей логарифм позначається рН. Отже $pH = \lg[H^+]$.

В нейтральних розчинах величина $pH = 7$, в лужних > 7 , в кислих < 7 , рН ґрунтового розчину змінюється від 3 до 9.

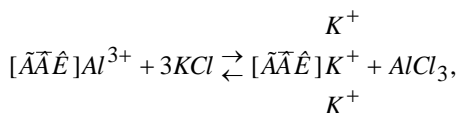
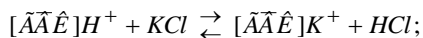
При цьому ґрунти розрізняють за величиною рН:

	pH
Сильнокислі ґрунти	3,0 – 4,5
Кислі	4,5 – 5,5
Слабокислі	5,5 – 6,5
Нейтральні	6,5 – 7,0
Слаболужні	7,0 – 7,5
Лужні	7,5 – 8,5
Сильнолужні	8,5 і більше.

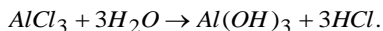
2.5.1. Кислотність ґрунтів

Потенціальна, або прихована, кислотність зумовлюється іонами водню або алюмінію, які містяться у ввібраному ґрунтом стані, а не в ґрунтовому розчині. Увібрані іони виявляються тільки при взаємодії ґрунту з розчинами солей. Залежно від характеру солей, які використовуються для виявлення потенціальної кислотності, розрізняють два її види – *обмінну і гідролітичну* кислотність ґрунтів.

Обмінна кислотність пояснюється наявністю водневих іонів і іонів алюмінію в ґрунтовому вбирному комплексі. Виявляється вона під час обробітку ґрунтів нейтральними солями. Найчастіше для цього використовують КСІ (сіль сильної кислоти НСІ і сильної основи КОН):



де $AlCl_3$ – сіль слабкої основи і сильної кислоти, яка гідролітично розщеплюється з утворенням соляної кислоти і гідроксиду алюмінію:

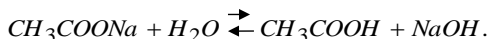


Кислота, що утворюється в результаті цієї реакції визначається потенціометричним засобом через рН розчину, який в даному випадку характеризується як сольовий рН, pH_{KCl} , $pH(KCl)$. Можна визначити величину обмінної кислотності титруванням лугом NaOH, тоді кислотність виражається в мг-екв на 100 г ґрунту.

Гідролітична кислотність. При обробі ґрунту нейтральною сіллю (KCl) не всі увібрані іони водню переходять у розчин, тобто визначається не вся потенційна кислотність. Якщо ґрунт обробити гідролітично лужними солями, наприклад оцтовокислим натрієм, що в розчині утворюється луг, який витісняє велику кількість водню з увібраного стану:



У водному розчині оцтовокислий натрій взаємодіє з водою



Кількість оцтової кислоти, що утворилася в результаті дії на ґрунт оцтовокислого натрію, характеризує величину *гідролітичної кислотності*. Гідролітична кислотність може розглядатись, як сумарна кислотність ґрунту, яка складається з актуальної і потенційної кислотності, виражається в міліграм-еквівалентах на 100 г ґрунту; позначається символом Н і визначається титруванням.

Наявність у вбирному комплексі ґрунту обмінних катіонів водню та алюмінію, характеризує його як ненасичений основами (Ca^{2+} , Mg^{2+} , K^+ , Na^+ , NH_4^+ та інші).

Реакція ґрунту і її вплив на рослини залежить не тільки від величини гідролітичної кислотності, але й від того, яка частина від ємності вбирання припадає на водень.

Ємність вбирання (Є) – це загальна кількість увібраних катіонів, здатних до реакцій обміну. Якщо увібраний водень, виявлений при визначенні гідролітичної кислотності, позначити літерою Н, а суму інших катіонів (Ca^{2+} , Mg^{2+} , K^+ , Na^+ і т.д.) – літерою S, то ємність вбирання буде сумою цих двох складових

$$Є = Н + S. \quad (2.4)$$

Ємність вбирання тісно зв'язана з наявністю органічних і мінеральних колоїдних частинок, в силу чого вона завжди вища на ґрунтах важкого гранулометричного складу і багатих органічною речовиною порівняно з легкими (піщаними і супіщаними) ґрунтами, особливо при малому вмісті органічної речовини.

Реакція ґрунту і її вплив на рослини залежить не тільки від величини гідролітичної кислотності, але й від того, яка частина від усієї ємності вбирання припадає на водень. Для характеристики кислотності з цього боку користуються обчисленням ступеня насиченості основами, який позначається літерою V і обчислюється (у відсотках) за формулою:

$$V = \frac{S}{S + H} \cdot 100, \% \quad (2.5)$$

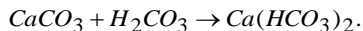
Ґрунти з високим ступенем насиченості основами не потребують хімічної меліорації (вапнування).

За показником ступеня насиченості ґрунтів основами можна робити висновки про їх відношення на хімічну меліорацію (вапнування) (табл. 2.10).

Таблиця 2.10 – Потреба ґрунтів у вапнуванні

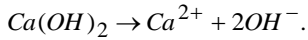
Величина ступеня насиченості основами, V %	Потреба у вапнуванні
< 50	Сильна потреба у вапнуванні
від 55 до 70	Середня потреба у вапнуванні
від 70 до 80	Слабка потреба у вапнуванні
> 80	Не потребує вапнування

При внесенні вапна в ґрунт воно насамперед нейтралізує вугільну кислоту, що є в ґрунтовому розчині. При цьому не розчинений у воді гідрокарбонат кальцію CaCO_3 перетворюється у розчинний бікарбонат кальцію $[\text{Ca}(\text{HCO}_3)_2]$:

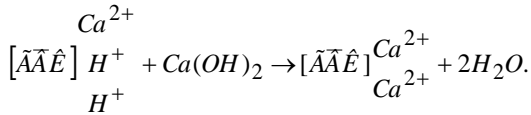


Бікарбонат кальцію – це гідролітична лужна сіль, яка при взаємодії з водою в ґрунтовому розчині підвищує концентрацію іонів Ca^{2+} та іонів OH^- :

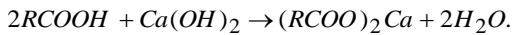




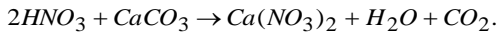
Далі кальцій витісняє водень з ґрунтового вбирного комплексу, нейтралізує обмінну кислотність



Вапно також нейтралізує вільні (гумусові та інші органічні) кислоти, що містяться в кислих ґрунтах



Одночасно нейтралізується і азотна кислота, що утворюється в процесі нітрифікації



Отже, при внесенні вапна нейтралізуються вугільна, азотна і органічні кислоти в ґрунтовому розчині, а також іони водню в ґрунтовому вбирному комплексі, тобто усуваються активна і обмінна кислотність і значно знижується гідролітична.

Для того, щоб вапнування було високоефективним заходом, необхідно вапнувати тільки ті ґрунти, які справді потребують вапнування, і лише такими дозами, які необхідні для нейтралізації зайвої кислотності. Дози вапна визначають залежно від ступеня кислотності ґрунтів, їхнього гранулометричного складу, відношення сільськогосподарських культур до кислотності і способу внесення вапна.

Повну дозу вапна знаходять за добутком гідролітичної кислотності (Н) в міліграм-еквівалентах на 100 г ґрунту, на коефіцієнт 1,5, що представляє собою результат розрахунку кількості вапна в тоннах на 1 га одного шару ґрунту на 1 мг-екв:

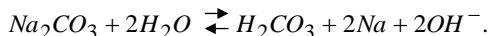
$$\tilde{A}\tilde{N}_{aCO_3} = H \cdot 1,5. \quad (2.6)$$

Так, наприклад, при гідролітичній кислотності, яка дорівнює 3,0 мг-екв, доза вапна дорівнює $3,0 \times 1,5 = 4,5$ т/га.

2.5.2. Лужність ґрунтів

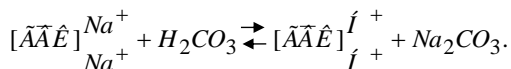
Як і кислотність виділяють *актуальну і потенційну лужність* ґрунтів.

Актуальна лужність ґрунтів обумовлена наявністю в ґрунтового розчині гідролітично лужних солей (Na_2CO_3 , NaHCO_3 , $\text{Ca}(\text{HCO}_3)_2$ та ін.), які при дисоціації дають переважаючу кількість гідроксид-іонів, наприклад



Актуальна лужність виражається величиною рН, тобто потенціометричним методом. Титрувальна лужність дає уяву про сумарний вміст лугів в ґрунтового розчині.

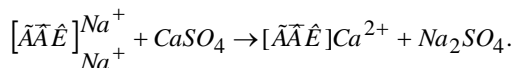
Потенційна лужність виявляється у ґрунтів, які вміщують увібраний натрій. При взаємодії ґрунту з вугільною кислотою натрій в ґрунтового вбирному комплексі замінюється воднем і утворюється сода, яка підлогує розчин:



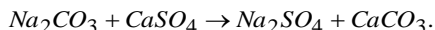
Сильнолужна реакція несприятлива для більшості рослин. Вона обумовлює низьку родючість ґрунтів, їх несприятливі фізичні і хімічні властивості. При рН біля 9–10 ґрунти характеризуються великою в'язкістю, прилипанням, водонепроникністю у вологому стані, значною твердістю, зцементованістю і безструктурністю в сухому стані. Це в першу чергу відноситься до солонців і солонцюватих ґрунтів, які зустрічаються в посушливих районах, на Україні в сухому Степу.

Основним способом докорінного поліпшення солонців і солонцюватих ґрунтів є їх хімічна меліорація – гіпсування.

Теоретичною основою гіпсування солонців є їхня здатність обмінювати натрій ґрунтового вбирного комплексу на кальцій, внесений у формі гіпсу. При цьому відбувається така реакція:



Сода, що міститься у ґрунті при взаємодії з гіпсом також нейтралізується за такою реакцією:



Сіль Na_2SO_4 , що утворилась в результаті взаємодії гіпсу з ґрунтом, є нейтральною і добре розчиняється; вона може бути видалена з ґрунту промиванням атмосферними опадами або поливними водами.

Дози гіпсу встановлюють на основі визначення кількості увібраного в ґрунті натрію.

Для визначення дози гіпсу за знайденою у ґрунті кількістю увібраного натрію зручно користуватись формулою

$$\bar{A}_{\text{CaSO}_4} = 0,086(Na - 0,05S) \cdot H \cdot d_V, \quad (2.7)$$

де \bar{A}_{CaSO_4} – доза гіпсу, т/га;

0,086 – маса 1 моля $\text{CaSO}_4 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$ (мг-екв);

Na – вміст увібраного натрію (в мг-екв на 100 г ґрунту);

S – сума увібраних основ (в мг-екв на 100 г ґрунту);

H – солонцевий горизонт в орному шарі ґрунту в см;

d_V – щільність солонцевого горизонту, г/см³.

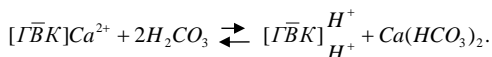
Так визначається доза гіпсу за увібраним натрієм. При такому розрахунку виходять досить великі дози. Практично можна обмежитися такими дозами: на содових, кіркових солонцях – до 10 т гіпсу на 1 га, середньо- і глибокостовпчастих – 3-5 т і на солонцюватих ґрунтах – 1-3 т гіпсу на 1 га.

Гіпсування характеризується тривалою післядією (до 10 років).

2.5.3. Буферність ґрунту

Буферністю ґрунту називається здатність ґрунту протистояти зміні його активної (актуальної) реакції як в сторону підсилення кислотності, так і в сторону підвищення лужності.

Буферні властивості ґрунтового розчину головним чином залежать від буферності твердої фази ґрунту, з якою розчин знаходиться в постійній взаємодії. Важливу роль при цьому відіграють вільні карбонати, які знаходяться в ґрунті, а також кількість і склад обмінних катіонів. При значному вмісті в ГВК увібраних Ca^{2+} або Mg^{2+} останні при появі в розчині H^+ будуть обмінюватися за схемою:

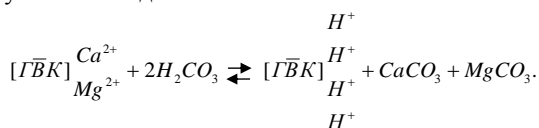


Буферність ґрунтового розчину обумовлена також присутністю в ньому буферних систем, які представлені сумішшю слабких кислот та їх

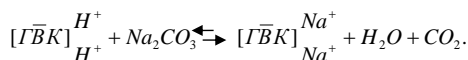
солей. Найбільше значення в буферних властивостях ґрунтового розчину має система $H_2CO_3 + Ca(HCO_3)_2$.

Чим вище ємність вбирання ґрунту, тим більша його буферна здатність. Найбільш високою буферною здатністю характеризуються важкі добре гумусовані ґрунти.

Ґрунти з високим ступенем насичення основами (чорноземи, каштанові, дернові, перегнійно-карбонатні та інші) характеризуються буферною здатністю щодо підкислення: весь водень ґрунтового розчину в них обмінюється на увібрані основи, внаслідок чого водневий іон зв'язується колоїдними частинками:



Ненасичені основами ґрунти (підзолисті, червоноземи та інші) характеризуються великою буферністю проти підлугування, так як всі іони натрію поглинаються в обмін на водень ГВК:



Буферність ґрунту залежить від:

1) кількості ґрунтових колоїдів (чим більше колоїдів у ґрунті, тим вища його буферність);

2) складу ґрунтових колоїдів (чим вищий у ґрунті вміст гумусу, монтморилоніту і ґрунтових колоїдів з широким відношенням кремнезему до глинозему – SiO_2/Al_2O_3 , тим вища його буферність по відношенню до змін реакції як в кислому, так і в лужному інтервалі; буферність зростає паралельно збільшенню ємності вбирання ґрунтів);

3) складу обмінних катіонів: наявність великої кількості катіонів Ca^{2+} , Mg^{2+} , Na^+ та інших основ створює значну буферність в кислотну сторону; ґрунти, які мають в складі обмінних катіонів H^+ або Al^{3+} здатні протистояти підлугуванню.

Контрольні питання

1. Які ґрунти називають насичені основами? Які – ненасичені?
2. Що таке кислотність ґрунту? Чим вона визначається?
3. Які існують види кислотності ґрунту? Чим вони визначаються?
4. Що таке лужність ґрунту? Чим вона визначається?
5. Вкажіть на засоби боротьби з кислотністю ґрунту.
6. Засоби боротьби з лужністю ґрунту.

7. Що називають буферністю ґрунту? Від чого вона залежить?
8. Чим визначається осмотичний тиск ґрунтового розчину? Як він впливає на життєдіяльність рослин?

2.6. СТРУКТУРА ҐРУНТУ

Під час процесів ґрунтоутворення механічні елементи материнських порід в результаті впливу на них фізичних, хімічних, фізико-хімічних і біологічних факторів набувають певної величини і форми, а також якісної характеристики.

Продуктом впливу ґрунтогенних чинників на механічні елементи є утворення окремостей (грудочки або агрегати), які розповсюджені серед генетичних горизонтів і характеризуються *структурністю* та *структурою* ґрунту.

Структурність ґрунту – здатність ґрунту розпадатися в природному стані на агрегати (структурні окремості, грудочки) певного розміру і форми.

Структура ґрунту – взаємне розташування в ґрунтовому тілі цих структурних агрегатів.

Поняття структури ґрунту має багатофункціональне тлумачення – генетичне, екологічне, агрономічне.

З *генетичної* точки зору структура ґрунту – це, перш за все, форма фізичного прояву її будови, тобто природної організації твердих компонентів ґрунту, проміжків між ними.

З *екологічної* точки зору структуру ґрунту розглядають через вплив її на різні режими ґрунту – водний, повітряний, тепловий і поживний.

В *агрономічній* практиці структуру ґрунту оцінюють за вмістом в ґрунті «агрономічно-цінних агрегатів», тобто окремостей від 0,25 до 7(10)мм. Всі інші розміри агрегатів (більшого або меншого розміру від зазначеної величини) вважаються безструктурними.

В розробці теоретичних основ структуроутворення і у вивченні ролі структури в родючості ґрунтів великий вклад внесли наукові праці П.А. Костичева, В.Р. Вільямса, К.К. Гедройця, О.Г. Дояренка, І.М. Антипова-Каратаєва, Н.А. Качинського, О.Н. Соколовського, а серед іноземних вчених – Е. Рассела, Ф. Дюшофура, В. Кубієни та інших.

При розгляді речовинного складу твердої фази ґрунту було з'ясовано, що в її основі знаходяться механічні елементи різного хімічного складу і величини, які характеризують гранулометричний склад ґрунту. Ці механічні елементи можуть бути у двох станах: роздільночастковому та агрегатному.

Агрегатний стан твердої фази ґрунту характеризується тим, що ґрунтові горизонти складаються з грудочок різної величини, в яких часточки піску і пилу зв'язані або склеєні між собою. Грудочки в більшій або меншій мірі відокремлені одна від одної. Структурність таких грудочок ґрунту в умовах природного залягання під різними угіддями складають структуру ґрунту.

Якщо грудочки здатні протистояти розмиваючій дії води, то структуру називають *водостійкою*.

Форма структурних окремостей, їхня величина та міцність чітко відображають характер процесів, які відбуваються у ґрунті. Генетичні горизонти різних типів ґрунтів різняться морфологією окремостей. Їх погоризонтне вивчення в ґрунтовому профілі дає важливі відомості про генезу досліджуваного ґрунту. Структурні окремості ґрунту мають деяку, правда, дуже віддалену, схожість з кристалами. Тому за формою їх розділяють на три основних типи (рис. 2.5):

- 1) *кубовидний* тип, у якого окремості мають приблизно однакові розміри за всіма трьома вимірами і переважно представлені неправильними багатогранниками;
- 2) *призмвидний* тип окремостей характеризується переважанням одного з трьох вимірів, в силу чого окремості більш або менш витягнуті угору;
- 3) *плитовидний* тип, при якому окремоість сплющена по висоті і розвинута по двох інших вимірах.

Важливе значення для характеристики окремостей має їхня величина.

На основі співвідношення форми і величини класифікація структурних окремостей ґрунту, у відповідності з С.О. Захаровим, може бути представлена таким чином (табл. 2.11).

Назва структури ґрунту дається за переважаючими окремостями. Варто відзначити, що структура генетичних горизонтів часто буває не зовсім однорідною. В таких випадках у відповідності з характером структурних окремостей структурі ґрунту дається подвійна назва, наприклад: грудкувато-зерниста, середньомілкогрудкувата і т.п.

Для різних типів ґрунтів характерна певна структура. Наприклад, зерниста – для гумусового горизонту чорноземів; горіхувата – для ілювіального горизонту дерново-підзолистих та сірих лісових ґрунтів; пластинчата і листоподібна – для ілювіальних горизонтів. Для горизонту вживання солонців – стовпчаста.

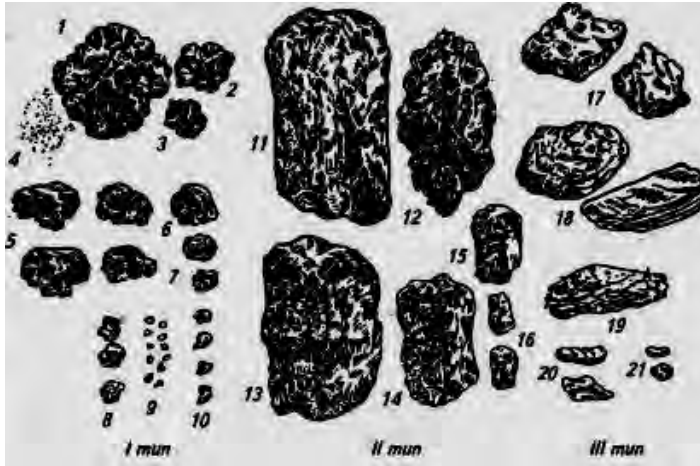


Рис. 2.5. Типові структурні елементи ґрунту (за С.О. Захаровим):

I тип – кубоподібна структура: 1–крупнобрилиста; 2–середньобрилиста; 3–дрібнобрилиста; 4–пилувата; 5–крупногоріхувата; 6–горіхувата; 7–дрібногоріхувата; 8–крупнозерниста; 9–зерниста; 10–дрібнозерниста (порохувата);

II тип – призмоподібна структура: 11–стовпчаста; 12–стовноподібна; 13–крупнопризматична; 14–призматична; 15–дрібнопризматична; 16–Тонкопризматична;

III тип – плитоподібна структура: 17–сланцювата; 18–пластинчата; 19–листова; 20–грубопуксுவата; 21–дрібностовпчаста

2.6.1. Утворення структури ґрунту

В утворенні структури ґрунту розглядають два основних процеси, які протікають одночасно:

1) механічне подрібнення ґрунтової маси на агрегати того чи іншого розміру та різної форми;

2) зміцнення цих агрегатів і набуття ними певної внутрішньої будови.

Ці процеси протікають під впливом фізико-механічних, фізико-хімічних, хімічних і біологічних факторів структуроутворення.

Фізико-механічні фактори обумовлюють процес подрібнення ґрунтової маси під впливом тиску і механічної дії на ґрунт, які періодично змінюються. До цих факторів можна віднести поділ ґрунту на грудочки в результаті зміни об'єму (і тиску) при перемінному висушуванні та зволоженні, замерзанні та відтаванні води в ньому, тиску коріння рослин, дії ґрунтообробних знарядь.

Таблиця 2.11 – Класифікація структурних агрегатів (за С.О.Захаровим)

Рід		Вид	Розмір, мм
назва	Ознаки		
І тип. КУБОПОДІБНА – рівномірний розвиток агрегатів по трьох осях			
1. Брилиста	Неправильна форма і нерівна поверхня	1. Крупнобрилиста 2. Дрібнобрилиста	>100 100–10
2. Грудкувата	Неправильна округла форма, нерівні округлі і жорсткі поверхні розлому, грані не виражені	3. Крупногрудкувата	100–30
		4. Грудкувата	30–10
		5. Дрібногрудкувата	10–2,5
3. Горіхувата	Майже правильна форма, грані добре виражені, поверхня рівна, ребра гострі	6. Пилувата	<2,5
		7. Крупногоріхувата	>10
4. Зерниста	Майже правильна форма, інколи – округла з вираженими гранями або жорсткими і матовими, або гладкими й блискучими	8. Горіхувата	10–7
		9. Дрібногоріхувата	7–5
		10. Крупнозерниста	5–3
		11. Зерниста	3–1
		12. Дрібнозерниста (порохувата)	1–0,5
II тип. ПРИЗМОПОДІБНА – розвиток агрегатів переважно по вертикальній осі			
5. Стовпоподібна	Відмінності слабо оформлені, з нерівними гранями й заокругленими ребрами	13. Крупностовпоподібна	>50
		14. Стовпоподібна	50–30
		15. Дріностовпоподібна	<30
6. Стовпчаста	Правильної форми з добре вираженими вертикальними гранями, округлою верхньою основою і плоскою нижньою	16. Крупностовпчаста	50–30
		17. Дріностовпчаста	<30
7. Призматична	Грані добре виражені з рівною глянцевою поверхнею	18. Крупнопризматична	50–30
		19. Призматична	30–10
		20. Дрібнопризматична	10–5
		21. Тонкопризматична	<5
		22. Оліцева (при довжині > 50 мм)	<10
III тип. ПЛИТОПОДІБНА – розвиток агрегатів переважно по горизонтальній осі			
8. Плитчаста	Достіть розвинуті “поверхні спайності” по горизонталі	23. Сланцювата	>5
		24. Плитчаста	5–3
		25. Пластинчата	3–1
		26. Листова	<1
9. Лускувата	Порівняно невеликі горизонтальні “площини спайності” й часто гострі грані	27. Шкаралупувата	>3
		28. Груболускувата	3–1
		29. Дрібнолускувата	<1

Змінне висушування – зволоження сприяє розриву слабких зв'язків між злиплими частками ґрунту, внаслідок чого утворюються тріщини за рахунок формування площин послаблення осей зрушення. Водночас у певних місцях частки зближуються і зв'язки між ними зміцнюються. За осями зрушення формуються грані майбутніх агрегатів і поровий простір, що надалі фіксується водними потоками, відкладеннями дрібнозернистих частинок, гумусовими речовинами, корневими волосками. Характер і напрямок тріщин та форма агрегатів залежить від процесів висушування, гранулометричного складу, вмісту високодисперсної частини ґрунту – колоїдів.

Помітний вплив на утворення агрегатів ґрунту чинять процеси замерзання – відтавання. Вода, яка знаходиться в крупних порах, замерзає при температурі близько 0 °С, а в більш тонких капілярах – при більш низьких температурах. При цьому, лід, який утворився за рахунок води крупних пор, збільшився в об'ємі і спричиняє тиск на стінки сусідніх грудочок, в результаті чого ділянки з незамерзлою водою ущільнюються. Після відтавання замерзлої води і її випаровування, ґрунт буде подрібнюватися на лінії найменшого опору.

Проморожування сприяє розпушуванню ґрунту, формуванню агрегатів, але водостійкість їх при цьому не створюється. Ступінь та характер впливу проморожування ґрунту на утворення агрегатів залежить від багатьох чинників. Серед яких першочергова роль належить його зволоженню. Розпушуюча дія проморожування на ґрунт проявляється тільки при оптимальному зволоженні (біля 90 % від повної вологомісткості).

В разі невеликого вмісту води утворюється незначна кількість льоду, який не може суттєво вплинути на розпушення ґрунту. При замерзанні води в перезволоженому ґрунті структурні окремість розриваються, і такий ґрунт при відтаванні одержує киселеподібну консистенцію і стає безструктурним.

Великий вплив на формування структури ґрунту має його обробіток сільськогосподарськими знаряддями. Залежно від кількості та якості органічних речовин, гранулометричного складу, вологості ґрунту, знаряддя його обробітку, можуть складатися умови для переважання процесів створення або руйнування структури. Навіть на одному і тому ж ґрунті застосування одного знаряддя обробітку можна одержати структурну ріллю або бриласту чи зливу.

Важлива роль у створенні структури ґрунту належить фізико-хімічним факторам – коагуляції та цементуючій дії колоїдів ґрунту.

Водостійкість набувається в результаті скріплення механічних елементів та мікроагрегатів колоїдними речовинами (органічними і мінеральними). Але для того, щоб окремість, скріпленні колоїдами, не розпалися від дії води, колоїди повинні бути незворотно скоагульовані.

Такими коагуляторами в ґрунтах частіше всього бувають дво- і тривалентні катіони Ca^{2+} , Mg^{2+} , Fe^{3+} , Al^{3+} .

При наявності одновалентних колоїдів, таких, як Na^+ , незворотної коагуляції не відбувається і міцна структура не утворюється.

Найбільш міцно скріплюючими речовинами є органічні колоїди, зокрема гумати кальцію.

Велике значення в утворенні водостійкої структури належить і мінеральним колоїдам. Проте ґрунтові агрегати, які утворюються тільки при участі цих колоїдів, без гумусових речовин не наділені водостійкістю.

Серед високодисперсних мінералів, які мають найбільше значення у створенні водостійкої структури є глинисті мінерали і мінерали гідроксидів заліза та алюмінію.

Найбільш водостійка структура утворюється при взаємодії гумінових кислот з мінералами монтморилітової групи та гідрослюдами і менш водостійка – при взаємодії з кварцом, аморфною кремнекислотою і каолінітом. Мінерали гідроксидів заліза та алюмінію виконують важливу роль в оструктуренні багатьох червонокольорових глин та чорноземів.

Певну роль в склеюванні і цементації грудочок ґрунту можуть виконувати і хімічні фактори. Сюди відноситься утворення різних важко розчинних сполук (вуглекислого кальцію, гідроксиду заліза, силікатів магнію та ін.), які при просочуванні агрегатів ґрунту цементують їх, а також можуть агрегатуватися в окремі механічні елементи. Так, при короткочасному надлишковому зволоженні може проявитися структуруюча роль сполук заліза. При перезволоженні в ґрунті протікають процеси відновлення, які супроводжуються утворенням водорозчинних форм закису заліза (FeO), і склеюють агрегати ґрунту. При підсиханні ґрунту в ньому розвиваються окисні процеси, при цьому рухомі форми закисного заліза переходять в нерозчинні сполуки окисного заліза (Fe_2O_3), цементуючи агрегати ґрунту.

Основна роль в структуроутворенні належить біологічним факторам, тобто рослинності та організмам, які мешкають у ґрунті.

Рослинність механічно ущільнює ґрунт і розділяє його на грудочки і головним чином бере участь в утворенні гумусу.

Найбільш сильний структуруючий вплив на ґрунт має багаторічна трав'яниста рослинність. Їй притаманна сильно розгалужена коренева система, при розкладі якої утворюється велика кількість зв'язаного з кальцієм гумусу. І там, де складаються сприятливі умови для її розвитку, формуються добре оструктуренні ґрунти (лучні, чорноземи та інші).

Значне місце в створенні структури ґрунту належить мікроорганізмам, особливо тим, які оточують кореневу систему рослин (ризосферні бактерії), а також іншим мікроорганізмам, які обумовлюють утворення гумінових речовин.

П.А. Костичев вперше доказав дуже міцний зв'язок мікробіологічних процесів з утворенням структури ґрунту.

Важливу роль в оструктуренні ґрунтів виконують дощові черв'яки. Широко відомий погляд Ч. Дарвіна про дію дощових черв'яків на ґрунт. Він навіть підрахував кількість черв'яків в садово-городньому ґрунті. Доведено, що на протязі декількох років дощові черв'яки можуть пропустити через свої органи травлення весь орний шар ґрунту і таким чином його оструктурити.

Дощові черв'яки пересуваються у ґрунті, пропускаючи частинки ґрунту через свій кишковий тракт і викидають їх у вигляді агрегатів, ущільнених скороченнями м'язів в момент викидання. Частинки ґрунту при цьому склеюються слизькими виділеннями травного тракту, набуваючи водостійкості.

2.6.2. Втрата і відновлення водостійкої структури ґрунту

При сільськогосподарському використанні ґрунтів на структуру ґрунту починають діяти чинники руйнування структури, серед яких виділяють механічні, фізико-хімічні та біологічні.

Механічне руйнування структури відбувається в самих верхніх шарах ґрунту і викликається переважно знаряддями і машинами, людьми та тваринами, які пересуваються по його поверхні, катастрофічними зливами, перенасичені сівозмін просапними культурами, які потребують частих механічних розпушувань ґрунту.

Фізико-хімічне руйнування можуть викликати одновалентні катіони, що потрапляють в ґрунт з опадами, мінеральними добривами та в результаті мінералізації органічних речовин. Ці катіони пептизують колоїди ґрунту, зменшуючи тим самим водостійкість структури. Волога опадів, які проникають у ґрунт, частково розчиняє та вимиває в нижні шари солі кальцію, що також послаблює оструктурення ґрунту.

Біологічні причини руйнування структури пов'язані з мікробіологічними процесами. Органічні речовини ґрунту зазнають руйнівної дії мікроорганізмів і поступово мінералізуються з утворенням кінцевих продуктів (CO_2 , H_2O , NH_3 та мінеральних солей).

Незважаючи на руйнівний характер для структури ґрунту, пов'язаним з сільськогосподарською діяльністю людини, є чимало способів ефективної стабілізації структурного стану ґрунтів. Одним з найдоступніших агротехнічних заходів збереження і поліпшення структури ґрунтів є їх своєчасна (за оптимальної вологості) культурна оранка (хоча її вплив є неоднозначним). З одного боку, оранка розпушує ґрунт, сприяючи цим утворенню оптимальних за розмірами агрегатів.

Однак, перевертаючи шар, вона виносить на поверхню агрегати, не стійкі проти руйнівної дії дощових капель і рідкого стоку. При обороті шару та проходить ґрунтообробних знарядь, внаслідок стискання ґрунту в підорному шарі утворюється ущільнена плужна підшва. З іншого боку, оранка прискорює розкладання органічних речовин і втрати гумусу, що також призводить до зниження водостійкості агрегатів.

Системи мінімального і нульового обробітку, за яких бур'яни знищують гербіцидами, безумовно послаблюють руйнування агрегатів, проте вони поступово збільшують ущільненість сухого ґрунту, сприяючи цим втраті великих пор, що лише частково компенсується безперервністю простору пор, створеного ходами черв'яків і корінням рослин.

Істотно поліпшують агрегатний склад ґрунтів (підвищують водостійкість агрегатів) багаторічні трави, які утворюють потужну і сильно розвинену кореневу систему. Їх кореневі і післяжнивні рештки мають значну кількість білків, вуглеводів та інших сполук, сприятливих для діяльності мікроорганізмів і формуванню гумусових речовин.

Важлива роль в поліпшенні структури ґрунту належить хімічним меліораціям (вапнуванню та гіпсуванню).

2.6.3. Екологічне значення структури ґрунту

Структурний ґрунт має безліч переваг перед неструктурним. Насамперед він здатний краще накопичувати вологу атмосферних опадів, утримувати її тривалий час, повніше і якісніше забезпечувати потребу рослин у воді. Навіть за високого рівня зволоження структурні ґрунти зберігають добру аерацію. Завдяки кращому усмоктуванню при інтенсивних зливах на структурних ґрунтах не буває калюж, не формується поверхневий стік, зберігається підвищена стійкість проти ерозії, а внаслідок переважання у поверхневому шарі грудочок, більших за 1мм, – також і до дефляції. У структурному ґрунті кращим є не лише водний режим (ліпша водопроникність, вища вологомісткість, менше випаровування), а також складаються сприятливі умови для протікання мікробіологічних процесів, причетних до перетворення поживних речовин з недоступних форм у доступні для рослин.

Структурні ґрунти обробляються з меншими витратами праці, паливно-мастильних матеріалів у порівнянні з безструктурними. У структурних ґрунтах створюються кращі умови для проростання насіння, росту і розвитку коренів рослин і формування високих і сталих урожаїв.

Підтвердженням виняткового значення структури ґрунту для оптимізації ґрунтово-екологічних режимів можуть служити дані табл. 2.12.

Таблиця 2.12 – Порівняння структурного та безструктурного ґрунтів

Показники	Ґрунт	
	структурний (агрегати 2,0–3,0 мм)	безструктурний (агрегати < 0,5 мм)
Сумарне випаровування вологи за 10 діб, мм	15	40
Вологість на глибині (10 см після випаровування, %	30	10
Капілярна пористість, % від загальної	44	92
Повітроємність, % від загальної шпаруватості	33	2,7
Вміст кисню у ґрунтовому повітрі, %	19,2	5,4
Вміст рухомого фосфору, мг/100 г ґрунту	12,0	7,0
Кількість нітратів, мг/кг ґрунту	132	62
Повітропроникність, %	96	0
Урожай озимого жита, відхилення від середнього, %	+31,8	-31,8

Отже із всього наведеного можна зробити висновок, що оструктурування ґрунтів сприяє оптимізації ґрунтово-екологічних режимів, а через них стійкості біосфери.

Контрольні питання

1. Що необхідно розуміти під структурністю і структурою ґрунту?
2. Назвіть типи структури ґрунту, чинники та процеси їх утворення.
3. Охарактеризуйте механічні фактори структуроутворення .
4. Охарактеризуйте фізико-хімічні фактори структуроутворення .
5. Створення структури ґрунту під впливом біологічних факторів.
6. Як запобігти руйнуванню структури в орних ґрунтах?
7. Екологічне значення структури ґрунту.

2.7. ФІЗИЧНІ ТА ФІЗИКО-МЕХАНІЧНІ ВЛАСТИВОСТІ ГРУНТІВ

2.7.1. Фізичні властивості ґрунтів

До фізичних властивостей ґрунту належать структура, загальні фізичні, фізико-механічні, водні, теплові й повітряні властивості. Фізичні властивості ґрунту визначаються співвідношенням, взаємодією і динамікою твердої, рідкої, газоподібної і живої фаз ґрунту. Від них залежить розвиток ґрунтотворних процесів, родючість ґрунту і розвиток рослин.

Структуру ґрунту було розглянуто в розділі, де розглядалися морфологічні ознаки ґрунту. До загальних фізичних властивостей ґрунту відносяться щільність твердої фази ґрунту, об'ємна маса, щільність будови і пористість.

Загальні фізичні властивості ґрунту

До загальних фізичних властивостей відносяться *щільність твердої фази, щільність (об'ємна маса), пористість ґрунту*.

Щільність твердої фази – це відношення маси твердої фази ґрунту до маси рівного об'єму води при + 4°C. Для визначення щільності твердої фази ґрунту користуються пікнометричним методом.

Щільність твердої фази ґрунту (d) визначається за формулою:

$$d = \frac{M}{V_s}, \quad (2.8)$$

де M – маса сухого ґрунту, г;

V_s – його справжній об'єм, одиницею виміру є г/см³, або т/м³.

Величина щільності твердої фази ґрунту залежить від мінералогічного складу (в природі вони характеризуються великою різноманітністю) і кількістю органічних речовин.

Загальна закономірність в зміні щільності твердої фази ґрунту така: вона тим менша, чим більше в ґрунті перегною.

Мінералогічний, або петрографічний, склад ґрунтотворних порід також впливає на зміну щільності твердої фази ґрунту. Різні мінерали і осадові породи мають неоднакову щільність (табл. 2.13).

В ґрунтах щільність твердої фази коливається від 2,3 до 2,9 г/см³, а найбільш часто знаходиться в межах 2,5 – 2,7 г/см³.

Таблиця 2.13 – Щільність мінералів і деяких осадових порід

Назва речовин, які входять до складу ґрунту	Щільність, г/см ³ .
Кварц	2,65
Алюмосилікати	2,5–3,0
Слюди	2,7–3,1
Рогові обманки	2,9–3,4
Лимоніт	3,5–3,95
Оксид заліза	5,03–5,27
Гідрооксид алюмінію	2,42
Оксид алюмінію	3,83
Глина	2,58
Лес	2,64
Кальцит	2,70
Перегній	1,4–1,8

Мінімальна щільність твердої фази спостерігається у ґрунтах, багатих на перегній, максимальна – в скелетних, а також в ґрунтах, які розвиваються на основних породах – базальтах, габро (до 2,9 г/см³).

В одного й того ж ґрунту, однорідного за гранулометричним складом, незначні зміни щільності твердої фази (в межах десятих часток відсотку) спостерігаються по вертикальному ґрунтовому профілю. Найбільш помітні зміни спостерігаються між сильно гуміфікованим дерновим горизонтом і нижніми горизонтами ґрунту, де щільність твердої фази буде найбільшою.

Так, у дерново-сильнопідзолистого легкосуглинкового ґрунту на моренних відкладеннях в шарі 5–15 см вона складає 2,52 г/см³, на глибині 22–32 см – 2,62 г/см³; 64–74 см – 2,67 г/см³; а на 104 – 114 см – 2,71 г/см³.

У чорнозему звичайного важкосуглинкового на лесовидних відкладеннях щільність твердої фази складає в шарі ґрунту 2–12 см – 2,55 г/см³, а на глибині 87–97 см – 2,72 г/см³.

Щільність (об'ємна маса) ґрунту

Наявність у ґрунті пор різного діаметра обумовлює виникнення в ньому нової ясно вираженої властивості – об'ємної маси.

Відношення маси до об'єму ґрунту, взятого в природному стані, тобто з всіма порами, які знаходяться у ньому, називається щільністю, або об'ємною масою ґрунту.

Звичайно, об'ємну масу перераховують на сухий ґрунт, висушений при температурі 105 °С до постійної маси, і виражають в г/см³.

Символом об'ємної маси ґрунту є d_v , в деяких наукових працях замість цього символу вживають ρ .

Об'ємна маса є й у гірських породах, але в масивно-кристалічних вона не відрізняється від щільності твердої фази.

В міру руйнування гірської породи (наприклад вивітрювання) об'ємна маса її різко знижується, так як зростає кількість крупних пор.

Об'ємна маса ґрунту залежить від щільності його твердої фази і пористості. Найменша об'ємна маса, яка наближається до одиниці ($1,0-1,2 \text{ г/см}^3$), спостерігається в горизонтах, збагачених органічними речовинами (перегноєм, торфом, корінням рослин) і оструктурених. У торф'яних горизонтах об'ємна маса падає нижче одиниці.

У ґрунтових горизонтах, бідних перегноєм, відмерлими нерозкладеними рослинними рештками і корінням живих рослин, об'ємна маса збільшується.

В середньому об'ємна маса ґрунтів коливається від $1,0$ до $1,8 \text{ г/см}^3$. Найбільш часто зустрічаються величини об'ємної маси для слабкогумусованих ґрунтів, які знаходяться в межах $1,3-1,6 \text{ г/см}^3$.

Якщо розглядати вертикальний профіль ґрунту, то найбільш помітні зміни об'ємної маси спостерігаються при переході від дернового до бідного органічними речовинами мінерального горизонту.

На величину об'ємної маси впливає шпаруватість ґрунтів. По вертикальному ґрунтовому профілю шпаруватість з глибиною зменшується, внаслідок тиску шарів ґрунту, що лежать зверху. Зменшення загальної шпаруватості обумовлює збільшення об'ємної маси ґрунту.

Вплив гранулометричного складу впливає на об'ємну масу ґрунту таким чином.

Грубозернисті (крупнозернисті) – за гранулометричним складом (піщані і супіщані ґрунти) мають більшу об'ємну масу, ніж тонкозернисті суглинкові, так як останнім притаманна більша пористість.

В умовах сільськогосподарського виробництва на величину об'ємної маси ґрунту можна впливати, застосовуючи його розпушування обробними знаряддями (плугами, культиваторами та ін.). З часом розпушений ґрунт ущільнюється, набуваючи рівноважного стану, характерного для кожного ґрунту. Так, якщо дерново-підзолистий суглинковий ґрунт під час сівби ячменю мав об'ємну масу верхнього шару $1,22 \text{ г/см}^3$, то через деякий час його рівноважна щільність склала $1,28 \text{ г/см}^3$, у чорноземі південного важкосуглинкового під кукурудзою при її сівбі щільність ґрунту була $1,0 \text{ г/см}^3$, а рівноважна – $1,15 \text{ г/см}^3$.

Оптимальною для більшості сільськогосподарських культур вважається рівноважна об'ємна маса ґрунту, яка знаходиться в межах $1,0-1,20 \text{ г/см}^3$.

Щільність будови ґрунту характеризується способом залягання ґрунтових грудочок в одиниці об'єму і щільності ґрунту. Чим тісніше

розміщуються частинки ґрунту або грудочки, тим вища щільність його будови. Вона виражається такими самими одиницями, як і об'ємна маса – г/см³ і становить в орному шарі дерново-підзолистих ґрунтів 1,2–1,4 г/см³, чорноземів – 1,0-1,3 г/см³.

Кожному ґрунту властива певна постійна щільність будови. Це так звана *рівноважна щільність*, яку ґрунт має в природному стані або якою вона стає через певний час після обробітку. У чорноземних ґрунтів рівноважна щільність дуже близька до оптимальної для росту культурних рослин – 1,1-1,3 г/см³.

Пористість ґрунтів

Порістю ґрунту називають суму всіх пор ґрунту, заповнених водою або повітрям.

Тверді частинки ґрунту бувають не тільки різні за величиною, але й різні за формою. Стикуючись між собою різними частинами своєї поверхні (кутами, ребрами, гранями), вони створюють проміжки, які носять назву пор.

Всі пори ґрунту між механічними елементами можна розбити на три групи за їх відношенням до води:

1. Некапілярні пори діаметром $>10^{-1}$ см;
2. Капілярні пори $10^{-1} - 10^{-5}$ см;
3. Ультра пори $10^{-5} - 10^{-7}$ см.

Всі ці пори зустрічаються у різному ґрунті. *Некапілярні пори* – це пори, в яких вода, що їх заповнила, знаходиться під впливом гравітаційних сил і пересувається зверху вниз. На звільнене від води місце надходить повітря.

У *капілярних* порах, вода що їх заповнила, пересувається переважно за законами капілярного руху рідини в ґрунті. Необхідно відмітити, що капілярний рух води в порах діаметром 10^{-4} см фактично не відбувається. Капілярні пори можуть бути в грудочках ґрунту і між ними. Вода капілярних пор складає основний запас води у ґрунті.

В ультра порах щільність води більше одиниці, а пружність пари менше пружності пари вільної води, тобто вода ультра пор ущільнена. В ультра пори вода надходить у вигляді пари. До ультра пор відносяться пори між ґрунтовими частинками і цілим рядом інших механічних елементів в грудочках.

До найвпливовіших факторів, від яких залежить пористість ґрунту, відносяться гранулометричний склад та структурний стан ґрунту.

При поважчанні гранулометричного складу збільшується загальна пористість. С.П. Кравков наводить дані, які характеризують вплив гранулометричного складу на пористість ґрунтів (табл. 2.14).

Таблиця 2.14 – Вплив гранулометричного складу на шпаруватість ґрунтів
(за С.П. Кравковим)

Гранулометричний склад ґрунтів	Шпаруватість від загального об'єму ґрунту, %
Крупний пісок	40
Мілкий пісок	42-46
Суглинок	47
Глина	50-52

Значний вплив на загальну пористість має структура ґрунту, крім цього вона обумовлює появу агрегатної та міжагрегатної пористості.

Поділ пористості на агрегатну і міжагрегатну вивчався Н.А. Качинським, С.В. Астаповим, О.Ф. Тюліним.

В структурному ґрунті загальна пористість приблизно в 1,5 раз вища, ніж на тому ж безструктурному ґрунті.

Пористість гумусового горизонту знаходиться в межах 50–60 %. В більш глибоких шарах суглинкових ґрунтів вона складає 40–45 %, а у оглених безструктурних горизонтах падає до 25–30 %. Пористість пісків з різною величиною зерен в середньому дорівнює 35 %.

Загальну пористість ґрунту можна обчислити за величиною щільності твердої фази і об'ємної маси ґрунту, від яких вона знаходиться у функціональній залежності.

З курсу фізики відомо, що добуток об'єму на щільність тіла при даній його масі величина постійна. Звідси:

$$d \cdot V = d_1 \cdot V_1, \quad (2.9)$$

де d – щільність твердої фази ґрунту;

V – об'єм твердої фази ґрунту;

d_1 – об'ємна маса ґрунту;

V_1 – об'єм ґрунту.

З наведеного рівняння виходить, що

$$V = \frac{d_1 \cdot V_1}{d}, \quad (2.10)$$

і пористість (P) в абсолютних величинах дорівнює

$$P = V_1 - V, \text{ або } P = V_1 \frac{V_1 \cdot d_1}{d}. \quad (2.11)$$

Коли привести останнє рівняння до спільного знаменника, то одержимо

$$P = \frac{V_1 \cdot d - V_1 \cdot d_1}{d} = \frac{V_1(d - d_1)}{d}, \quad (2.12)$$

а P в % до об'єму ґрунту виглядає наступним чином

$$P = \frac{V_1(d - d_1)}{d \cdot V_1} \cdot 100 = \frac{(d - d_1)}{d} \cdot 100. \quad (2.13)$$

Цю формулу можна змінити і так

$$P = \left(1 - \frac{d_1}{d}\right) \cdot 100. \quad (2.14)$$

За величиною показника загальної пористості дають оцінку ґрунту.

Якщо загальна пористість > 70 %, то такий ґрунт вважається занадто розпушеним; при 55-65 % – відмінним; 50-55 % – задовільним для орного шару; < 50 % – незадовільним для орних земель; 25–40 % пористості мають ущільнені ілювіальні горизонти.

Загальна пористість ґрунту складається з пористості його агрегатів та міжагрегатних пор. Пористість окремого агрегату (P_{AGP} , %) визначається за формулою

$$P_{AGP} = \left(1 - \frac{M_{AGP}}{V_{AGP} \cdot d}\right) \cdot 100, \quad (2.15)$$

де M_{AGP} – маса сухого агрегату, г;

V_{AGP} – його об'єм, см³.

Відповідно з цим пористість всіх агрегатів ґрунту (%) може бути визначена як

$$P_{\Sigma AGP} = \frac{P_{AGP}(100 - P)}{100 - P_{AGP}}. \quad (2.16)$$

Виходячи з величини агрегатної пористості можна дати їй оцінку:

> 50 % – найкраща,

45–50 – добра,

40–45 – задовільна,

< 40 – незадовільна,

< 30 – дуже погана.

Знаючи величини загальної (P) і агрегатної (P_{AGP}) пористості, можна визначити міжагрегатну пористість

$$P_{M.AGP} = P - P_{\Sigma AGR}. \quad (2.17)$$

Наведенні рівняння для агрегатної і міжагрегатної пористості справедливі в тому разі, якщо весь ґрунт добре і повністю агрегований. Коли ж у ґрунті є розпилена не агрегована частина, приходиться вносити поправку на вміст агрегатів в загальному об'ємі ґрунту, що можна зробити на основі даних структурного аналізу.

Оскільки вода і повітря в порах ґрунту є антагоністами (чим більше води в порах ґрунту, тим менше повітря, і навпаки), важливо знати співвідношення пор, зайнятих водою і повітрям в той чи інший момент, котрі визначаються властивостями ґрунту.

Відносний об'єм пор, які зайняті міцнозв'язаною водою (в %):

$$P_{M.z.} = \frac{W_{M.z.} \cdot d_V}{1,5}, \quad (2.18)$$

де $W_{M.z.}$ – максимальна гігроскопічність ґрунту, %;

1,5 – щільність міцнозв'язаної води.

Відносний об'єм пор, які зайняті слабкозв'язаною водою (в %):

$$P_{c.zv.} = \frac{0,5W_{M.z.} \cdot d_V}{1,25} = \frac{(W_{всв} - W_{M.z.}) \cdot d_V}{1,25}, \quad (2.19)$$

де $W_{всв}$ – волога стійкого в'янення;

1,25 – щільність слабкозв'язаної води.

Нарешті, відносний об'єм пор, зайнятих капілярною водою (в %):

$$P_{кап.} = (W_{н.в.} - 1,5W_{M.z.}) \cdot d_V = (W_{н.в.} - W_{всв}) \cdot d_V, \quad (2.20)$$

де $W_{н.в.}$ – найменша вологомiсткiсть ґрунту, %.

Загальна пористість, зайнята різними категоріями води при різній вологості ґрунту (в %), складає:

$$P_W = P_{M.z.} + P_{c.zv.} + P_{кап.} \quad (2.21)$$

Тоді пористість аерації буде:

$$P_{aep.} = P - P_W \quad (2.22)$$

2.7.2. Фізико-механічні властивості ґрунтів

Фізико-механічні властивості ґрунтів проявляються під впливом на них зовнішніх навантажень.

До фізико-механічних властивостей відносяться *пластичність, липкість, набрякання, усадка, зв'язність, твердість, опір при обробітці та стиглість ґрунту*.

Пластичність – здатність ґрунтів змінювати свою форму під впливом зовнішнього навантаження і зберігати її після усунення навантаження. Пластичність ґрунтів залежить від їхнього гранулометричного і хімічного складу, кількісного вмісту вологи в ґрунті і, головним чином, від присутності в ґрунтах колоїдів. Тому найбільш сильно властивість пластичності проявляється в глинистих та суглинкових ґрунтах і менш у піщаних та супіщаних.

Пластичні властивості одного і того ж ґрунту змінюються в залежності від його зволоження.

У відповідності з цим Аттерберг запропонував розрізняти наступні константи пластичності ґрунтів:

а) верхня межа пластичності або межа текучості – масова вологість ґрунту, при якій стандартний конус під дією своєї маси (76 г) заглиблюється в ґрунт на 10 см;

б) нижня межа пластичності або межа розкачування – масова вологість, при якій зразок ґрунту можна розкачати в шнур діаметром 3 мм без утворення в ньому розривів;

в) число пластичності – різниця між числовим вираженням верхньої і нижньої межі пластичності.

Пластичність визначається гранулометричним складом та формою частинок, з яких складається ґрунт. Пластичність глин вдвоє більше пластичності суглинків і втриє більше пластичності супісків. Піски практично непластичні.

Числа пластичності для згадуваних вище ґрунтів відповідно дорівнюють 35–40, 10–20, 5–10 і 0. Найбільшою пластичністю характеризуються набухаючі частинки пластинчастої та лускатої форми.

Пластичність залежить від складу вбирних основ, в силу того, що вони визначають ступінь гідратації ґрунтів.

Липкість. Ґрунт в стані пластичності, яка наближається до її верхньої межі, має властивість прилипати. Ця властивість ґрунту є негативною, так як при його обробітці відбувається залипання робочих частин машин і знаряддя ґрунтом, збільшується тяговий опір і погіршується якість обробленого ґрунту. Найбільшою липкістю при відповідній вологості характеризуються глинисті та суглинкові ґрунти.

Величину липкості вимірюють навантаженням, яке необхідне для відриву ґрунту від поверхні прилипання. Виражається ця величина в грамах на 1 см².

В умовах нижньої межі пластичності – межі розкачування, властивість зминання у ґрунтів зникає і проявляється здатність при обробітку розпадатися на грудочки. Такий стан вологості відповідає фізичній стиглості ґрунту, яка настає при його вологості від 1,5 максимальної гігроскопічності до 50–60 % повної вологомісткості.

Набрякання та усадка ґрунту.

Набрякання ґрунту характеризується збільшенням його об'єму при зволоженні та замерзанні.

Усадка ґрунту – це зворотній процес набряканню, тобто зменшення об'єму ґрунту при його висиханні.

Набрякання властиве головним чином частинкам колоїдального подрібнення. Величина набрякання залежить від гранулометричного та петрографічного складу ґрунту, кількості та характеру органічних речовин у ньому, від вбирних основ, наявності розчинних солей і глибин залягання дослідного горизонту в товщині ґрунту.

Сильніше набрякають глинисті та суглинкові ґрунти. Особливо ті, які мають у поглиненому стані велику кількість іонів Na⁺. Ґрунти, багаті перегноєм, сильніше набрякають, ніж ґрунти бідні на органіку.

При наявності в ґрунті вільних електролітів величина набрякання зменшується.

Величина усадки залежить від всіх величин, що вказані для набрякання, і змінюється вона в прямій залежності від набухання: чим більше набухання, тим більше може бути усадка при відповідній зміні вологості ґрунту.

Набрякання вимірюють різними способами: за зміною величини об'єму ґрунтової маси, за величиною тиску і за зміною вологості зразків, що набрякли.

Усадку визначають в об'ємних величинах:

$$V_y = \frac{(V - V_1)}{V} \cdot 100, \quad (2.23)$$

де V – об'єм вологого ґрунту;

V_1 – об'єм сухого ґрунту;

V_y – % усадки від об'єму.

Зв'язність ґрунту – здатність чинити опір зовнішнім силам, які намагаються роз'єднати частинки ґрунту. Зв'язність спричиняється різними силами зчеплення між частинками ґрунту. Ступінь зчеплення обумовлена

гранулометричним і мінералогічним складом, структурним станом ґрунту, вологістю і характером його сільськогосподарського використання.

Найбільшою зв'язністю характеризуються глинисті ґрунти. Найменшою – піщані. Мало структурні ґрунти в сухому стані мають максимальну зв'язність. Із збільшенням у ґрунтах вмісту крупно дисперсних елементів та їх оструктурення, зчеплення слабшає і зв'язність зменшується. Визначається зв'язність в $\text{кг}/\text{см}^2$.

Твердість – це опір ґрунту силам, які намагаються роз'єднати або розчленити його частинки. Виражається твердість в кілограмах на 1см^2 . Твердість до певної міри визначається зв'язністю ґрунтових частинок.

Велика зв'язність притаманна механічним елементам – уламкам мінералів, кристалічних решіток з малими відстанями між іонами (група каолініту), у порівнянні з мінералами, які мають кристалічні решітки із одновалентних іонів з великими відстанями між ними.

У легких піщаних ґрунтів твердість залежить головним чином від об'ємної маси.

У важких суглинкових та глинистих ґрунтах, де мулисті частинки склеюють більш крупні механічні елементи, твердість ґрунтів визначається не тільки об'ємною масою, але й зв'язністю: чим більше перегною в цих ґрунтах, тим менша їх зв'язність

Вбирні катіони і катіони ґрунтового розчину збільшують зв'язність сухих ґрунтів у тому разі, якщо вони здатні утворювати високодисперсні клейкі прошарки між механічними елементами та агрегатами, наприклад гумат натрію. При висиханні такі ґрунти утворюють стовпи і бреші (проломи), яким притаманна велика механічна стійкість.

Волога відіграє значну роль у зміні механічної стійкості ґрунту. Підвищення вологості ґрунту частіше всього зменшує його механічну стійкість.

Необхідно відмітити, що структурний стан ґрунту зменшує зв'язність і надає ґрунту пухкого складу, що значно полегшує та прискорює його обробіток.

Твердість ґрунту є дуже важливим діагностичним показником екологічного стану ґрунту, передусім його придатності для механічного обробітку. Найбільш сприятливими умовами для обробітку ґрунту будуть такі, коли його вологість знаходиться в межах близьких до розриву капілярних зв'язків (РКЗ). При зменшенні вмісту води у ґрунті до стану коефіцієнта в'янення твердість збільшується в 4–5 разів, що призводить до перевитрат паливно-мастильних матеріалів. Зменшується здатність корневих систем рослин освоювати шари ґрунту з більшою ефективністю.

Питомий опір ґрунту – зусилля, яке необхідне для підрізання шару, його оборот і тертя на робочу поверхню плуга. Виражається питомий опір в кілограмах на 1 см^2 . Питомий опір залежить від гранулометричного

складу, фізико-хімічних властивостей та вологості ґрунту і змінюється в межах від 0,2 до 1,2 кг/см².

Серед ґрунтів різного гранулометричного складу найменший опір при обробітку чинять піщані та супіщані ґрунти, тому їх називають «легкими», на відміну від важких суглинків та глинистих, які відносять до «важких ґрунтів».

Питомий опір ґрунту залежить від насиченості його основами. Ґрунти ненасичені основами чинять менший опір при їх обробітку в порівнянні з насиченими, так як зв'язність перших значно поступається другим.

Суттєвий вплив на питомий опір ґрунту має його зволоження. Максимальний опір спостерігається при вологості, яка близька до вологості в'янення, мінімальний – при середній вологості ґрунту.

Стиглисть ґрунту – під цим поняттям розуміють такий стан ґрунту, коли він при оранці кришиться і дає добру пухку рілля, яка забезпечує нормальний ріст та розвиток сільськогосподарських культур.

Розрізняють *фізичну і біологічну стиглість* ґрунту.

Фізична стиглість визначається станом зволоження ґрунту, при якому спостерігається його найкраща придатність до механічного обробітку. При оранці ґрунту, у фізичній стиглості відбувається його добре кришіння, рілля набуває пухкого стану.

Дослідами встановлено, що нижньою межею вологості, за якої можна проводити оранку, настає тоді коли вологість ґрунту наближається до полуторної величини максимальної гігроскопічності, або вологості в'янення рослин. Нижче цієї вологості зв'язність ґрунту сильно зростає, збільшується опір при його обробітку, що негативно віддзеркалюється і на якості оранки.

За даними М.Х. Пігулевського, верхньою межею вологості, при якій ґрунт прилипає, є така вологість, коли агрегати ґрунту насичені водою і на їхній поверхні з'являється помітна на око водна плівка. В таких випадках при оранці ґрунт стає мазким, не кришиться і оранка стає поганою, негладкою. Кришіння ґрунту і одержання рівної, пухкої оранки забезпечується лише при вологості 50–60 % повної вологомісткості.

Для ранньовесняного боронування зябу, передпосівного обробітку та сівби вологість на чорноземах повинна бути близька до найменшої вологомісткості.

Крім визначення стиглості ґрунту, пов'язаного з його фізичним станом розрізняють і біологічну стиглість. Визначення останньої зв'язано з моментом підсилення діяльності мікроорганізмів, котрі сприяють активній мобілізації поживних речовин. Так як ґрунтові мікроорганізми для своєї активної діяльності вимагають певної кількості вологи і тепла, а також вільної циркуляції повітря, то можливо в окремих випадках, в залежності від умов середовища, момент біологічної стиглості ґрунту може не

співпадати з його фізичною стиглістю. Такі явища нерідко зустрічаються на землях Західного Сибіру і Північного Казахстану.

Контрольні питання

1. Дайте визначення загальних фізичних властивостей ґрунту. Від чого вони залежать?
2. Фізико-механічні властивості ґрунту. Від чого залежать?
3. Фізична стиглість та фактори від яких вона залежить.
4. Біологічна стиглість ґрунту, її значення для біологічних процесів, що відбуваються у ґрунті .
5. Розрахуйте загальну пористість ґрунту при $d = 2,55$, а $d_v = 1,1 \text{ г/см}^3$.
6. Об'єм непорушеного ґрунту 6 см^3 , щільність твердої фази $2,60$, а об'ємної маси $1,20 \text{ г/см}^3$. Розрахуйте який об'єм займає тверда фаза цього ґрунту.

2.8. ВОДНІ ВЛАСТИВОСТІ ҐРУНТІВ

Роль води у ґрунті визначається її особливим двоїстим положенням в природі. З одного боку, вода – це особлива фізико-хімічна достатньо активна система, що забезпечує переміщення речовин у просторі. З другого, воді належить провідна роль в ґрунтоутворенні: процеси вивітрювання та новоутворення мінералів; гумусоутворення та хімічні реакції відбуваються тільки у водному середовищі; формування генетичних горизонтів профілю ґрунту, динаміка процесів, які протікають у ґрунті, також пов'язана з водою.

Вода в ґрунті виступає і як терморегулюючий фактор, що в значній мірі визначає тепловий баланс ґрунту, в забезпеченні умов життя рослин, оскільки ґрунт є головним, а в багатьох випадках і єдиним джерелом води для рослин, які проростають на ньому.

2.8.1. Категорії (форми) і стан ґрунтової води

Вода у ґрунтах неоднорідна. Різні її порції мають різні фізичні властивості (термодинамічний потенціал, теплоємність, щільність, в'язкість, питомий об'єм, хімічний склад, рухомість молекул, осмотичний тиск та ін.), обумовлені характером взаємного розташування молекул води між собою та іншими фазами ґрунту – *твердою, газовою та рідкою*.

Порції ґрунтової вологи, які мають однакові властивості, одержали назву *категорій* або *форм ґрунтової вологи*.

Розглядають такі п'ять категорій (форм) ґрунтової вологи.

1. *Тверда вода – лід*. Тверда вода у ґрунті – це лід, який є потенційним джерелом рідкої та пароподібної води, в яку він переходить в результаті танення та випаровування.

2. *Хімічно зв'язана вода* (включає конституційну та кристалізаційну). Перша з них подана гідроксильною групою ОН⁻ хімічних сполук (гідроксиди заліза, алюмінію, марганцю; органічні та орґано-мінеральні сполуки; кристалогідрати, переважно солі (гіпс – CaSO₄·2H₂O, мірабіліт–Na₂SO₄·10H₂O). Конституційну та кристалізаційну воду інколи об'єднують загальним поняттям *гідратної або кристалогідратної води*. Ця вода входить до складу твердої фази ґрунту та не є самостійним фізичним тілом, не пересувається і не має властивостей розчинника.

3. *Пароподібна вода*. Ця вода міститься в ґрунтовому повітряному просторі пор у формі водяної пари. Один і той же ґрунт може поглинати різну кількість пари води із атмосферного повітря, що залежить від пружності пари: чим вона більша, тобто, чим ближче приґрунтове повітря до стану насичення водяною парою, тим більша кількість пароподібно-поглиненої води у ґрунті пересувається в просторі пор від місць з високою пружністю до місць з більш низькою пружністю, а також разом з током повітря (пасивний рух).

4. *Фізично зв'язана або сорбована вода*. До цієї категорії відноситься вода, сорбована на поверхні ґрунтових частинок, яким притаманна певна кількість поверхневої енергії за рахунок сил тяжіння, які мають різну природу. При дотику ґрунтових частинок з молекулами води останні притягуються цими частинками, утворюючи навколо них плівку. Утримання молекул води відбувається у даному випадку силами сорбції.

Молекули води можуть сорбуватися ґрунтом як із пароподібного, так і з рідкого стану. Дякуючи тому, що молекули води не енергетично нейтральні, а є диполями, тобто частинки з двома полюсами, що несуть заряди протилежного знаку, вони мають здатність притягання не тільки поверхнею ґрунтових часток, але й вступати у зв'язок одна з одною, притягуючись полюсами протилежного знаку. Всі молекули сорбованої води знаходяться, таким чином, в суворо орієнтованому положенні. Залежно від міцності утримання води, сорбційними силами, фізично зв'язану воду, поділяють на *міцнозв'язану* та *слабкозв'язану воду*.

Міцнозв'язана вода – це вода, яка поглинена ґрунтом із пароподібного стану. Властивість ґрунту сорбувати пароподібну вологу називається *гігроскопічністю ґрунтів*, а поглинену воду – *гігроскопічною (Г)*. Ця вода утримується на поверхні ґрунтових частинок з дуже високим тиском 1–2·10⁹Па, утворюючи навколо частинок ґрунту тонку плівку. За фізичними властивостями гігроскопічна вода наближається до твердих тіл.

Щільність її досягає 1,5–1,8 г/см³, вона не замерзає, не розчиняє електроліти, відрізняється підвищеною в'язкістю і не доступна рослинам.

Кількість водяної пари, сорбованої ґрунтом, знаходиться в тісному зв'язку з відносною вологістю повітря, з яким стикається ґрунт. При відносній вологості повітря 20–40 % має місце сорбція води безпосередньо частинками ґрунту з утворенням моно-бімолекулярного шару. Гранична кількість води, яка може бути поглинена ґрунтом із пароподібного стану при відносній вологості повітря, близькій до 100 % (94–98 %), називають максимальною гігроскопічною вологістю (*МГ*). При вологості, рівній *МГ*, товщина плівки із молекул води досягає 3–4 шарів. На гігроскопічність ґрунтів та *МГ* впливають властивості твердої фази ґрунту, і, в першу чергу, гранулометричний та мінеральний склад, ступінь їх гумусованості. Чим більше в ґрунті вмісту мулу і особливо колоїдної фракції, тим вище буде *Г* та *МГ*. Так, при величині частинок від 0,01 до 0,05 *МГ* = 0,4%, а 0,001 до 0,0005 = 25,4 %. Гумус також збільшує гігроскопічність ґрунту. В ґрунтах мінеральних *МГ* коливається від 0,5 до 1% – в слабогумусованих пісках та супісках, до 15–16 % в сильногумусових суглинках та глинах, а в торфі до 30–50 %.

Слабкозв'язана (плівкова) вода. Сорбційні сили поверхні частинок ґрунту не насичуються повністю навіть в тому випадку, коли вологість ґрунту досягає *МГ*. ґрунт не може поглинати пароподібну вологу зверху *МГ*, але рідку воду може сорбувати й у великій кількості.

Вода, що утворилася в ґрунті сорбційними силами зверху *МГ* – це вода *слабкозв'язана або плівкова*. Сила, з якою вона утримується в ґрунті, вимірюється значно меншим тиском – $(1-10) \cdot 10^5$ Па. Слабкозв'язана вода подана плівкою, що утворилася навколо частинок ґрунту. Товщина її може досягати декількох десятків і навіть сотень діаметрів молекул води. За фізичним станом плівкова вода дуже неоднорідна, що обумовлено різною міцністю зв'язку молекул різних шарів.

Вміст плівкової води в ґрунті визначається тими ж властивостями ґрунтів, що і вміст *МГ*. В середньому для більшості ґрунтів вона складає 7–15 %, інколи в глинистих досягає 30–35 %.

5. *Вільна вода.* Вода, яка знаходиться в ґрунті зверху слабкозв'язаної, вже знаходиться поза дією притягання із сторін частинок ґрунту (сорбційних) і є вільною. Відмінною ознакою цієї категорії води є відсутність орієнтування молекул води навколо частинок ґрунту. В ґрунтах вільна вода присутня в *капілярній і гравітаційній* формах.

Капілярна вода. Вона утримується в ґрунті в порах малого діаметру – капілярах, під дією капілярних сил або, як їх називають, меніскових сил.

Гравітаційна вода. Основною ознакою цієї води є її пересування у ґрунті під впливом сили тяжіння.

2.8.2. Водні властивості ґрунту

Водними властивостями називають сукупність властивостей ґрунту, які визначають поведінку ґрунтової води в його товщі. Найбільш важливими водними властивостями є: водоутримувальна здатність ґрунту, його вологомісткість, водопідймальна здатність, потенціал ґрунтової вологи, водопроникність.

Водоутримувальна здатність та вологомісткість ґрунту.

Водоутримувальна здатність – це здатність ґрунту утримувати воду, що знаходиться в ньому від стікання під впливом сил тяжіння. Кількісною характеристикою водоутримувальної здатності ґрунту є його вологомісткість.

Вологомісткість ґрунту – це здатність поглинати та утримувати певну кількість води. Залежно від сил, що утримують воду в ґрунті, та умов її утримання виділяють такі види вологомісткості, які відповідають певним формам води: *максимальну адсорбційну, максимальну молекулярну, капілярну, найменшу та повну.*

Максимальна адсорбційна вологомісткість (МAB) – це найбільша кількість води, яка може утримуватись сорбційними силами на поверхні частинок ґрунту. Відповідає міцно зв'язаній (адсорбованій) воді.

Максимальна молекулярна вологомісткість (ММВ) – характеризує верхню межу вмісту в ґрунтах слабкозв'язаної (плівкової) води, тобто води, що утримується силами молекулярного притягнення на поверхні частинок ґрунту. *ММВ* визначається в основному гранулометричним складом ґрунту. В глинистих ґрунтах вона може досягати 25–30 %, в піщаних не перевищує 5–7 %. Збільшення запасів води в ґрунті зверху *ММВ* супроводжується появою рухомої капілярної або навіть гравітаційної води.

Максимальна молекулярна вологомісткість є важливою ґрунтово-гідрологічною характеристикою. Порівняння фактичної вологості ґрунту з *ММВ* дає можливість встановити присутність у ґрунті запасів доступної для рослин води або відсутність такої, оскільки при вологості, яка відповідає *ММВ*, запаси доступної для рослин води в ґрунті настільки малі, що вони не можуть задовольнити потребу рослин в ній.

Капілярна вологомісткість (КВ) – найбільша кількість капілярно-підпертої води, яка може утриматися в шарі ґрунту, що знаходиться в межах капілярної кайми. Визначається вона в основному щільністю ґрунту. Крім того, вона залежить і від того, на якій відстані від ґрунтових вод знаходиться шар ґрунту, насичений вологою. Чим більше ця відстань, тим менше *КВ*. При близькому заляганні ґрунтових вод (1,5–2,0 м), коли капілярна кайма змочує товщу ґрунту до самої поверхні, *КВ* для середньосуглинкових ґрунтів знаходиться в межах 30–40 %. *КВ* не постійна величина, так як залежить від рівня ґрунтових вод.

Найменша вологомісткість (НВ) – найбільша кількість капілярно-підвищеної вологи, яку може утримувати ґрунт після стікання надлишку вологи при глибокому заляганні ґрунтових вод. Терміну *НВ* відповідають терміни польова вологомісткість, загальна вологомісткість (*ЗВ*).

Найменша вологомісткість залежить головним чином від гранулометричного складу. З нею тісно пов'язано поняття про дефіцит вологи в ґрунті, по *НВ* розраховуються поливні норми.

Дефіцит вологи в ґрунті представляє собою величину, яка дорівнює різниці між *НВ* і фактичною вологістю ґрунту.

Оптимальною вологістю вважається вологість ґрунту, яка складає 70–100 % *НВ*.

Повна вологомісткість (ПВ) – найбільша кількість вологи, яка може міститися в ґрунті за умов заповнення нею всіх пор, за винятком пор з защемленим повітрям, які складають, як правило, не більше 5–8 % від загальної пористості. Отже, *ПВ* ґрунту чисельно дорівнює пористості ґрунту.

2.8.3. Ґрунтово-гідрологічні константи

Не дивлячись на те, що розподіл води ґрунту на категорії (форми) умовний і ні одному з них не притаманне абсолютне значення, можливо виділити інтервали вологості, в межах яких будь-яка частина вологи має однакові властивості та ступінь доступності рослинам.

Граничні значення вологості, за якими кількісні зміни в рухомості води призводять до якісних змін, називають ґрунтово-гідрологічними константами. Основними ґрунтово-гідрологічними константами є: *максимальна гігроскопічність, вологість в'янення, вологість розриву капілярів, найменша вологомісткість, повна вологомісткість.* Ґрунтово-гідрологічні константи широко використовуються в агрономічній, агрометеорологічній та меліоративній практиках, характеризуючи запаси води в ґрунті та забезпеченість нею рослин.

Максимальна гігроскопічність (МГ) – характеризує найбільш можливу кількість пароподібної води, яку ґрунт може поглинути з повітря, майже насиченого водяною парою. *МГ* є важливою ґрунтово-гідрологічною характеристикою, величиною достатньо постійною.

Вода, що знаходиться у ґрунті в стані *МГ*, недоступна рослинам. Це «*мертвий запас вологи*». По *МГ* приблизно розраховують коефіцієнт в'янення рослин – нижню межу фізіологічно доступної для рослин води.

Вологість сталого в'янення, або *вологість в'янення (ВВ)* – вологість, при якій рослини подають ознаки того в'янення, яке не зникає навіть після перенесення рослин у сприятливі умови. Чисельно *ВВ* дорівнює приблизно

1,5 максимальної гігроскопічності.

Цю величину також називають *коефіцієнтом в'янення*.

Вміст води в ґрунті, що відповідає вологості в'янення, є нижньою межею доступної для рослин вологи. *ВВ* визначається як властивостями ґрунту, так і характером рослин. В глинистих ґрунтах вона завжди вища, ніж у піщаних. Помітно зростає вона в ґрунтах засолених і багатих органічними речовинами, особливо тих, що не розклалися (торф'яні ґрунти). Так, в глинах *ВВ* складає 20–30 %, суглинках 10–12 %, у пісках 1–3 %, у торфі до 60–80 %. Посухостійкі рослини в'януть за меншою вологістю, ніж вологолюбні.

Вологість розриву капілярів (ВРК). Це кількість води, при якій розривається суцільний потік капілярної води в ґрунті. Капілярно-підвишена вода при випаровуванні пересувається в рідкому стані до випарної поверхні в межах всього промоченого шару по капілярах, суцільно заповнених водою. Але за певних умов (зниження вологості ґрунту) підняття вологи припиняється або різко гальмується.

Втрата здатності такого пересування пояснюється тим, що в ґрунті при випаровуванні зникає суцільність заповнення капілярів водою, тобто в ньому не залишається систем пор, повністю наповнених водою. Цю критичну величину назвали вологістю розриву капілярного зв'язку (*ВРК*).

Таким чином, *ВРК* – це вологість, за якою рухомість капілярної води в процесі зниження вологості різко зменшується. Вода, однак, залишається в дрібних порах, в кутах дотику частинок (меніски дотикової вологи). Ця волога нерухома, але фізіологічно доступна корінням рослин.

ВРК називають ще критичною вологістю, так як при вологості нижче *ВРК* ріст рослин сповільнюється і їх продуктивність знижується. В ґрунтах ця величина сильно варіює, складаючи в середньому 50–60 % від найменшої вологомісткості. На вміст води, що відповідає *ВРК*, крім гранулометричного складу ґрунтів, суттєвий вплив має їх структурний стан. В безструктурних ґрунтах запаси води витрачаються на випаровування значно скоріше, ніж в ґрунтах з агрономічно-цінною структурою. Тому в них вологість буде скоріше досягати *ВРК*, тобто забезпеченість вологою рослин буде знижуватись скоріше.

Капілярна вологомісткість (КВ) – найбільша кількість капілярно-підпертої води, яка може утримуватись ґрунтом, що знаходиться в межах капілярної кайми. *КВ* залежить від пористості ґрунтів і від висоти шару насиченого ґрунту над дзеркалом ґрунтових вод, тому *КВ* не є константою.

Найменша вологомісткість (НВ) – максимальна кількість капілярно-підвищеної води, яку може утримати ґрунт після стікання надлишку води при глибокому заляганні ґрунтових вод. *НВ* залежить від гранулометричного складу, структурності ґрунту (піщані – 5-10%, супіщані – 10-20%, суглинкові – 20-30%, глинисті – 30-45%). Це одна з найважливіших гідрологічних характеристик ґрунту, константа, верхня

межа оптимального зволоження. 65–70 % вологи в ґрунті від *НВ*, відповідає нижній межі оптимальної зволоженості ґрунту.

Повна вологомісткість (ПВ) – найбільша кількість вологи, яку може вмістити ґрунт при повному заповненні всіх пор, за винятком защемлених, тому *ПВ* приблизно дорівнює пористості ґрунту (в об'ємних процентах).

Усі ґрунтово-гідрологічні константи виражаються в % від маси або об'єму абсолютно сухого ґрунту, а в агрометеорології – в міліметрах.

2.8.4. Водопроникність ґрунтів

Водопроникність ґрунтів – здатність ґрунтів поглинати та пропускати крізь себе воду, що поступає з поверхні.

В процесі надходження води у ґрунти і подальшого її пересування можна виділити два стани:

1) поглинання води ґрунтом та проходження її від шару до шару ненасиченого водою ґрунту;

2) фільтрацію води крізь товщу насиченого водою ґрунту.

При цьому перший етап є поглинанням води ґрунтом і називається *коефіцієнтом поглинання*. Другий етап – це власне фільтрація. Інтенсивність проходження води в ґрунті, насиченого водою, називається *коефіцієнтом фільтрації*.

В природних умовах чітко виділити окремі етапи водопроникності практично неможливо. Значно частіше при цьому йде поглинання води ґрунтом, фільтрація ж має місце тільки у випадку випадання великої кількості опадів, при зрошенні великими нормами, при сніготаненні.

Межею між поглинанням та фільтрацією вважають момент встановлення постійної швидкості фільтрації.

Для кожного інтервалу часу можна розрахувати середню швидкість вологи, що інфільтрується вниз за профілем ґрунту:

$$V = \frac{Q}{S \cdot t}, \quad (2.24)$$

де Q – витрата води, см³;

S – площа поперечного перетину, см²;

t – час в хвилинах (годинах, секундах).

Для стадії поглинання використовується швидкість поглинання в см/хв. або мм/хв., а для стадії фільтрації – швидкість фільтрації.

М.А.Качинським запропонована градація ґрунтів за водопроникністю. Якщо ґрунт пропускає за годину більше 1000 мм води при потужі її 5 см та температурі 10 °С, водопроникність вважається провальною:

Від 1000 до 500 мм	– Занадто високою;
Від 500 до 100 мм	– Найкращою;
Від 100 до 70 мм	– Доброю;
Від 70 до 30 мм	– Задовільною;
< 30 мм	– Незадовільною.

Водопроникність ґрунтів знаходиться в тісному зв'язку з гранулометричним та хімічним складом, їхнім структурним станом, щільністю, пористістю, вологістю та тривалістю зволоження. Сильно знижують водопроникність наявність набрякаючих колоїдів, особливо Na^+ або Mg^{2+} , оскільки при зволоженні такі ґрунти набрякають і стають водонепроникливими.

2.8.5. Водопідіймальна здатність ґрунтів

Водопідіймальна здатність ґрунтів – це здатність ґрунту викликати підйом води, що в ньому знаходиться за рахунок капілярних сил.

Висота підйому води в ґрунтах та швидкість її пересування визначається в основному гранулометричним складом та структурою ґрунту, його пористістю. Чим ґрунт важчий та менш структурний, тим більша потенційна висота підйому води, а швидкість її менша. Нижче наведена водопідіймальна здатність ґрунтів залежно від гранулометричного складу (В.А. Ковда, 1973)

Гранулометричний склад	Водопідіймальна здатність, м
Крупний пісок	0,5
Середній пісок	0,5 – 0,8
Супісок	1,0 – 1,5
Пилуватий суглинок	1,5 – 2,0
Суглинок середній	2,5 – 3,0
Суглинок важкий	3,0 – 3,5
Глина важка	4,0 – 6,0
Лес	4,0 – 5,0

В опіщаних ґрунтах висота капілярного підйому знижується, але швидкість руху води більша. Проте, це загальне правило, що характеризує водопідіймальну здатність капілярів, виведене із формул Дж. Жюрена та Л.М. Пуазейля, в глинистих ґрунтах порушується:

$$H = \frac{2a}{rgd}, \quad (2.25)$$

де a – поверхневий натяг рідини, мН/м;
 r – радіус капіляра, см;
 g – прискорення сили тяжіння, м/с²;
 d – щільність рідини, г/см³.

Відповідно до цієї формули в однорідних ґрунтах не виключається підйом на значно більшу висоту, ніж це спостерігається в природі – на 75 м і більше. Так, в ґрунтах при обваженні їх гранулометричного складу водопідіймальна сила буде спочатку рости до певної межі, а потім вона почне зменшуватись.

Пояснюється це тим, що капілярна вода пересувається не по всьому об'єму щілини, а лише в діючому її просвіті. В будь-яких щілинах у міру зменшення їх радіуса, капілярні сили спочатку будуть рости у зв'язку з наростаючою кривизною менісків, але в подальшому почнуть падати. За малим розміром пор (1 мкм та менше) весь їх внутрішній простір (або більша його частина) заповнений зв'язаною плівковою водою і активні діючі пори або зовсім зникають, або просвіт їх стає настільки малим, що усмоктувальна сила меніску компенсується об стінки плівок рідини, сорбованої ґрунтом, і пересування капілярної води і капілярного підйому не відбувається. Вода в таких порах може пересуватися тільки як плівкова, тобто дуже повільно. На швидкість підйому води впливають також ступінь мінералізації ґрунтових вод. Сильно мінералізовані води характеризуються меншою висотою та швидкістю підйому. Отже, близьке залягання мінералізованих ґрунтових вод до поверхні (1–1,5м) призводить до швидкого засолення ґрунтів.

2.7.6. Доступність води в ґрунті для рослин

Доступність різних форм води ґрунту для рослин є виключно важливою характеристикою, що визначає в значній мірі родючість ґрунтів. Рослини в процесі життя споживають дуже велику кількість води, витрачаючи головну її масу на транспірацію і лише невелику частку на створення біомаси.

Витрата води з ґрунту рослинами характеризується двома показниками: по-перше, транспіраційним коефіцієнтом – відношенням кількості води, втраченої рослинами, до загального приросту сухої речовини за певний проміжок часу; по-друге, відносною транспірацією – відношенням фактичної транспірації при даній вологозабезпеченості до

потенційної транспірації при вільному доступі води. Для більшості культурних рослин транспіраційний коефіцієнт (при потенціальній, тобто забезпеченій вільним доступом води, транспірації) коливається в межах 400–600, досягаючи іноді 1000; тобто на утворення 1т сухої органічної речовини витрачається 400–600 т і більше води з ґрунту.

Доступність води з ґрунту рослинам визначається в основному двома гідрофізичними характеристиками ґрунту: потенціалом (тиском) води ґрунту та здатністю ґрунту проводити тік води, тобто коефіцієнтом водопровідності. Інтенсивність потоку води до коріння рослин (а це і є кількісний вираз доступності води) буде тим більше, чим більша різниця потенціалів води в корені і ґрунті та чим вище коефіцієнт водопровідності.

За відношенням до доступності рослинам вода ґрунту може бути розподілена на такі категорії (за О.А. Роде):

1. *Недоступна для рослин.* Це вся міцков'язана вода, яка складає в ґрунті так званий мертвий запас води. Недоступність цієї води пояснюється тим, що усмоктувальна сила коріння набагато менша тих сил, які утримують цю воду на поверхні частинок ґрунту, тобто усмоктувального тиску води ґрунту. Мертвий запас води в ґрунтах відповідає приблизно максимальній адсорбційній вологомості або не на багато перевищує її.

2. *Дуже важкодоступна для рослин.* Ця категорія подана в основному слабков'язаною (плівкою) водою. Важкість доступності її обумовлена низькою рухомістю цієї води (низьким коефіцієнтом водопровідності), в силу чого вода не встигає підтискати до місць її споживання, тобто до кореневих волосків. Кількість дуже важкодоступної води в ґрунтах характеризується діапазоном вологості від максимальної адсорбційної вологомості до вологості в'янення. Вміст води в ґрунті, який відповідає вологості в'янення, є нижньою межею продуктивної вологи.

3. *Важкодоступна вода* лежить в межах між вологістю в'янення та вологістю розриву капілярів. В цьому інтервалі вологості рослини можуть існувати але продуктивність їх знижується. Зменшення доступності води відображається в першу чергу не на зовнішньому стані рослин (в'янення), а на зниженні їхньої продуктивності.

4. *Середньодоступна вода* відповідає діапазону вологості від вологості розриву капілярів до найменшої вологомості. В цьому інтервалі вода має властивість значної рухомості і рослини можуть безперебійно забезпечуватися нею. Продуктивність рослин з переходом вологості від ВРК та наближення її до НВ різко зростає. Різниця між НВ та ВВ – це діапазон фізіологічно активної води в ґрунті.

5. *Легкодоступна*, що переходить в надлишкову воду відповідає діапазону вологості від НВ до ПВ. Заповнення водою більшої частини пор утрудняє надходження в ґрунт повітря і може бути причиною утрудненого дихання та зміни окислювально-відновлюваних процесів і створенню

переважно відновлювальних процесів, що призводять до анаеробіозису. Тому воду, що знаходиться в ґрунті (за винятком піщаних ґрунтів) поверх значення НВ, потрібно вважати надлишковою.

2.8.7. Водний режим ґрунту

Водним режимом називається сукупність всіх явищ надходження вологи в ґрунт, її пересування, утримання в ґрунтових горизонтах та витрати з ґрунту.

Кількісним виразом водного режиму ґрунтів є їх *водний баланс*. Водний баланс ґрунту виражається надходженням води в ґрунт та її витратами. Вода в ґрунт надходить у вигляді опадів (дощу, снігу, інею), за рахунок конденсації водяної пари нижніх шарів повітря (роси), поверхневого і внутрішньо ґрунтового стоку. Кореневмісний шар ґрунту може поповнюватись водою також за рахунок капілярного підняття, якщо ґрунтові води залягають неглибоко.

Волога, що потрапила на поверхню ґрунту і в його кореневмісний шар, витрачається на поверхневий і внутрішньо-ґрунтовий стоки, випаровування з поверхні ґрунту, транспірацію (випаровування рослинами).

Водний баланс ґрунту значною мірою залежить від *коефіцієнта зволоження (КЗ)* – відношення суми опадів до сумарного випаровування за певний період, яке визначається кількістю води, що випарувалася з відкритої водної поверхні. М.І. Іванов рекомендує визначати коефіцієнт зволоження за формулою:

$$KЗ = P/E, \quad (2.26)$$

де *КЗ* – коефіцієнт зволоження;

P – середня багаторічна сума опадів, мм;

E – випаровування на протязі року, мм.

За даними М.І. Іванова, *КЗ* для Лісостепу становить 0,7–0,9; Північного Степу – 0,5–0,7; Південного Степу – 0,3–0,5; напівпустель – 0,1–0,2. У лісолучній зоні *КЗ*, звичайно, більше 1.

Водний режим об'єднує всі явища, пов'язані з надходженням, витратою, переміщенням і зміною стану вологи в ґрунті. Вчення про типи водних режимів ґрунту розроблене вченими Г.М. Висоцьким та О.А. Роде. Тип водного режиму залежить від окремих складових надходження і витрат вологи ґрунтом, що в свою чергу залежить від клімату, рослинності, рельєфу, водних властивостей ґрунту, глибини залягання ґрунтових вод та виробничої діяльності людини.

Розрізняють *мерзлотний, промивний, періодично-промивний, непромивний, випітний та іригаційний* типи водного режиму ґрунту.

Мерзлотний водний режим – характерний для районів поширення багаторічної мерзлоти. У теплу пору року під шаром ґрунту, що відтанув, замерзлий ґрунт не пропускає воду в нижні горизонти. Над ним утворюється верховодка, а весь шар ґрунту, що відтанув, часто перезволожується і заболочується.

Промивний режим має місце в районах, де коефіцієнт зволоження більший за одиницю і ґрунт щороку промивається атмосферними опадами до ґрунтових вод. Характерний для ґрунтів лісолучної зони.

Періодично-промивний водний режим спостерігається в районах, де ґрунт промивається опадами періодично і лише в ті роки, коли сума опадів перевищує кількість вологи, що випарувалася – це Лісостеп.

Непромивний режим поширений у південних степових районах, де товщі ґрунту ніколи не промиваються опадами до ґрунтових вод.

Випітний водний режим поширений в районах, де рослини і ґрунт випаровують значно більше вологи, ніж її надходить у вигляді опадів. Втрати поповнюються за рахунок ґрунтових вод, які залягають неглибоко (вода по капілярах може піднятися до поверхні ґрунту). Цей тип водного режиму зустрічається в степових районах при близькому заляганні ґрунтових вод, здебільшого в заплавах річок.

Іригаційний водний режим виникає як наслідок поливів. Характерною його особливістю є багаторазове зволоження ґрунту протягом вегетаційного періоду, яке супроводжується частковим або наскрізним промочуванням кореневмісного шару ґрунту.

Регулювання водного режиму ґрунту. Регулювання водного режиму ґрунтів здійснюється комплексом прийомів, які направлені на усунення несприятливих умов вологозабезпечення рослин.

Регулювання водного режиму засновано на врахуванні кліматичних і ґрунтових умов, а також потреб у воді культурних рослин, що вирощуються.

Серед способів регулювання водного режиму ґрунту виділяють агротехнічні та меліоративні.

В основі агротехнічних заходів лежить застосування таких видів обробітку, які збільшують вбирання вологи і зменшують її випаровування. Це – створення глибокого оброблюваного (орного) шару, вирівнювання поверхні ґрунту, луцення стерні і безпліщевий обробіток ґрунту із залишенням стерні на поверхні, протиерозійні прийоми обробітку (щільовання, лункування, переривчасте боронування, гребінчаста, ступінчаста і комбінована оранка та оранка з утворенням перемичок або ямок).

Для зменшення непродуктивної втрати вологи велике значення має боротьба з бур'янами, які часто забирають з ґрунту більше води, ніж культурні рослини.

У степових і південних лісостепових районах велике значення для зберігання вологи мають полезахисні насадження – лісосмуги. Вони сприяють рівномірному розподілу снігу і стіканню талих вод, зменшують силу вітрів, особливо суховіїв. В суху, жарку погоду на полях, захищених лісосмугами, створюється особливий мікроклімат, за яким відносна вологість повітря дещо вища, а його температура і сила вітру менші, ніж на полях без лісосмуг.

Максимальному використанню опадів і збільшенню запасів вологи в ґрунті сприяє також снігозатримання.

Радикальними заходами в регулюванні водного режиму ґрунтів є: зрошення – в зоні недостатнього зволоження та осушення – при надмірному зволоженні ґрунту.

Контрольні питання

1. Охарактеризуйте категорії води в ґрунті.
2. Чим визначаються водні властивості ґрунту?
3. Що таке водопроникність ґрунтів? Чим вона визначається?
4. Охарактеризуйте водопідймальну здатність ґрунту?
5. Які існують типи водних режимів ґрунтів?

2.9. ПОВІТРЯНІ ВЛАСТИВОСТІ ҐРУНТІВ

Ґрунт – пориста система, в якій практично завжди в тій чи іншій кількості присутнє повітря, яке складається з суміші газів, що заповнюють вільні від води пори ґрунту. Повітряна фаза – важлива і найбільш рухома складова частина ґрунту. Кількість і склад ґрунтового повітря має суттєвий вплив на розвиток і функціонування рослин і мікроорганізмів, на розчинність та міграцію хімічних сполук в профілі ґрунту, на інтенсивність і напрямок ґрунтових процесів. Крім того ґрунт є поглиначем, який сорбує токсичні промислові викиди газів, що забезпечує очищення атмосфери від техногенного забруднення.

2.9.1. Форми ґрунтового повітря

Гази та летючі органічні сполуки знаходяться у ґрунті в кількох фізичних станах: вільному, защемленому, адсорбованому та розчинному.

Вільне ґрундове повітря – це суміш газів та летючих органічних сполук, що вільно переміщуються по системі ґрунтових пор і стикаються з атмосферою.

Защемлене ґрундове повітря – знаходиться в порах, які з усіх сторін ізольовані водними пробками. Чим більше тонкодисперсна ґрунтова маса і щільніша їх упаковка, тим більша кількість защемленого повітря ґрунт може мати. В суглинкових ґрунтах кількість защемленого повітря досягає більше 12 % від загального об'єму ґрунту і більше четвертої частини всього простору його пор. Защемлене повітря нерухоме, практично не приймає участі в газообміні між ґрунтом і атмосферою, суттєво гальмує фільтрацію води в ґрунті, може викликати руйнування структури ґрунту при коливаннях температури, атмосферного тиску, вологості.

Адсорбоване ґрундове повітря – газі і летючі органічні сполуки, адсорбовані частками ґрунту на їх поверхні. Чим більш дисперсний ґрунт, тим більше вміщує він адсорбованих газів при певній температурі. Кількість адсорбованого повітря залежить від мінералогічного складу ґрунту, від вмісту органічних речовин, вологості.

Пісок поглинає повітря в 10 разів менше ніж важкий суглинок: відповідно $0,75 \pm 0,20$ і $6,99 \pm 0,08$ см³/г. Дрібнодисперсний кварц сорбує СО₂ в 100 разів менше ніж гумус відповідно 12 і 1264 см³/г.

Кількість адсорбованих газових компонентів (Γ) можна розрахувати, використовуючи рівняння ізотермами адсорбції Ленгмюра:

$$\Gamma = \Gamma_{\infty} \frac{C}{K + C} (npuTconst), \quad (2.27)$$

де Γ_{∞} – найбільше значення адсорбції насичення на одиницю поверхні адсорбенту, мг;

C – рівноважна концентрація газу в системі, мг/л;

K – емпіричний коефіцієнт.

Розчинене повітря – газі, розчинені в ґрунтовій воді. Розчинені газі відіграють велику роль в забезпеченні фізіологічних потреб рослин, мікроорганізмів, фауни ґрунту, а також фізико-хімічних процесах, що протікають в ґрунтах. Кількість розчинених газів підкоряється закону фазової рівноваги Генрі:

$$C = \frac{\lambda p}{10,2}. \quad (2.28)$$

де C – масова концентрація газу, розчиненого у воді, мг/л;

p – парціальний тиск газу в ґрунтовому повітрі, мПа;
10,2 – нормальний атмосферний тиск, мПа;
 λ – коефіцієнт розчинності газу у воді, мг/л.

2.9.2. Повітряно-фізичні властивості ґрунту

Сукупність ряду фізичних властивостей ґрунтів, що визначають стан і поведінку ґрунтового повітря в профілі, називається повітряно-фізичними властивостями ґрунтів. Найбільш важливими з них є: повітроємність, повітромісткість та повітропроникність.

Повітроємністю ґрунтів називають максимально можливу кількість повітря, виражену у відсотках за об'ємом, яка міститься в повітряно-сухому ґрунті непорушеної будови за нормальних умов. Загальну повітроємність ($P_{з.п.}$) можна визначити за формулою

$$P_{з.п.} = P_{заг.} - P_{г.}, \quad (2.29)$$

де $P_{заг.}$ – загальна пористість ґрунтів, %;

$P_{г.}$ – об'єм гігроскопічної вологи, %.

Повітроємність ґрунтів залежить від механічного складу, будови та окультуреності ґрунту.

У ґрунті, як відомо, є дрібні (капілярні) пори і великі (некапілярні). Повітря здебільшого міститься в некапілярних порах, бо вони, як правило, вільні від вологи.

Суттєву роль для забезпечення нормальної аерації ґрунтів має некапілярна повітроємність або пористість аерації, тобто повітроємність міжагрегатних пор, тріщин і камер. Некапілярна повітроємність (P_a – пористість аерації) визначається за формулою

$$P_a = P_{заг.} - P_{к.}, \quad (2.30)$$

де $P_{к.}$ – об'єм капілярних пор, %.

Найбільшого значення (25–30 %) некапілярна повітроємність досягає в добре оструктурених, слабо ущільнених ґрунтах.

Кількість повітря, яка міститься в ґрунті за певним рівнем природного зволоження, називають *повітроємністю*.

Визначається повітроємність (P_n) за формулою

$$P_n = P_{заг.} - P_w \quad (2.31)$$

де P_w – загальна вологість ґрунтів, %.

Повітропроникність ґрунту – це здатність пропускати повітря. Вона залежить від механічного складу, структури, ступеню зволоженості тощо.

Вишальну роль для повітропроникності має пористість, причому особливо важлива некапілярна пористість, яка сприяє більш швидкому проникненню в ґрунти повітря, ніж капілярна.

2.9.3. Повітряний режим ґрунту

Повітряний режим ґрунту – це сукупність всіх явищ надходження повітря в ґрунт, його переміщення в ґрунті та витрати, а також явищ обміну газами поміж ґрунтовим повітрям, твердою і рідкою фазами. Споживання і виділення окремих газів живим населенням ґрунту.

Всі ці явища знаходять відображення в зміні вмісту ґрунтового повітря в масі.

При вивченні повітряного режиму ґрунту звертають увагу на вміст двох газів: вуглекислого газу CO_2 і кисню O_2 . За нормальним газообміном сума цих газів близька до суми їх в атмосфері (21 %), але співвідношення між ними суттєво змінюються в часі, причому в різних ґрунтах по-різному.

В усіх ґрунтах склад ґрунтового повітря змінюється на протязі року, причому на глибині 4–5 м ще спостерігаються коливання в складі повітря, хоча слабше ніж в межах верхніх шарів. В торф'яних, дерново-підзолистих ґрунтах, в чорноземах і ґрунтах напівпустельного комплексу найбільший вміст вуглекислоти спостерігається в теплий період року, коли CO_2 утворюється в результаті інтенсивної діяльності мікрофлори, дихання коріння та інших біологічних процесів. Крім того висока концентрація вуглекислоти в ґрунтовому повітрі спостерігається при її повільному утворенні, але в умовах поганого газообміну. Це спостерігається, наприклад, в період випадання великої кількості опадів та насичених до повної вологомисткості верхніх шарів ґрунту, а також при утворенні льодової кірки взимку або рано навесні.

В дерново-підзолистих суглинкових ґрунтах, які не перезвожуються, концентрація CO_2 в шарі 0–50 см коливається від 0,2 до 3,0 %; в шарі 100–200 см – від 1,2 до 3,4 %, в більш глибоких шарах – від 1,5 до 4,5 %. Великий вплив на абсолютний вміст вуглекислоти набуває характер рослинності. За даними Б.Н. Макарова (1966), максимальним він буває під пологом змішаного лісу, більш низьким в ґрунті під люцерною,

ще нижче в ґрунті, засіяному зерновими і найбільш низьким у ґрунті чистого пару. Так в ґрунті під люцерною на глибині 15 см в середньому було 1% CO₂, на глибині 30 см – 1,5 % ; під паром відповідно 0,2 та 0,3 %. Згідно з Є.А. Афанасьєвою, самі низькі концентрації CO₂ в ґрунтовому повітрі цілинного чорнозему спостерігаються навесні після сніготанення: 0,9–0,5 % від об'єму всього ґрунтового профілю (0–300 см). В міру розвитку біоти вміст CO₂ до літа підвищується. Найбільша кількість вуглекислоти продукується в поверхневому шарі але значна її частина йде в атмосферу в процесі «дихання» ґрунту. Тому до глибини 50 см вміст CO₂ у ґрунтовому повітрі не перевищує 0,5 % навіть влітку, дещо підвищується тільки після дощів.

2.9.4. Регулювання повітряного режиму ґрунту

Оптимальний повітряний режим має важливе значення в житті ґрунту та рослин, що мешкають на ньому. Ґрунтове повітря необхідне для дихання коріння, життєдіяльності корисних мікроорганізмів і проростання насіння.

Унаслідок дихання коріння і діяльності мікроорганізмів в ґрунтовому повітрі в порівнянні з атмосферним спостерігається значне підвищення концентрації вуглекислого газу (у 10 разів і більше). Для збагачення ґрунту киснем і позбавлення його від надлишків вуглекислого газу необхідний безперервний газообмін. Найважливішим чинником газообміну є дифузія газів, яка особливо добре проходить в пористих ґрунтах.

Турбота про поліпшення повітряного режиму особливо актуальна при сільськогосподарському використанні болотних ґрунтів і ґрунтів з тимчасовим надлишковим зволоженням (підзолисті, дерново-підзолисті, бурі лісові). Спостереження та розрахунки показують, що добрий газообмін між ґрунтом і атмосферним повітрям здійснюється при пористості аерації більш 15–20 % від об'єму ґрунту, для торф'яних ґрунтів – 30-40 %.

Осушення надмірно зволених ґрунтів і створення оптимальних умов аерації підвищують продуктивність не тільки сільськогосподарських культур, але й лісових насаджень.

Велике значення в створенні оптимального повітряного режиму ґрунту має поліпшення його фізичних властивостей і структури.

Регулювання газообміну необхідно проводити на всіх ґрунтах і в зонах, особливо на півночі України. Тут часто спостерігається заболочування в результаті поганого розкладання і посиленого накопичення органічної речовини унаслідок нестачі повітря. Збільшення

аерації на основі проведення меліоративних заходів і обробіток при заболочуванні є першочерговим завданням. Аерація при цьому сприятиме нейтралізації шкідливих закисних і не окислених сполук (FeO , H_2S , CH_4 , PH_3) шляхом їх окислення. У Нечорноземній зоні в умовах структурних ґрунтів, як правило, треба прагнути до зниження аерації з метою збереження від руйнування структури і затримання в ґрунті пароподібної вологи.

Регулювання повітряного режиму проводиться дренаванням, вапнуванням, поглибленням орного шару, внесенням органічних добрив, правильним обробітком, поливами, знищенням кірки, що утворилася на поверхні ґрунту та ін.

Контрольні питання

1. Які існують форми ґрунтового повітря?
2. Чим визначаються повітряно-фізичні властивості ґрунту?
3. Чим характеризується повітряний режим ґрунту? Методи його регулювання?

2.10. ТЕПЛОВІ ВЛАСТИВОСТІ ҐРУНТІВ

Тепло відіграє велику роль у ґрунтоутворювальних процесах. Від наявності тепла в ґрунті залежить хід біологічних процесів, які сприяють розвитку мікроорганізмів і росту рослин. Як встановлено дослідями, рослини, які ростуть і розвиваються при невідповідній температурі, передчасно старіють, уражуються швидше хворобами, вироджуються, в листках та коренях їх нагромаджується більше зольних речовин, ніж звичайно.

Коливання температури – важливий компонент мікроклімату ґрунту. Слідуючи річним циклам зміни температури повітря, температура ґрунту суттєвим чином впливає на багато процесів, які протікають у ґрунті. З тепловим режимом ґрунту тісно пов'язані початок і кінець вегетаційного періоду, просторове розміщення рослин, характер розповсюдження корневих систем, швидкість надходження до коріння поживних елементів. Температура ґрунту впливає на швидкість надходження води до коріння, на транспірацію, продуктивність рослин.

Температурний режим регулює чисельність мікроорганізмів та їх активність, мінеральні перетворення, процеси розпаду органічних решток і трансформації гумусу ґрунту. Температура ґрунтів контролює фазові переходи в системі «ґрунт – ґрунтовий розчин – ґрунтове повітря», процеси розчинення солей та газів, швидкість вивітрювання мінералів.

Утворення цементацийних структур в тропіках під впливом надмірного перегріву та фрагментарних структур в північних широтах (під дію переохолодження) також обумовлені особливостями температурного режиму ґрунту.

2.10.1. Надходження тепла до ґрунту

Теплова енергія в ґрунті має декілька джерел:

1. Променева енергія сонця;
2. Атмосферна радіація;
3. Внутрішня теплота земної кулі;
4. Енергія біохімічних процесів розпаду органічних решток;
5. Радіоактивний розпад.

Вклад двох останніх джерел дуже малий і не приймається до уваги в балансових розрахунках. Внутрішня теплота земної кулі також незначна [$4,19 \cdot 10^{-4}$ Дж/(см²·хв)]. Вклад цього джерела в тепловий потік великий лише в районах активної вулканічної діяльності. Атмосферна радіація набуває суттєвого значення в балансі теплоти в районах нестійкої атмосферної діяльності, в період вторгнення теплих або холодних повітряних мас. Таким чином, основним джерелом теплоти в ґрунті є променева енергія сонця.

Середня кількість тепла, що надходить до верхньої границі атмосфери Землі від Сонця (сонячна постійна), дорівнює 8,296 Дж/(см²·хв). Прихід тепла до земної поверхні менше внаслідок розсіювання його в атмосфері. Крім того, реальна кількість теплової енергії, що надійшла до ґрунту суттєвим чином корелюється географічною широтою, порою року, станом атмосфери, експозицією схилу, характером рослинного покриву, а також тепловими властивостями ґрунту.

2.10.2. Теплові характеристики ґрунту

Сукупність властивостей, що обумовлюють здатність ґрунту поглинати та переміщувати у своєму шарі теплову енергію, називається тепловими властивостями. До них відносяться: *теплопоглинальна (тепловідбиваюча) здатність ґрунту, теплоємність, теплопровідність, теплозасвоєння.*

Теплопоглинальна (тепловідбивна) – здатність ґрунту поглинати (відбивати) певну долю сонячної енергії, що падає на його поверхню. Характеризується альбедо (A) – частиною короткохвильової сонячної

радіації, що відбивається його поверхнею ($Q_{відб}$), вираженою у відсотках до загальної сонячної радіації ($Q_{заг}$):

$$A = \frac{Q_{відб}}{Q_{заг}} \cdot 100, \quad (2.32)$$

де $Q_{заг}$ та $Q_{відб}$ виражаються в Дж / (см²·хв).

Альbedo залежить від дуже багатьох властивостей ґрунту – його кольору, кількісного та якісного складу органічних речовин, механічного складу, структури, стану поверхні, вологості. Діапазон відбиття променевої енергії поверхнею ґрунту коливається від 8–10 до 30 %.

Властивість ґрунту поглинати теплову енергію називається *теплоємністю* (С); виражається через приріст теплоти (ΔQ) в ґрунті при зміні його температури (ΔT):

$$C = \Delta Q / \Delta T, \quad (2.33)$$

де С – теплоємність ґрунтів, Дж / (г·гр);

Q – кількість теплоти в ґрунті, Дж/гр;

T – температура ґрунту, °С.

Розрізняють три види теплоємності ґрунтів – питому, об’ємну та ефективну.

Питома теплоємність ґрунту (С) – характеризується кількістю теплоти, необхідної для нагрівання або виділення при охолодженні одиниці маси (1 г) абсолютно сухого ґрунту на 1 °С в інтервалі температур від 14,5 до 15,5 °С.

Об’ємна теплоємність ґрунту (С_v) чисельно дорівнює кількості теплоти, необхідної для нагрівання, або виділення при охолодженні одиниці об’єму (1см³) сухого ґрунту на 1 °С в тому ж інтервалі температур.

Питома та об’ємна теплоємність характеризують фізичні властивості ґрунту в стандартних, жорстко обмежених станах і визначаються мінералогічним та гранулометричним складом ґрунтів, вмістом органічних речовин, структурою:

Пісок кварцовий	– 0,82 – 0,83 Дж / (г·гр);
Глина	– 0,96 – 0,98
Повітря	– 1,02
Лід	– 2,09
Вода зв’язана	– 2,93 – 4,12
Вода вільна	– 4,12

В природних умовах теплоємність ґрунтів суттєвим чином відрізняється від стандартних параметрів, що пов’язано з різним рівнем зволоження. Зміна теплоємності ґрунтів залежно від вологості розраховується за формулою, яку запропонував П.І. Андріанов (1936)

$$C = 0,2x + 0,7y + (W - y) \quad (2.34)$$

де x – вміст мінеральних частинок, %;

y – вміст зв'язаної води, %;

W – вологість ґрунту, %.

Теплоємність ґрунту, яка характеризується сумарною кількістю тепла, що пішло на зміну температури одиниці маси ґрунту і фазового перетворення (випаровування, конденсація вологи, тобто процесів, що супроводжуються виділенням або поглинанням теплоти), називається *ефективною теплоємністю*.

Теплота, що надходить на поверхню ґрунтів, під дією створеного градієнта температур перерозподіляється у профілі ґрунту. Процес переносу теплоти називається *теплообміном*, а властивість ґрунтів передавати енергію шляхом теплової взаємодії твердих, рідких та газоподібних частинок, які взаємодіють між собою при стикуванні називається *теплопровідністю*.

Теплопровідність ґрунтів оцінюється коефіцієнтом теплопровідності (λ), який є емпіричною величиною, характерною для кожної різновидності і кожного генетичного шару ґрунту. Так як теплопровідність складових частинок ґрунту коливається в широких межах, коефіцієнт теплопровідності є інтегральною, динамічною величиною:

Повітря – 0,000210 Дж / (см·с·град)

Вода – 0,001107

Кварц – 0,00984

Граніт – 0,03362

Інтенсивність зміни температури ґрунтів характеризується коефіцієнтом температуропровідності, добутком від ділення коефіцієнта теплопровідності на об'ємну теплоємність

$$K = \frac{\lambda}{C_v}, \quad (2.35)$$

Ступінь акумуляції теплоти ґрунтом характеризується теплосасвоєнням ґрунту (β), який визначається за формулою А.Ф. Чудновського (1959)

$$\beta = \sqrt{\lambda \cdot C_v}. \quad (2.36)$$

2.10.3. Тепловий режим ґрунту

Під тепловим режимом ґрунту розуміють сукупність і певну послідовність явищ теплообміну в системі «приземний шар повітря – рослина – ґрунт – підстилаюча порода», а також сукупність процесів теплопереносу, теплоаккумуляції та теплорозсіювання в самому ґрунті.

Тепловий режим вивчено значно слабше ніж водний. Систематично досліджено на багатьох типах ґрунтів лише температурний режим – зміну температури ґрунту в часі.

Температура ґрунту найбільш динамічна величина, вода швидше ніж інші параметри ґрунту приходить у рівновагу з навколишнім середовищем. Рівновага між температурою атмосфери і поверхневим шаром ґрунту (0–5 см) встановлюється дуже скоро (на протязі хвилин), більш глибоких горизонтів – з деяким запізненням, яке тим довше, чим глибший шар ґрунту.

Тепловий та водний режими ґрунтів тісно взаємообумовлені, оскільки поведження в ґрунті, фазові переходи, напрямок і швидкість переміщення залежать від температури ґрунту. В свою чергу тепловий режим ґрунту, обумовлений ступенем його зволоження.

Добова динаміка температури найбільш різко виражена в першому півметровому шарі ґрунту. Вдень тепловий потік спрямований зверху вниз; вночі, внаслідок активного випромінювання тепла поверхнею ґрунту, знизу вверх. Максимальні температури відмічаються на поверхні ґрунту вдень, мінімальні – вночі. З глибиною амплітуда коливань температур знижується і добова динаміка на глибині 50 см практично повністю затухає. Так як процес теплового переносу не миттєвий, то нагрівання нижніх шарів спостерігається із запізненням.

На добовий режим ґрунтів суттєво впливають погодні умови місцевості, стан поверхні, вологість ґрунтів, їх механічний склад, кількість органічних речовин та забарвлення.

Річний режим температур ґрунту має більшу амплітуду коливань та виражений на більшій глибині, ніж добовий. На глибині 6 м річна температура коливається менш ніж на 1 °С.

Встановлення максимальної температури ґрунтів дещо відстає від максимуму температури повітря внаслідок інерційності теплового переносу в товщі ґрунту. Максимум температур на глибині 3 м встановлюється на декілька місяців пізніше, ніж на поверхні.

В.Н. Дімо (1968) розроблена систематика теплових режимів ґрунтів.

Класи	Типи
1. Промерзаючі	Мерзлотні Довго-сезонно-промерзаючі Сезонно-промерзаючі
2. Непромерзаючі	Непромерзаючі, що охолоджуються Непромерзаючі теплі Непромерзаючі жаркі

Мерзлотні ґрунти типові для територій з багаторічною мерзлотою. Середньорічна температура ґрунтів мінусова, панує процес охолодження. Температура самого теплого місяця на глибині 0,2 м не вища 20 °С. Сезонне замерзання і відтавання спостерігається до верхньої межі багаторічного мерзлого ґрунту. Цей тип теплового режиму виражений в ряді провінцій Євразійської полярної та Східно-Сибірської мерзлотно-тайгових областей.

Довго-сезонно-промерзаючі ґрунти – переважає плюсова середньорічна температура ґрунту, термін промерзання не менше 5 місяців. Температура найтеплішого місяця на глибині 0,2 від 10 до 25°С. Глибина промерзання більше 1 м але сезонне промерзання не зникається з багаторічною мерзлотою.

Сезонно-промерзаючі ґрунти мають плюсову середньорічну температуру. Тривалість промерзання не більше 2 місяців. Підстиляючі породи не мерзлі. Температура самого теплого місяця на глибині 0,2 м досягає 20–30 °С.

Непромерзаючі ґрунти мають плюсову середньорічну температуру всього профілю, включаючи температуру самого холодного місяця. Промерзання немає. Цей тип температурного режиму спостерігається в місцевостях теплої Європейської фації помірного поясу і в областях субтропічних і тропічних поясів.

Непромерзаючі, що охолоджуються, ґрунти мають плюсові температури самого холодного місяця на глибині 0,2 м, але не вище 5 °С; температура найтеплішого місяця на цій глибині до 35 °С.

Непромерзаючі теплі ґрунти мають на глибині 0,2 м у найхолодніший місяць від 5 до 20 °С.

Непромерзаючі жаркі ґрунти мають температуру на глибині 0,2 м на протязі всього року вище 20 °С.

2.10.4. Регулювання теплового режиму ґрунтів

Всі прийоми активного впливу на тепловий режим ґрунту поділяються на агротехнічні, агрометеліоративні і агрометеорологічні.

До першої групи відносяться різні способи обробітку ґрунту: прикочування, гребнювання, залишення стерні, мульчування; до другої – зрошення, осушення, лісові смуги; до третьої – прийоми, що знижують випромінювання тепла з ґрунту, заходи з боротьби з заморозками.

Вплив *агрометеліоративних* прийомів на тепловий режим найбільш стійкий і радикальний. Лісові смуги перешкоджають стоку води з території, сприяють накопиченню снігу і тим самим впливають безпосередньо на температуру ґрунту в зимовий період, змінюють мікроклімат місцевості, зокрема зменшують швидкість вітру в міжсмуговому просторі порівняно з відкритою місцевістю на 20–40 %. Цим самим зменшується вертикальний обмін приземного шару повітря з атмосферою, що супроводжується зниженням температури повітря в міжсмуговому просторі вдень та підвищенням уночі.

На тепловий режим ґрунтів суттєвий вплив має зрошення. Коефіцієнт теплопровідності незрошуваних ґрунтів значно менший ніж зрошуваних. Це викликає нерівномірне прогрівання і призводить до значних добових коливань верхніх шарів. На тепловий режим ґрунту значно впливає осушення.

Агротехнічні прийоми регулювання теплового режиму ґрунтів найбільш доступні для активного впливу на їх тепловий баланс. Створення гребенистої поверхні сприяє кращому прогріванню ґрунту, забезпечує більшу акумуляцію розсіяної радіації, поліпшує конвективний тепловий обмін повітря з ґрунтом і тим самим створює умови для підвищення морозостійкості рослин під час радіаційних заморозків. Температура ґрунту на гребенистій поверхні більш висока: на протязі літнього дня на 3–5 °С вища ніж на рівних ділянках.

Прикочуванням верхнього шару можна підвищити середньодобову температуру на 3–5 °С в 10-сантиметровому шарі за рахунок більш високої теплопровідності ущільненого ґрунту.

До *агрометеорологічних прийомів*, що впливають на тепловий режим ґрунту, відноситься створення димових завіс, які знижують випромінювання тепла з ґрунту та захищають рослини від заморозків.

Контрольні питання

1. Охарактеризуйте джерела тепла в ґрунті.
2. Охарактеризуйте основні теплові властивості ґрунтів.
3. Дайте характеристику тепловим режимам ґрунтів.
4. Охарактеризуйте прийоми регулювання теплового режиму.

2.11. ГРУНТОВИЙ РОЗЧИН ТА ОКИСНО-ВІДНОВНІ ПРОЦЕСИ В ГРУНТАХ

2.11.1. Грунтовий розчин

Грунтовим розчином називається волога, що знаходиться в ґрунті і містить в розчиненому стані органічні і мінеральні речовини, гази і колоїдні золі.

В.І. Вернадський вважав ґрунтові розчини однією з найважливіших категорій природних вод, «основним субстратом життя», «основним елементом механізму біосфери». У вивчення складу і динаміки ґрунтових розчинів, а також у розробку методів виділення внесли істотний внесок К. Гедройц, О. Дояренко, А. Шмук, С. Захаров, О. Роде, П. Крюков, М. Комарова, Є. Шилова та інші.

Грунтовий розчин – найактивніша частина ґрунту. Він постійно перебуває в стані динамічної рівноваги з твердою фазою і повітрям ґрунту. Формування складу ґрунтових розчинів – складний процес, який обумовлюється і регулюється як абіотичними, так і біотичними факторами та компонентами ґрунту і екосистеми в цілому.

Грунтовий розчин утворюється в результаті взаємодії води, що надходить в ґрунт, з її твердою фазою і розчинення деяких органічних та мінеральних речовин і їх похідних. Найбільш істотним джерелом ґрунтових розчинів є атмосферні опади. Дощова вода, що надходить в ґрунт, містить певну кількість розчинених речовин: газів атмосферного повітря (кисень, вуглекислий газ, азот тощо), а також сполук, що знаходяться в повітрі у вигляді пилу. Грунтові води також можуть брати участь у їх формуванні. Залежно від типу водного режиму ґрунту участь ґрунтових вод може бути систематичною (випітний або застійний водний режим) та періодичною (періодично випітний водний режим). При зрошенні додатковим джерелом вологи для ґрунтових розчинів стають поливні води. Атмосферні опади, поверхневі води, роси, ґрунтові води, потрапляючи в ґрунт і переходячи в категорію рідкої її фази, змінюють свій склад при взаємодії з твердою і газоподібною фазами ґрунту, з кореневими системами рослин і живими організмами, що населяють ґрунт. Утворений ґрунтовий розчин, в свою чергу, грає величезну роль у динаміці ґрунтів, живленні рослин і мікроорганізмів, бере активну участь в процесах перетворення мінеральних і органічних сполук у ґрунтах, в їх пересуванні за профілем.

Вміст вологи в ґрунтах і кількість ґрунтового розчину можуть коливатися в дуже широких межах, від десятків відсотків, коли вода

займає практично всю порозність ґрунту, і до часток відсотка, коли в ґрунті знаходиться лише адсорбована вода. Фізично міцнозв'язана вода (гігроскопічна і частково максимальна гігроскопічна) представляє собою нерозчинний об'єм ґрунтової води, тому вона не входить до складу ґрунтового розчину. Не встигають стати специфічним ґрунтовим розчином і гравітаційні води, які швидко просочуються через ґрунтові горизонти по великих тріщинах і ходах коренів. Ґрунтовий розчин включає всі форми капілярної, слабко- і міцнозв'язаної води ґрунту.

Ґрунтовий розчин має величезне значення у генезі ґрунтів та їх родючості. Він бере участь у процесах перетворення (руйнування і синтезу) мінеральних і органічних сполук, у складі ґрунтового розчину по профілю ґрунтів переміщуються різноманітні продукти ґрунтоутворення. Виключно велика роль ґрунтового розчину в живленні рослин. Тому важливо знати його склад, властивості (реакція, буферність, осмотичний тиск) і динаміку.

В складі ґрунтового розчину завжди виявляється певна кількість водорозчинних органічних кислот і їх солей, а також нітрати, фосфати, сульфати, хлориди, карбонати та ін.

Більша частина хімічних сполук перебуває в ґрунтовому розчині у вигляді іонів. Основними катіонами ґрунтового розчину є Ca^{2+} , Mg^{2+} , Na^+ , K^+ , NH_4^+ , H^+ . В сильно кислих ґрунтах також присутні Al^{3+} , Fe^{3+} , у заболочених – Fe^{2+} .

Основними аніонами ґрунтового розчину є HCO_3^- , NO_2^- , NO_3^- , H_2PO_4^- , HPO_4^{2-} , SO_4^{2-} , Cl^- та ін. У незасолених ґрунтах переважає бікарбонат-іони, а в засолених – хлор- і сульфат-іони.

Крім мінеральних сполук у ґрунтовому розчині містяться водорозчинні органічні сполуки: органічні кислоти, фульвокислоти, амінокислоти, сахари, спирти та ін.

Концентрація розчинених речовин визначає величину осмотичного тиску ґрунтового розчину. Залежно від складу ґрунту та умов середовища вона буває самою різною. Осмотичний тиск незасолених ґрунтів не перевищує 2–3 атмосфери. У посушливі періоди, коли концентрація ґрунтового розчину підвищується, підвищується і осмотичний тиск, при зволоженні ґрунту – знижується. В південних умовах, з невеликою кількістю атмосферних опадів та високою температурою, в ґрунтовому розчині буває значна кількість солей і концентрація ґрунтового розчину може сягати значних величин, на півночі вона незначна.

У засолених ґрунтах осмотичний тиск ґрунтового розчину досягає 10 атм і більше.

Для живлення рослин велику роль відіграє осмотичний тиск ґрунтового розчину. Якщо він дорівнює осмотичному тиску соку рослин або вище його, то надходження води у рослину припиняється. Всмоктувальна сила коріння більшості сільськогосподарських рослин не перевищує 100–120 мПа.

Осмотичний тиск залежить від концентрації ґрунтового розчину і ступеню дисоціації розчинених речовин. В незасолених ґрунтах осмотичний тиск складає не більше 10 мПа; великі дози добрива можуть підвищити його до 15–20 мПа. Осмотичний тиск сильно змінюється при зміні вологості ґрунту, так як концентрація ґрунтового розчину при цьому сильно варіює.

Найбільш високим осмотичним тиском характеризуються засолені ґрунти, в яких осмотичний тиск може складати 50–60 мПа.

Величина осмотичного тиску впливає на засвоєння води корінням рослин. Якщо осмотичний тиск ґрунтового розчину більший, ніж тиск клітинного соку, то надходження води в кореневі волоски припиняється, незважаючи на значний вміст вільної води у ґрунті. В цьому разі рослина гине від фізіологічної посухи.

В ґрунтах, в яких немає великої кількості солей, ґрунтовий розчин займає капілярні проміжки ґрунту і його вільні пори, він доступний для рослин. Найбільш сприятливим середовищем для культурних рослин буде таке, яке має слабокислу або слаболужну реакцію, близьку до нейтральної при рН 6,0–7,5.

Вступаючи в постійну взаємодію з твердою фазою ґрунту та ґрунтовим повітрям, ґрунтовий розчин збагачується фосфорною кислотою і нітратами, поглинає аміак, розчиняє вуглекислий газ. Все це сприяє подальшій мобілізації елементів живлення рослин за рахунок мінеральної частини ґрунту.

Значення в житті рослин ґрунтового розчину, як найбільш активної і рухомої його частини, дуже велике. Ґрунтовий розчин є основним джерелом, за рахунок якого рослини одержують необхідні їм елементи живлення в легкозасвоєваній формі. Весь процес мобілізації і пересування у ґрунті поживних речовин, в тому числі і за рахунок добрив, проходить через ґрунтовий розчин.

Формування і розвиток різних ґрунтів, їх хімічний склад і родючість – все це органічно пов'язано зі складом і концентрацією ґрунтового розчину. Ось чому дуже важливо постійно піклуватися станом ґрунтового розчину і підтримувати його в необхідному стані у відповідності з особливостями окремих ґрунтів.

Так, на засолених ґрунтах з допомогою промивки та дренажу необхідно вилучати шкідливий надлишок розчинених у ґрунтовому розчині солей, знижувати їх концентрацію і осмотичний тиск. На бідних ґрунтах шляхом внесення добрив і відповідного їх обробітку необхідно збагачувати ґрунтовий розчин поживними речовинами.

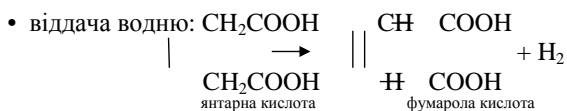
Реакцію ґрунтового розчину у відповідності з конкретними умовами можна регулювати вапнуванням або гіпсуванням.

2.11.2. Окисно-відновні процеси в ґрунтах

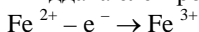
Основний окиснювач у ґрунті – молекулярний кисень ґрунтового повітря та ґрунтового розчину.

У ґрунті широко розповсюджені окисно-відновні процеси і в цьому відношенні його можна розглядати як складну окисно-відновну систему. Процесами *окиснення* називаються:

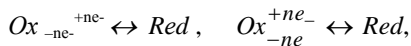
- приєднання кисню: $2\text{KNO}_2 + \text{O}_2 \rightarrow 2\text{KNO}_3$;



- віддача електронів без участі водню і кисню:



Зворотні процеси мають назву «*відновлення*». Реакції окиснення і відновлення завжди протікають одночасно. У цьому процесі беруть участь дві або кілька речовин: одні втрачають електрони, окиснюються (реакція окиснення), інші – приєднують електрони, відновлюються (реакція відновлення). Донор електронів називається відновником (він окиснюється), акцептор – окиснювачем (він відновлюється). У загальному вигляді реакція записується так:



де *Ox* – окиснювач;

Red – відновник;

e – електрони;

n – кількість електронів, що беруть участь у реакції.

Окиснювальні процеси проходять при перетворенні органічної речовини в ґрунті. Наприклад, окиснення тирозину та інших ароматичних амінокислот у меланіни, окиснення сполук ненасиченого ряду, окиснення дубильних речовин, сахарів, амінокислот, білків та інших речовин, що входять до складу рослинних решток. В цілому, окиснювальним процесом є також гуміфікація.

Більшість реакцій окиснення органічних речовин ґрунту відноситься до групи необоротних. Оборотними окисно-відновними реакціями є широко розповсюджені в ґрунті реакції окиснення і відновлення заліза ($\text{Fe}^{3+} \leftrightarrow \text{Fe}^{2+}$), марганцю ($\text{Mn}^{4+} \leftrightarrow \text{Mn}^{2+}$), азоту ($\text{N}^{5+} \leftrightarrow \text{N}^{3+}$). У ґрунті проходить окиснення і відновлення кисню і водню ($\text{O} \leftrightarrow \text{O}^{2-}$; $\text{H} \leftrightarrow \text{H}^+$),

сірки ($S^{6+} \leftrightarrow S^{2+}$) та ін. Більшість з цих реакцій має біохімічну природу, тобто тісно пов'язана з розвитком мікробіологічних процесів. Тому інтенсивність останніх значною мірою впливає на ступінь розвитку окисно-відновних процесів.

Оскільки розвиток окисно-відновних процесів у ґрунті тісно пов'язаний з умовами його аерації, а, отже, залежить від усіх властивостей ґрунтів, що визначають стан газообміну (структура, щільність, гранулометричний склад і т.п.) і, перш за все, від вологості.

Інтенсивність і спрямованість окисно-відновних процесів залежать від стану зволоження і аерації ґрунтів, а також від вмісту в них органічної речовини і температурних умов, сприятливих для розвитку біохімічних процесів.

Погіршення аерації в результаті перезволоження ґрунту, ущільнення, утворення кірки та інших причин призводить до зниження окисно-відновного потенціалу. Найбільш різке падіння потенціалу відбувається в ґрунтах при вологості, близькій до повної вологомісткості, коли порушується нормальний газообмін ґрунтового повітря з атмосферним. Крім того, суттєво впливає на окисно-відновні процеси у ґрунті вміст і форма органічних речовин. Швидке зниження величини потенціалу при перезволоженні ґрунту спостерігається, як правило, тільки в гумусових горизонтах. Свіжа, не розкладена органічна речовина, яка містить багато білків і розчинних вуглеводів, – найкращий матеріал для життєдіяльності мікроорганізмів, сприяє інтенсивному розвитку відновних процесів у перезволоженому ґрунті.

Для кількісної характеристики окисно-відновного стану ґрунту використовують величину *окисно-відновного потенціалу (ОВП)*, який, як правило, є опосередкованим, оскільки будь-який ґрунт містить одночасно окиснені та відновлені форми сполук, що і зумовлюють величину ОВП, яку визначають експериментально.

Окисно-відновним потенціалом ґрунту називають різницю потенціалів, що виникає між ґрунтовим розчином і електродом із інертного металу (платини), поміщеного в ґрунт.

Вимірюється ОВП за допомогою потенціометра й виражається в мВ. Як електрод порівняння використовують каломельний електрод. Величина окисно-відновного потенціалу ($E_{ов}$) характеризується рівнянням Петерса:

$$E_{ов} = E_0 + \frac{RT}{nF} \ln \frac{A[Ox]}{A[Red]} \quad (2.37)$$

де $E_{ов}$ – величина окисно-відновного потенціалу, мВ;

E_0 – нормальний потенціал, коли $[Ox]:[Red]=1$;

R – універсальна газова постійна, Дж/(моль К);

T – абсолютна температура, К;
 K – число Фарадея (96485,3 Кл/моль);
 n – кількість електронів, що беруть участь в окислювально-відновній реакції;

$A[Ox], A[Red]$ – активна концентрація окислювача або відновника.

Згідно з рівнянням, чим вища концентрація окисника, тим вищий потенціал. Якщо активні концентрації окисника і відновника однакові, то відношення (окисн.)/(віднов.) дорівнює одиниці і тоді: $E_{ов} = E_0$.

Потенціал системи, в якій активність окисника і відновника однакові і дорівнюють одиниці, називається *нормальним потенціалом* окисно-відновної системи. Окисно-відновний потенціал по відношенню до водню позначають Eh .

Зміну потенціалу вираховують до умовного стандартного електроду. В електрохімії за нього прийнято водневий електрод. Потенціал стандартного нормального водневого електроду (який насичений при тиску в 1 атм газоподібним воднем і знаходиться в рівновазі з розчином, активність водневих іонів якого дорівнює одиниці) умовно вважається рівним нулю. Величина і знак заряду інших електродів, що використовуються при визначенні ОВП системи, встановлюється шляхом порівняння з водневим електродом.

Напруженість окисно-відновних процесів у ґрунтах певною мірою пов'язана з умовами реакції середовища – з величиною рН. Реакція середовища впливає на інтенсивність і спрямованість мікробіологічних процесів.

Для одержання порівняльних даних щодо окисно-відновних умов в середовищах з різною величиною рН Кларк запропонував використовувати показник rH_2 , який представляє собою від'ємний логарифм тиску концентрації молекулярного водню:

$$rH_2 = \frac{Eh}{30} + 2pH \quad (2.38)$$

Якщо $rH_2 > 27$, це свідчить про переважання у ґрунті окисних процесів. Для відновних процесів у ґрунтах характерна величина, нижче 27 (22–25). При інтенсивному розвитку відновних процесів величина rH_2 нижче 20.

ОВП у різних типів ґрунтів і різних генетичних горизонтах одного ґрунту коливається в межах 100–750 мВ. Конкретний прояв окисно-відновних процесів у ґрунті залежить від його генетичних особливостей та стану водно-повітряного й температурного режимів. Тому різні ґрунти мають свої особливості у розвитку окисно-відновних процесів та сезонної динаміки їх прояву.

В дерново-підзолистих ґрунтах нормального зволоження величини

ОВП змінюються в межах 550–750 мВ, у чорноземах 400–600 мВ. Найбільш низькими потенціалами характеризуються болотні ґрунти та ґрунти рисових полів, що перебувають під тривалим затопленням. При значеннях Eh менше 200 мВ спостерігається інтенсивний розвиток відновних процесів з типовими ознаками глеєутворення. Ґрунти нормального зволоження характеризуються відносно вирівняною величиною ОВП впродовж вегетаційного періоду, однак у періоді підвищеного зволоження ґрунтів і найбільш інтенсивного розвитку мікробіологічних процесів спостерігається деяке зниження його величини.

Найбільш контрастною динамікою окисно-відновних процесів характеризуються ґрунти, яким притаманне тимчасове перезволоження: дерново-підзолисті, бурувато-підзолисті, дерново-глеєві та ін.

2.11.3. Роль ОВП у ґрунтоутворенні і родючості ґрунтів

Окисно-відновні процеси пов'язані з процесами перетворення рослинних решток, накопичення гумусу. Надлишкове зволоження уповільнює розклад органічної речовини, сприяє переважному утворенню фульвокислот. Зміна умов зволоження і висушування, відновлення і окиснення, найсприятливіша для проходження процесів розкладу органічної речовини, рослинних решток, дегуміфікації.

ОВ-режим визначає співвідношення у ґрунті елементів з різним ступенем окиснення. При відновленні сполук заліза і марганцю підвищується їх розчинність, рухомість, вони мігрують по профілю.

З відновними явищами пов'язаний розвиток елювіально-глейового процесу у сезонно-надлишково зволжених ґрунтах, формування елювіальних горизонтів. При зміні відновних умов на окисні виникають залізо-марганцеві новоутворення: ортштейни, конкреції, бобовини, плівки тощо. При відновленні сульфатів з'являються H_2S , FeS_2 , які надають ґрунтові темного кольору.

Поживний режим ґрунту складається несприятливо як при різко окисних, так і при різко відновних умовах: анаеробіоз призводить до накопичення у ґрунтах H_2S , CH_4 , H_2 , NH_3 та ін. Оптимальні умови для процесів нітрифікації створюються при Eh 350–500 мВ. Головні прийоми регулювання ОВ-умов – оптимізація водно-повітряного режиму ґрунтів.

2.11.4. Динаміка концентрації ґрунтового розчину

Тісний зв'язок складу ґрунтових розчинів із змінами температури та вологості ґрунту, інтенсивністю діяльності мікрофлори і мікрофауни ґрунтів, метаболізмом вищих рослин, процесами розкладання органічних залишків в ґрунті визначають чітко виражену його добову і сезонну динаміку.

Для більшості типів ґрунтів характерне поступове, іноді дуже значне зростання концентрації ґрунтового розчину навесні та влітку, особливо у верхніх горизонтах. Це пов'язано зі збільшенням концентрації ґрунтової вологи за рахунок випаровування і транспірації, збільшенням інтенсивності розкладання органічних залишків у теплу пору року. Ця загальна закономірність порушується в ряді випадків через своєрідність режиму окремих видів ґрунтів. Так, наприклад, в тундрових мерзлотних ґрунтах найбільш істотне зростання концентрації ґрунтових розчинів спостерігається у верхніх горизонтах ґрунтів наприкінці зими за рахунок криогенного підтягування розчинів з нижніх горизонтів ґрунту до більш холодного шару. Танення снігу та літні дощі викликають деяке промивання ґрунту і розведення розчинів.

Ступінь динамічності складу ґрунтових розчинів різних генетичних горизонтів ґрунтів неоднакова. Вміст мікроорганізмів, а отже, і інтенсивність біохімічних процесів найбільш високі у підстилці і гумусоакумулятивному горизонті. В цих же горизонтах і найбільш контрастні температурні умови і режим зволоження. Відповідно до цього хімічний склад ґрунтових розчинів верхніх горизонтів найбільш динамічний.

Дослідження на звичайних чорноземах показали, що сезонна динаміка загальної концентрації ґрунтових розчинів чорноземів не має чітко виражених закономірностей; максимуми концентрації можуть спостерігатися у різні моменти вегетаційного періоду. Було відзначено, що причини підвищення концентрації ґрунтового розчину можуть бути принципово різними. Найбільш очевидною причиною є концентрація розчину, що спостерігається в найбільш жаркі і сухі періоди року. Однак, концентрація ґрунтових розчинів може підвищуватися і навесні, і на початку літа, коли відбувається бурхливий приріст фітомаси степової рослинності. В розчин надходять рясні кореневі виділення та різноманітні продукти розкладання органічного опаду. Загальна концентрація ґрунтового розчину в цей період може зростати до 2 г/л.

Порівняння складу і динаміки ґрунтових розчинів з динамікою процесів приросту фітомаси і розкладання осаду в степах і широколистяних лісах показало, що вирішальний вплив на склад ґрунтових розчинів теплого періоду року надає біологічний фактор.

Фізико-хімічні процеси збільшення концентрації або розбавлення відіграють в цей час другорядну роль.

Своєрідна динаміка солей у ґрунтових розчинах засолених ґрунтів. У весняний період при підвищенні температури повітря і ґрунту починається поступове випаровування ґрунтової вологи. Відповідно підвищується концентрація всіх розчинених у ґрунті солей. Цей процес досягає свого максимального вираження в період настання літньої спеки і сильного висушування ґрунту. У цей період концентрація легкорозчинних солей $MgCl_2$, Na_2SO_4 , $MgSO_4$ гідрокарбонатів і сульфатів кальцію близька до точки насичення ними розчину. Концентрація ґрунтових розчинів солончаків може досягати в цей період 350–400 г/л. Ця фаза сезонного циклу сольового режиму може бути названа фазою соленакопичення.

У період осінньо-зимових дощів атмосферні опади розбавляють ґрунтовий розчин і розчиняють частину солей, що випали влітку з розчину в тверду фазу ґрунту, – настає фаза розбавлення ґрунтових розчинів. Коли під впливом атмосферних опадів вологість ґрунту починає перевищувати найменшу вологомісткість, ґрунтовий розчин переміщається донизу. При цьому він сильно розбавляється у верхніх горизонтах ґрунту, а нижні горизонти ґрунту і верхні шари ґрунтових вод набувають підвищену мінералізацію. Цю третю фазу сольового режиму можна назвати фазою вилуговування і опріснення ґрунтового профілю.

Зміна концентрації ґрунтового розчину засолених ґрунтів в річному циклі може бути ілюстрована наступними показниками: в горизонтах 0–5 см середньозасоленого сірозему концентрація від зими до літа зростає від 7 до 150 г/л, в пухкому солончаку – від 16 до 410 г/л відповідно. В умовах зрошення сольовий режим ґрунтових розчинів ускладнюється, хоча загальний хід річного режиму зберігається. Кожен полив у слабкому ступені створює умови для настання фази вилуговування і опріснення. Після закінчення поливу внаслідок інтенсивного випаровування ґрунтових вод починається процес підвищення концентрації солей у ґрунтовому розчині.

Використання нових методів дослідження ґрунтових розчинів за допомогою іоноселективних електродів дозволило в останні роки отримати дані про добову динаміку ряду іонів у ґрунтових розчинах.

Дослідження на чорноземах показали, що до особливо різкого коливання концентрації схильна активність іонів кальцію. Максимум концентрації іонів кальцію припадає на денні години, мінімум – на нічні. Це пов'язано з більш активним виділенням вдень вуглекислоти ґрунтовою біотою, зміщенням гідрокарбонатно-кальцієвої рівноваги в бік розчинення кальцію і витіснення його з ґрунтового поглинаючого комплексу. Добова динаміка нітрат-іона в поверхневому горизонті цілинного чорнозему протилежна динаміці кальцію. Найбільша концентрація нітратів спостерігається в нічні години, рано-вранці і ввечері, вдень в період

інтенсивної фотосинтетичної діяльності вищих рослин, вона мінімальна. Ці два приклади показують, наскільки варіабельний склад ґрунтового розчину в добовому циклі і як тісно він пов'язаний з функціонуванням всієї екосистеми в цілому.

Для більшості ґрунтових типів характерна неоднорідність ОВ-стану їх профілю. Це проявляється в кількох видах: в мінливості ОВ-стану за генетичним горизонтом ґрунтового профілю, в межах одного горизонту в окремих його ділянках і в мінливості ОВ-стану профілю ґрунтів і окремих його горизонтів у часі. Так, багатоаморфні ґрунти характеризуються зниженими показниками ОВ-потенціалу у верхніх гумусових горизонтах з поступовим їх збільшенням вниз за профілем. Такий тип розподілу ОВ-потенціалу за профілем обумовлений тісним зв'язком окислювально-відновних процесів з мікробіологічною діяльністю та особливою роллю органічної речовини як чинника мікробіологічної активності. У полугідроморфних ґрунтах з ґрунтовим додатковим зволоженням найбільш низький потенціал властивий нижнім оглесним горизонтам. Для гідроморфних ґрунтів типова деяка гетерогенність ОВ-стану їх профілю при переважанні відновлювальних умов. Неоднорідність ОВ-стану в мікрозонах одного і того ж горизонту ґрунту обумовлена різною мікробіологічною активністю в окремих ділянках у зв'язку з неоднорідним розподілом органічної речовини, різними умовами зволоження і газообміну і т.д. Так, встановлено відмінність у ОВ-стані всередині і на поверхні структурних окремоостей гумусових горизонтів.

Сезонна мінливість водно-повітряного, температурного та мікробіологічного режимів визначає динаміку окислювально-відновних процесів у ґрунтах, тобто їх окислювально-відновний режим. Під окислювально-відновним режимом ґрунтів слід розуміти співвідношення окисно-відновних процесів у ґрунтовому профілі в річному циклі ґрунтоутворення. Конкретне вираження окислювально-відновного режиму визначається проявом зазначених форм неоднорідності (мінливості) окислювально-відновного стану ґрунтів у зв'язку з їх генетичними властивостями, особливостями складу і режимів, обумовлених також господарським впливом людини на ґрунт.

Розрізняють такі типи окислювально-відновного режиму ґрунтів:

1) *ґрунти з абсолютним пануванням окисних процесів – автоморфні ґрунти степів, напівпустель і пустель (чорноземи, каштанові, сірокоричневі, бурі напівпустельні, сіроземи, сіро-бурі та ін.);*

2) *ґрунти з пануванням окисних умов при можливому прояві відновних процесів в окремі вологі роки або сезони (автоморфні ґрунти тайгово-лісової зони, вологих субтропіків, листяно-лісової і буроземно-лісової зон);*

3) *ґрунти з контрастним окислювально-відновним режимом (полугідроморфні ґрунти різних зон).*

Найбільш контрастною динамікою окислювально-відновних процесів характеризуються ґрунти з тимчасовим надлишковим зволоженням. Такі ґрунти широко поширені серед підзолистих, дерново-підзолистих, бурих лісових, солонців, солонців та інших типів ґрунтів;

4) *ґрунти із стійким відновлювальним режимом (болотні і гідроморфні солончаки).*

Найбільш мінливі показники ОВ-потенціалу у верхніх, збагачених органічною речовиною, горизонтах, де спостерігається найбільше коливання в зволоженні ґрунту та інтенсивніше протікають мікробіологічні процеси. Нижні, бідні органічною речовиною горизонти, де слабо розвинені мікробіологічні процеси і тому немає інтенсивної витрати кисню, зазвичай характеризуються і більш високими показниками потенціалу.

У мінеральних ґрунтах сталого ґрунтового заболочування найменший потенціал спостерігається в нижніх горизонтах. Окислювально-відновні процеси мають вплив на ґрунтоутворювальний процес і родючість ґрунтів. З ними тісно пов'язані перетворення рослинних залишків, темпи накопичення та склад утворених органічних речовин, а отже, і формування профілю ґрунтів. Надмірне зволоження і низькі значення ОВ-потенціалу уповільнюють розкладання рослинних залишків, сприяють утворенню найбільш рухливих і активних форм органічних речовин, переходу гумінових кислот у фульвокислоти. З розвитком окисно-відновних процесів пов'язано також перетворення сполук азоту, сірки, фосфору, заліза і марганцю в ґрунтах.

Оптимальні умови для нітрифікації при $E_h = 350\text{--}500$ мВ, при різкому падінні потенціалу розвивається денітрифікація.

Зниження окислювально-відновного потенціалу до 200–250 мВ, а в слабкогумусових підзолистих ґрунтах і до 350–400 мВ призводить до утворення помітних кількостей закисного заліза і рухомого Mn^{2+} .

Знання ОВ потенціалу ґрунтів дозволяє судити про загальну спрямованість окисно-відновних процесів і визначати необхідність застосування заходів щодо регулювання окисно-відновного режиму ґрунту.

2.11.5. Ґрунтовий розчин в біогеохімічному кругообігу

Ґрунтовий розчин бере участь у процесах абіотичних взаємодій та переносу у ґрунтах: сорбції, хелатоутворенні, фізико-хімічному розкладанні речовин. Сорбційні процеси характеризуються перерозподілом речовини в іонній і молекулярній формах між твердою, рідкою і газоподібною формами ґрунту. Тверда фаза ґрунту завдяки розвиненій поверхні, наявності різних функціональних груп, представляє

собою складний поліфункціональний сорбент, здатний до одночасного поглинання катіонів, аніонів та нейтральних молекул. При цьому міцність зв'язків, механізм поглинання, можливість зворотного переходу сорбованих ґрунтом частинок у розчин або газоподібну фазу дуже сильно варіюють. Зазвичай у ґрунтах виділяють кілька типів сорбційних взаємодій. Обмінне і необмінне поглинання іонів, головним чином катіонів, характерно для всіх типів ґрунтів. Різні ґрунти залежно від гранулометричного складу, вмісту органічної речовини та інших особливостей, здатні поглинати від одиниць до десятків міліграмів-еквівалентів катіонів на 100 г ґрунту. При цьому для більшої частини поглинених катіонів дотримується правило оборотності та еквівалентності іонного обміну. Згідно з цим правилом, поглинені катіони твердої фази можуть заміщатися іншими катіонами з ґрунтового розчину в еквівалентних кількостях.

Таким чином, обмінно-сорбовані катіони здатні легко переходити в ґрунтовий розчин, поглинатися рослинами, мігрувати в результаті дифузії, переміщатися з ґрунтовою вологою і т.д. У той же час поряд з обмінним поглинанням деякі катіони здатні необмінно поглинатися твердою фазою ґрунту (фіксуватися). Склад поглинених катіонів чинить істотний вплив на кореневе живлення, а отже, і на життя рослин. Так, надмірний вміст обмінних водню та алюмінію в кислих ґрунтах тайгової зони і вологих субтропіків негативно впливає на багато культурних рослин і має бути усунено вапнуванням. Надлишковий вміст обмінних натрію і магнію в засолених ґрунтах також негативно впливає на родючість ґрунтів і усувається різними прийомами хімічної меліорації, наприклад, гіпсуванням. Ґрунти також обмінно і необмінно поглинають аніони, хоча ця здатність виражена помітно слабкіше, оскільки в ґрунтах переважають функціональні групи, що несуть негативний заряд. Обмінне і необмінне поглинання іонів показує, що сорбція це не тільки масоперенос речовини на колоїдному і мікроагрегатному рівні, але і один з видів трансформації речовини, що призводить до виникнення якісно нових поверхонь в ґрунтах, зміни концентрації іонів у ґрунтових розчинах. В принципі будь-який тип сорбційної взаємодії у ґрунті може розглядатися як трансформційний абіотичний процес. У ґрунтах також широко представлені інші види сорбційних взаємодій – поглинання молекул за типом фізичної взаємодії, хімічної взаємодії з утворенням різних за характером і міцністю зв'язків сорбційних систем і т.д.

Процеси сорбційного закріплення молекул мають виключно важливе значення у збереженні та відносної стабілізації ґрунтового гумусу, детоксикації багатьох пестицидів, що вносяться в орні ґрунти. Комплексо- і хелатоутворення широко розповсюджено в ґрунтах завдяки наявності в них багатьох речовин, особливо органічних, здатних утворювати особливий клас більш складних хімічних сполук, які відрізняються

характерною будовою, зокрема, наявністю атома металу (рідше неметалу) у певному валентному стані, пов'язаного з одним або кількома здатними до самостійного існування іонами або молекулами. Речовини типу хелатів являють собою особливу групу комплексних сполук. Комплексо- і хелатоутворення може протікати в ґрунтовому розчині практично без участі твердої фази. В результаті цих процесів суттєво змінюються властивості молекул та іонів, які беруть участь у взаємодії.

Наприклад, іони металів, які входять до складу комплексних сполук, можуть повністю втратити здатність до обмінного поглинання, і за рахунок цього суттєво збільшити здатність до переміщення в складі ґрунтового розчину. Змінюється і здатність до біологічного поглинання іонів. В даний час комплексоутворенню надається важливе значення в процесах трансформації і міграції речовини у багатьох ґрунтах. У ґрунтах також можуть протікати реакції комплексоутворення, які супроводжуються переходом продуктів взаємодії, що утворюють комплекс, в тверду фазу ґрунту. В цьому випадку має місце так звана комплексоутворювальна сорбція. Фізико-хімічне розкладання речовини в ґрунті найбільш вивчено для деяких речовин, що надходять у ґрунт ззовні, Наприклад, органічних пестицидів, молекула яких розпадаються на більш прості сполуки. Відомо, що в цьому розпаді певну роль може грати гідроліз, зокрема, за участю гідролітичних ферментів, які утворюються мікробіологічним шляхом.

Деякі компоненти ґрунту, наприклад гумус, можуть грати роль катализаторів, істотно прискорюючи хімічні процеси. Певна роль відводиться і фоторозкладенню – розпаду речовини під дією сонячного світла. Ґрунтові сполуки також схильні до розкладання під впливом абіогенних фізико-хімічних чинників, в тому числі процесів кислотного та лужного гідролізу деяких мінералів. Ґрунтові розчини також беруть участь у процесах переміщення речовини. У ґрунтах, розташованих на території з достатньою кількістю атмосферних опадів, спостерігається більш-менш інтенсивне переміщення ґрунтової вологи, разом з якою переміщуються і розчинені речовини, а також зважені тонкодисперсні частинки. Цим потокам традиційно відводилося дуже велике місце у формуванні багатьох типів ґрунтів.

У природних біогеоценозах на ґрунтах підзолистого типу, меншою мірою в інших типах ґрунтів, завдяки низхідній абіогенній міграції здійснюється повернення в кореневмісний шар біофільних елементів, винесених на поверхню ґрунту біологічним шляхом. Основні ланки біогеохімічного кругообігу речовин у ґрунтах включають біологічне переміщення речовини знизу вгору і абіотичну міграцію його у зворотному напрямку. Завдяки абіотичній низхідній вертикальній міграції відбувається переміщення добрив, сільськогосподарських отрутохімікатів, різних забруднювачів за профілем ґрунту і часткове їх надходження в ґрунтові води. Шляхи вертикальної міграції речовин в ґрунтах досить складні. У

грунтах здійснюється не суцільне фронтальне перенесення вологи і розчинених речовин, а локалізоване переміщення по тріщинах, ходах коренів і т.д. Крім того, напрям потоків внаслідок неоднорідності ґрунту, наявності постійних і тимчасових водотривів та з інших причин, часто більш-менш значно відхиляється від строго вертикального, переходячи в ряді випадків в бічні латеральні потоки. В процесі міграції змінюється склад ґрунтового розчину. Це пов'язано з тим, що середня швидкість переміщення розчиненої речовини нижче швидкості переміщення води тому, що вода переміщається по порожнинах ґрунту, не заповнених твердою фазою, а ґрунтовий розчин внаслідок більшої адсорбції, переміщуючись по тих же каналах, що й вода, періодично входить до складу твердої фази. Тобто одночасно з переміщенням речовини в складі рідкої фази протікають процеси його сорбції та десорбції. При дослідженні швидкості та шляхів переміщення ґрунтових розчинів зручно використовувати ізотопно-індикаторний, а також лізіметричний методи. При цьому вдається спостерігати траєкторії переміщення речовин, оцінювати середні швидкості переміщення і т.д. Використовується також метод лізіметричних хроматографічних колонок, розроблений Каурічевим і Ноздруною.

Аналіз сорбованої речовини дозволяє встановити, яка її кількість може виноситись з певної частини ґрунту або вноситись в неї за час спостереження. Переміщення речовини з висхідними потоками ґрунтової вологи зазвичай спостерігається в аридних регіонах, наприклад, в зоні сухих степів, з обмеженою кількістю опадів. Після весняного сніготанення і зволоження ґрунту в період встановлення жаркої сухої погоди волога починає інтенсивно випаровуватися з поверхні ґрунту. У цьому випадку при наявності єдиної неперушеної капілярної системи, що характерно для цілинних ґрунтів, збагачених тонкодисперсними частинками (глини, суглинки) відбувається переміщення вологи в значній товщі ґрунту, порядку декількох десятків сантиметрів і більше. В деяких випадках у переміщення залучаються засолені ґрунтові води. Таким чином утворюються поверхневі скупчення солей, іноді утворюються суцільні сольові скоринки.

У незначних масштабах подібні механізми переміщення спостерігалися навіть в орних ґрунтах гумідних областей (тайгова зона). При цьому було виявлено не тільки переміщення розчинених речовин, але і мулистих частинок самого ґрунту з сорбованими на цих частинках речовинами. Висхідне переміщення розчинених речовин є головною причиною розвитку процесів вторинного засолення, яке спостерігається в умовах непомірного зрошення орних ґрунтів при сполученні ґрунтової вологи з засоленими ґрунтовими водами. Це явище, пов'язане з помилками при зрошенні, може принести значну шкоду сільському господарству. Експериментальне дослідження висхідних потоків у ґрунті проводиться

тими ж методами, що і при низхідній вертикальній міграції. Ґрунтові розчини беруть участь також в поверхневих і внутрішньо ґрунтових переміщеннях речовин, які спостерігаються практично на всіх ґрунтах. Однак місцеві умови істотно впливають на прояв цих процесів. Так, поверхневий стік особливо розвинений на ґрунтах важкого механічного складу, які залягають на схилах. Поверхневому стоку сприяють зливовий характер опадів, інтенсивне танення снігу навесні при більш-менш значному зимовому промерзанні ґрунту.

З поверхневим стоком відбуваються найбільш масштабні абіотичні переміщення речовин в сучасних ґрунтах, як орних, так і цілинних. Наприклад, винос речовин на еродованих орних ґрунтах може досягати десятків тонн на гектар у рік. Принципово важливою особливістю міграції речовини з поверхневим стоком є незворотній характер переміщення і виносу речовини з ґрунту, оскільки основна маса мігруючих сполук потрапляє у води річкового стоку, виноситься в океан, накопичується в донних відкладеннях річок і струмків. У випадку вертикальної низхідної міграції частина речовини може потрапляти в ґрунтові води і також назавжди виноситься з ґрунту, однак розміри даного виносу для поглинених речовин вкрай незначні в порівнянні з винесенням речовини із ґрунту з поверхневим стоком. При вертикальній міграції речовин в ґрунтах переважно спостерігається перерозподіл речовин в межах ґрунтового профілю, а з поверхневим переміщенням – незворотній винос з ґрунту.

Бокове, або латеральне, переміщення речовин може бути не лише поверхневим, а й внутрішньо ґрунтовим. Бокове внутрішньо ґрунтове переміщення можна приблизно порівняти з вертикальною міграцією речовин в ґрунтах підзолистого типу.

Схематична модель біогеохімічного кругообігу в самому загальному вигляді включає в себе такі ланки:

- 1) хімічні форми елемента в ґрунті;
- 2) надходження в рослини його доступних форм;
- 3) перерозподіл елемента в наземних органах і кореневій системі рослин (біологічна міграція);
- 4) повернення елемента в ґрунт у трансформованій формі в складі прижиттєвих виділень і з відмерлими залишками;
- 5) утилізація і трансформація рослинних залишків ґрунтовими тваринами і мікроорганізмами в поєднанні з абіогенними процесами трансформації та міграції речовин до досягнення вихідного стану.

Біогеохімічний круговорот є необхідною умовою існування життя в глобальному масштабі, подібно до того, як обмін речовин є необхідною умовою життя окремого організму. Без ґрунтового розчину біогеохімічний кругообіг не може здійснитися.

2.11.6. Роль ґрунтового розчину в продукційному процесі

Ґрунтові розчини служать безпосереднім джерелом живлення рослин. К. Гедройц ще в 1906 році писав, що подальші успіхи агрономії залежать від розвитку досліджень ґрунтових розчинів з огляду на ту важливу роль, яку вони грають і в ґрунтоутворенні, і в житті рослин. Зміна концентрації та складу розчинів веде до зміни режиму водного та мінерального живлення рослин, що, природно, безпосередньо відбивається на їхньому розвитку і продуктивності. Тому людина своїми різноманітними впливами на ґрунт у процесі сільськогосподарського виробництва по суті завжди прагне регулювати тим чи іншим способом склад ґрунтового розчину, зробити його склад оптимальним для одержання найбільш високої продуктивності агроценозів.

Зрошення та осушення ґрунтів поряд зі створенням сприятливого водного режиму та режиму аерації дозволяють в одному випадку розбавити занадто концентровані розчини, в іншому – знизити концентрацію оксидних сполук заліза та інших елементів, токсичних для рослин. Внесення добрив сприяє оптимальному утриманню в ґрунтових розчинах елементів-біофілів. Успіх цих заходів в значній мірі визначається правильністю і точністю інженерних та агрономічних прийомів і, відповідно, функціонуванням агроценозу в цілому.

Для живлення рослин велику роль відіграє осмотичний тиск ґрунтового розчину. Якщо осмотичний тиск ґрунтового розчину однаковий з осмотичним тиском клітинного соку рослин або вище його, то надходження води в рослини припиняється. Сисна сила коріння більшості сільськогосподарських рослин не перевищує 100–120 МПа.

Осмотичний тиск залежить від концентрації ґрунтового розчину і ступеня дисоціації розчинених речовин. У незасолених ґрунтах осмотичний тиск складає не більше 10 МПа; великі дози добрив можуть підвищити його до 15–20 МПа. Осмотичний тиск сильно змінюється при зміні вологості ґрунту, тому що концентрація ґрунтового розчину при цьому сильно варіює. При зменшенні вологості від НВ до ВВ (волога в'янення) концентрація розчину змінюється в 5–6 разів і відповідно зростає осмотичний тиск. При підвищенні осмотичного тиску ґрунтового розчину порушується нормальний розвиток сільськогосподарських культур. У пшениці, наприклад, спостерігається затримка куціння але прискорюється колосіння, цвітіння і дозрівання, зменшується урожайність, але збільшується вміст білка в зерні. Осмотичний тиск визначається кріоскопічним методом по точці замерзання ґрунтового розчину. Найбільш високим осмотичним тиском ґрунтового розчину характеризуються засолені ґрунти, особливо важкі за механічним складом, з високою поглинальною здатністю. У ґрунтових розчинах середньозасолених ґрунтів

тиск складає 30–40 МПа, в сильнозасолених – 50–60 МПа. При концентрації ґрунтового розчину 20–50 г/л осмотичний тиск може зростати до 150–260 МПа.

На граничне значення осмотичного тиску, при якому волога перестає надходити в рослини, істотний вплив чинить склад розчинів. Так, у піщаних ґрунтах при сульфатному засоленні граничний осмотичний тиск, при якому рослина починає відчувати гострий дефіцит вологи, становить 150 МПа, а при хлоридному засоленні – 260 МПа. Осмотичний тиск ґрунтового розчину суттєво відрізняється на різних типах ґрунтів і в окремих горизонтах одного і того ж ґрунту.

Вплив засолення ґрунтів на культурні рослини добре простежується на прикладі бавовнику. Дослідження в Середній Азії показали, що сходи бавовнику переносять концентрацію ґрунтового розчину, який не перевищує 5–8 г/л. Нормальний розвиток бавовнику в наступних фазах розвитку вимагає, щоб загальна концентрація солей ґрунтового розчину в орному горизонті не перевищувала 10–12 г/л. Існують два переломних моменти в реакції рослин на підвищення концентрації ґрунтового розчину. При хлоридно-сульфатному засоленні до концентрації 12 г/л ґрунтового розчину не токсичні для бавовнику, при концентрації розчину від 12 до 25 г/л бавовник гине. Крайня межа концентрації ґрунтового розчину, коли рослина бавовнику вже гине складає 30 г/л. Для сільськогосподарських рослин дуже несприятлива також лужна реакція ґрунтового розчину і високий вміст у ньому соди (Na_2CO_3). Такі умови створюються, зокрема, на засолених лугових ґрунтах. Ґрунтовий розчин стовпчастого горизонту солонцю містить до 2 г/л соди при рН 8,6, а розчин підсолонцевого горизонту має 4 г/л соди при рН 9,1–10,0. Ці кількості, безумовно, токсичні для сільськогосподарських культур. Ґрунти цього типу потребують хімічних меліорацій.

Таким чином, ґрунтовий розчин – це рідка частина ґрунту, виключно динамічна за обсягом та складом, що заповнює поровий простір ґрунту. Вміст і властивості ґрунтового розчину залежать від водно-фізичних властивостей ґрунту і від його стану в даний момент, відповідно до умов ґрунтового і атмосферного зволоження при даному стані погоди. В районах з низькими зимовими температурами в холодний сезон рідка фаза ґрунту переходить в твердий стан (замерзає), перетворюючись на лід, при підвищенні температури частина ґрунтового розчину може випаруватись і перейти в газову фазу ґрунту. Рідка фаза – це «кров» ґрунтового тіла, яка служить основним чинником диференціації ґрунтового профілю, оскільки шляхом вертикального та латерального пересування води в ґрунті відбувається переміщення тих чи інших речовин у вигляді суспензій, істинних або колоїдних розчинів. Ґрунтовий розчин служить основним і безпосереднім джерелом елементів живлення для рослин тому, що з нього рослини засвоюють більшість поживних речовин. Він створює певне

середовище, у якій розвиваються мікроорганізми, і служить основним регулятором мікробіологічної діяльності. Але в ряді випадків ґрунтовий розчин може мати несприятливий вплив на умови життя.

При високій концентрації ґрунтового розчину настає так звана фізіологічна сухість, коли наявні в розчині елементи живлення не можуть бути засвоєні мікроорганізмами і рослинами, тому що осмотичний тиск концентрованого ґрунтового розчину значно перевищує осмотичний тиск соку в клітинах коренів або плазмі мікроорганізмів. Кисла і лужна реакції ґрунтового розчину пригнічують розвиток і діяльність мікроорганізмів. До цього ж призводить і присутність у ґрунтовому розчині ряду сполук, які навіть при малій концентрації згубні для рослин – це сода, сірководень і закисні форми заліза. Ґрунтовий розчин відіграє велику роль у ґрунтоутворенні. Кисла його реакція сприяє підзолютворенню, а висока концентрація легкорозчинних солей призводить до утворення солончаків. Концентрацію ґрунтового розчину зменшують промиванням ґрунту прісними водами. Склад його змінюють внесенням добрив, а реакцію – гіпсуванням та вапнуванням. Ці заходи дозволяють створити штучну родючість ґрунтів.

Всі фактори життя рослин (елементи живлення, вода, кисень) рівнозначні. Не можна підвищити урожайність, покращуючи лише один з режимів – поживний, водний або повітряний. Вичерпні знання про вміст і властивості ґрунтового розчину дозволяють впливати на родючість ґрунту в умовах сільськогосподарського виробництва, давати обґрунтовані розробки, спрямовані на поліпшення поживного, водного режимів ґрунтів, на безпечне застосування сільськогосподарських отрутохімікатів, знаходити ефективні прийоми захисту ґрунтів та інших природних об'єктів від забруднюючих речовин.

Контрольні питання

1. Чим визначається характер окисно-відновних процесів (ОВП) у ґрунтах?
2. Яка роль ОВП у ґрунтоутворенні і формуванні родючості ґрунтів?
3. Чим визначається динаміка концентрації ґрунтового розчину?

2.12. РОДЮЧІСТЬ ҐРУНТІВ

Невід'ємною специфічною властивістю ґрунту як природного тіла є його родючість. Від неї залежить життя на Землі рослин і тварин, а також людини. Недивно, що ще в стародавні часи родючість ґрунту люди обожнювали як сонце, вогонь і воду: в Стародавньому Єгипті богинею родючості ґрунту була Ізіда, а в Стародавньому Римі – Прозерпіна. Про родючість ґрунтів писали трактати філософи, письменники і поети античної Греції та Риму (Арістотель, Феофраст, Лукрецій, Вергілій, Колумелла, Пліній та ін.). Робились спроби визначити джерела родючості ґрунту. Обговорювалися питання «старіння» та «виснаження» землі, давались поради, які ґрунти як краще використовувати. В XVIII столітті соціально-економічне значення родючості ґрунту стало предметом особливої уваги низки вчених економістів та соціологів.

В міру накопичення відомостей про ґрунт і розвитку природознавства та агрохімії змінювалось уявлення про те, чим обумовлена родючість ґрунту. Згідно з теорією А. Тесра основою родючості ґрунту був вміст у ньому гумусу. За цією теорією рослини використовують з ґрунту безпосередньо гумусові речовини. В середині XIX ст. Ю. Лібих розробив теорію мінерального живлення рослин, за якою родючість ґрунту зумовлювалась лише вмістом у ньому мінеральних поживних речовин. Ця теорія була, безперечно, прогресивною і стала науковою основою для виробництва і широкого застосування мінеральних добрив. Помилкою в цій теорії було те, що позитивна роль гумусу в ґрунті заперечувалася, а значення азотного живлення рослин недооцінювалось. Видатний французький вчений Ж.Б. Бусенго підкреслював велику роль достатнього азотного живлення рослин як фактора підвищення родючості ґрунту.

Питання родючості ґрунту глибоко висвітлювались у працях П.А. Костичева, який велику увагу приділив вмісту в ґрунті органічних речовин та його фізичним властивостям, зокрема структурі.

В.Р. Вільямс головною ознакою родючості ґрунту визнавав лише його структурний стан, однак це положення дослідженнями не підтвердилось. Він перший поставив питання не про відновлення, а про підвищення родючості ґрунту, запропонував травопільні сівозміни і обожнював ґрунтову структуру.

Теорія родючості ґрунту була розроблена Д.М. Прянишниковим. Беручи до уваги структуру і фізичні властивості ґрунту, він на об'єктивних наукових підставах довів, що головною ознакою, яка характеризує високородючий ґрунт, є забезпечення рослин поживними речовинами. Основними заходами підвищення родючості ґрунту, за дослідженнями Д.М. Прянишнікова, є внесення органічних і мінеральних добрив і вирощування на полях бобових культур.

К.К. Гедройц, О.Н. Соколовський та інші підкреслювали роль у створенні родючості ґрунту найбільш дисперсних частинок – колоїдів.

Отже, *родючість ґрунту – це здатність його забезпечувати рослини необхідною кількістю поживних речовин, води та повітря протягом вегетаційного періоду і залежно від фази їх розвитку.*

Родючість ґрунту створюється у процесі ґрунтоутворення і безперервно змінюється в залежності від напряму та інтенсивності біохімічних, фізичних і фізико-хімічних процесів, які, в свою чергу, залежать від виду рослинності, кліматичних умов, агротехніки тощо.

Основними факторами, що визначають родючість кожного ґрунту, є достатній вміст вологи і поживних речовин, оптимальний тепловий і повітряний режими, структура, умови для мінералізації органічних сполук і життєдіяльності мікроорганізмів.

Ознаками високородючого ґрунту є вміст у ньому доступних поживних речовин, води, повітря, а також відповідні температурні умови і відсутність шкідливих для рослин речовин.

Слід зазначити, що є деяка умовність у понятті про родючість ґрунту, оскільки вона залежить і від біологічних особливостей окремих рослин, тому ґрунт може бути більш родючий для одних і менш родючим для інших рослин. Так, якщо в ґрунті багато важкорозчинних фосфатів і, навпаки, мало розчинних, то він буде родючим для гречки і люпину і малородючим для цукрових буряків, льону та інших культур.

2.12.1. Фактори родючості ґрунтів

У зв'язку з тим, що ознакою родючості ґрунту є величина урожаю, яка обумовлюється сукупністю властивостей здатних забезпечувати рослини всім необхідним, О.М. Грінченко зобразив їх у вигляді шестикутника, у кожному з кутів якого стоїть один із факторів, всі вони зв'язані між собою: гумус; гранулометричний склад; будова профілю і щільність; хімічний склад; водно-повітряний і температурний режими; рослинність і мікробіологічна активність (рис. 2.7).

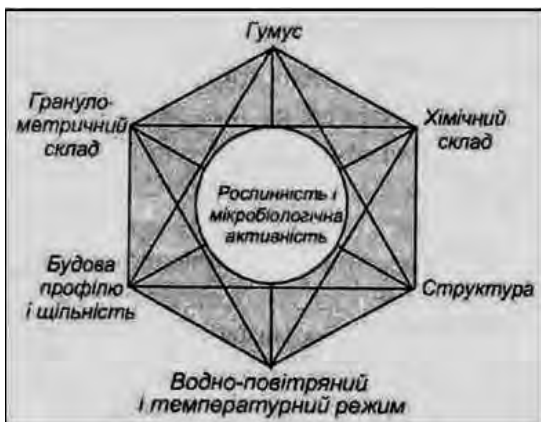


Рис. 2.7. Категорії родючості ґрунту (за О.М. Грінченком)

Біологічні фактори родючості ґрунту

Вміст і склад органічної речовини ґрунту. Органічна речовина ґрунту утворюється із відмерлих залишків рослин, мікроорганізмів, ґрунтових тварин і продуктів їхньої життєдіяльності. Первинна органічна речовина, яка надійшла в ґрунт, піддається складним перетворенням, включаючи процеси розкладання, вторинного синтезу у формі мікробної плазми і гуміфікації. Поєднання названих процесів призводить до утворення у біологічно активних ґрунтах складної суміші органічних речовин, що складаються з майже нерозкладених рослинних і тваринних залишків, які зберегли первісну структуру; проміжних продуктів розкладання органічних залишків (наприклад лігніну); власне гумусових речовин, що утворилися шляхом мікробного синтезу або остаточного походження; розчинних органічних сполук, які більш-менш швидко мінералізуються до простих мінеральних сполук (H_2O , CO_2 та ін.) або беруть участь у синтезі власне гумусових речовин.

Органічна речовина, яка консервує енергію сонця в хімічно-зв'язаній формі, – єдине джерело енергії для розвитку ґрунту, формування його родючості. Основним джерелом первинної органічної речовини, що надходить у ґрунт під природною рослинністю, є залишки рослин.

По-перше, вони удобрюють ґрунт щорічно після збирання урожаю, в той час як всі інші види органічних добрив вносять у ґрунт періодично. По-друге, не потрібно додаткових витрат на їх внесення. По-третє, рослинні залишки розподіляються в ґрунті найбільш рівномірно. У них містяться всі макро- та мікроелементи, необхідні рослинам і тваринам.

На орних ґрунтах, з відчуженням більшої частини урожаїв польових культур, джерелом органічної речовини служать надземні і кореневі

залишки рослин, а також вносяться в ґрунт органічні добрива.

Рослинні залишки розділяють на три групи: 1 – поживні рештки рослин; 2 – листостеблові; 3 – кореневі. Поживні залишки представлені стернями злаків, частинами стебел, листям і всіма іншими надземними частинами рослин, які залишаються в полі після збирання урожаю. Листостеблові частини рослин включають кореневища, столони картоплі, кореневі шийки конюшини, люцерни та інших трав, залишки бульб, коренеплодів, цибулин.

Кореневі залишки рослин представлені залишками вирощуваної культури, що збереглися живими до моменту збирання, а також залишками, відмерлими до моменту збирання.

Розміри корневих залишків, за даними Т.І. Макарової, можуть досягати у озимої пшениці 124–480 кг/га, у вівса – 330–620 кг/га сухої речовини. Запаси гумусу за рахунок корневих залишків і корневих виділень можуть поповнитися на 130–230 кг/га. Корені рослини ще за їхнього життя активно беруть участь у ґрунтових процесах. Розгалужуючись, вони контактують з ґрунтовими частинками і тим самим сприяють рівномірному розподілу органічної речовини і утворенню структурних агрегатів. У ґрунті при вирощуванні рослин відбуваються одночасно два протилежних процеси: синтез, накопичення органічної речовини, і його руйнування. Інтенсивністю обох процесів, їх співвідношенням визначаються кінцеві результати, за якими оцінюють вплив даної культури на ґрунт.

Якщо кінцевий результат позитивний, за культурою визнаються властивості поліпшувати родючість ґрунту і навпаки. Тим часом на процес руйнування органічної речовини впливають не стільки самі культури, скільки прийоми їх обробітку.

Про вплив мінеральних добрив на розвиток кореневої системи існують різні думки. Н.А. Качинський висловив припущення, що «чим сприятливіший для рослин ґрунт, тим відносно до надземних частин слабше розвинена його коренева система».

Поряд з кількістю рослинних залишків важливе значення має їх хімічний склад і швидкість розкладання у ґрунті. Так, рослинні залишки багаторічних трав містять велику кількість елементів живлення. Вміст азоту в корневих рештках багаторічних бобових трав коливається в межах 2,25–2,60 %, фосфору – 0,34–0,80 %, в поукісних залишках – відповідно 1,82–2,65 і 0,30–0,71 %. Кількість азоту і фосфору в корінні бобово-злакових травосумішей залежить від частки кожного компонента і становить 0,91–2,37 % азоту і 0,25–1,06 % фосфору, у поукісних залишках – відповідно 1,60–2,18 і 0,17–0,54 %. Злакові трави містять значно меншу кількість азоту в коренях і поукісних залишках.

На хід і швидкість розкладання впливають, по-перше, зовнішні умови середовища: вологість, температура, рН ґрунту, вміст в ньому кисню і

поживних речовин і, по-друге, хімічний склад рослинних залишків. Перетворення первинної органічної речовини в ґрунті проходить у декілька етапів. На першому етапі відбувається хімічна взаємодія між окремими хімічними речовинами відмерлої рослини (наприклад, ароматичні сполуки клітинних оболонок можуть вступати в хімічні реакції з білками рослинних клітин), яку можна значно прискорити за рахунок біологічних і мінеральних каталізаторів.

На другому етапі відбувається механічна підготовка та перемішування з ґрунтом рослинних залишків за допомогою ґрунтової фауни. Не можна заперечувати і певну біохімічну підготовку первинної органічної речовини домікробне розкладання при проходженні рослинної маси через шлунково-кишковий тракт ґрунтових тварин.

На третьому етапі перетворення свіжої органічної речовини в ґрунті відбувається мінералізація її за допомогою мікроорганізмів. У першу чергу мінералізуються водорозчинні органічні сполуки, а також крохмаль, пектин та білкові речовини. Значно повільніше мінералізуються целюлоза, при розкладанні якої звільняється лігнін – сполука, досить стійка до мікробіологічного розщеплення. Кінцевими продуктами перетворень первинної органічної речовини є мінеральні продукти (CO_2 , H_2O , нітрати, фосфати, в анаеробних умовах H_2O і CH_4). Крім того, у ґрунті накопичуються як продукт метаболізму мікроорганізмів низькомолекулярні органічні кислоти (мурашина, оцтова, щавлева і ін.). Процеси мінералізації органічної речовини в ґрунті мають екзотермічний характер.

Частина продуктів біологічного розкладання первинної органічної речовини перетворюється в особливу групу високомолекулярних сполук – специфічні, власне гумусові речовини, а сам процес називають гуміфікацією.

Основна частина органічної речовини ґрунту (85–90 %) представлена специфічними високомолекулярними гумусовими сполуками. Прийнято підрозділяти специфічні гумусові речовини на три основні групи сполук: гумінові кислоти, фульвокислоти і гуміни.

Винятково важлива роль органічної речовини у формуванні ґрунту в значній мірі заснована на її здатності взаємодіяти з мінеральною частиною ґрунту. Утворені при цьому органо-мінеральні сполуки – обов'язковий комплекс будь-якого ґрунту. Внесення в ґрунт біологічно малодоступних органічних речовин, наприклад торфу, не призводить до утворення органо-мінеральних сполук.

Органічна речовина ґрунту, акумулюючи величезну кількість вуглецю, сприяє більшій стійкості кругообігу вуглецю в природі. У цьому, а також у накопиченні ще низки елементів у земній корі, полягає важлива біогеохімічна функція органічної речовини в земній корі.

Ґрунтова біота. Живі організми – обов'язковий компонент ґрунту. Кількість їх в добре окультуреному ґрунті може досягати декількох мільярдів в 1 г ґрунту, а загальна маса – до 10 т/га.

Основна їх частина – мікроорганізми. Домінуюче значення належить рослинним мікроорганізмам (бактерії, гриби, водорості, актиноміцети).

Тварини організми представлені найпростішими (джгутикові, корененіжки, інфузорії), а також хробаками. Досить широко поширені у ґрунті моллюски і членистоногі (паукоподібні, комахи).

Ґрунтові організми руйнують відмерлі залишки рослин і тварин, що надходять у ґрунт. Одна частина органічної речовини мінералізується повністю, а продукти мінералізації засвоюються рослинами, інша ж переходить у форму гумусових речовин і живих тіл ґрунтових організмів.

Деякі мікроорганізми (бульбочкові і вільноживучі азотфіксуючі бактерії) засвоюють азот атмосфери і збагачують ним ґрунт.

Ґрунтові організми (особливо фауна) сприяють переміщенню речовин за профілем ґрунту, ретельному перемішуванню органічної і мінеральної частини ґрунту. Найважливіша функція ґрунтових організмів – створення міцної водотривкої структури ґрунту орного шару. Остання у вирішальній мірі визначає водно-повітряний режим ґрунту, створює умови високої родючості ґрунту. Нарешті, ґрунтові організми виділяють у процесі життєдіяльності різні фізіологічно-активні сполуки, сприяють переводу одних елементів у рухому форму і, навпаки, закріпленню інших в недоступну для рослин форму.

У ґрунті, що обробляється, функції ґрунтових організмів зводяться до підтримання оптимального поживного режиму (часткове закріплення мінеральних добрив з подальшим їх звільненням з ростом і розвитком рослин), створення структури ґрунту, усунення несприятливих екологічних умов у ґрунті.

В інтенсивному землеробстві екологічні умови можуть іноді у вирішальній мірі визначати ефективну родючість ґрунту. В ній існують тісні різноманітні зв'язки між всіма ґрунтовими організмами. Причому вся ця система перебуває в стані рівноваги, яка безперервно змінюється. Одні групи мікроорганізмів пред'являють прості вимоги до їжі, інші – складні. Між одними групами існують симбіотичні (взаємкорисні) зв'язки, між іншими – антибіотичні. Мікроорганізми в останньому випадку виділяють в ґрунт речовини, які пригнічують розвиток інших мікроорганізмів.

Практичне значення має здатність деяких мікроорганізмів створювати згубну дію на представників фітопатогенної мікрофлори.

Посилити активність бажаних мікроорганізмів можна шляхом внесення в ґрунт органічної речовини. У цьому випадку відзначається спалах розвитку ґрунтових сапрофітів, які, в свою чергу, стимулюють розвиток мікроорганізмів, які пригнічують фітопатогенні види. Для нормального функціонування ґрунтових організмів необхідні перш за все

енергія та поживні речовини. Для переважної більшості мікроорганізмів таке джерело енергії – органічна речовина ґрунту. Тому активність ґрунтової мікрофлори головним чином залежить від надходження або наявності в ґрунті органічної речовини.

Найбільш універсальним показником діяльності ґрунтових організмів є продукування ними вуглекислого газу. Тому облік вуглекислого газу, що виділяється ґрунтом, першорядний з інших біохімічних способів визначення біологічної активності ґрунту.

Фітосанітарний стан ґрунтів. Родючість ґрунту в значній мірі визначається фітосанітарним станом ґрунту, тобто чистотою ґрунту від бур'янів, шкідників, хвороботворних основ, а також токсичних речовин, що виділяються рослинами, різносферною мікрофлорою і продуктами розкладання.

Фітотоксичність ґрунту обумовлена накопиченням фізіологічно активних речовин, серед яких присутні фенольні сполуки, органічні кислоти, альдегіди, спирти та ін. Склад і концентрація цих речовин залежать від температури і вологості ґрунту, від видового складу та наявності мікроорганізмів і рослин. При низьких концентраціях фітотоксичних речовин у ґрунті виявляється стимулюючий ефект, але при збільшенні їх вмісту настає сильне пригнічення росту рослин або проростання насіння.

Джерело надходження токсичних речовин у ґрунт – кореневі виділення рослин, післязбиральні рослинні залишки і продукти метаболізму мікроорганізмів. Найбільш інтенсивно фітотоксичні речовини накопичуються при обробленні на одному місці однорідних або близьких за біологією культур і при створенні в ґрунті анаеробних умов.

Коли в структурі посівних площ переважають культури з подібними біологічними особливостями, як, наприклад, зернові, в ґрунт щорічно надходить приблизно однакова за кількістю та якістю органічна маса у вигляді корневих виділень і рослинних залишків. Це призводить до зміни співвідношення основних угруповань мікробіоценозу, появи фітотоксичних форм, які постачають в ґрунт шкідливі для культурних рослин речовини. Так, при розкладі рослинних залишків зернових культур у ґрунті виявлено підвищений вміст фенольних сполук, які, перебуваючи в зоні насіння рослин, інгібують їх проростання.

Анаеробні умови сприяють утворенню токсичних речовин, тому що при цьому кореневі виділення та проміжні продукти мінералізації гумусу перетворюються в сильно відновлені сполуки, що обумовлює створення вогниць токсичності в ґрунті. Можна вважати також, що в зоні коренів деяких рослин вибірково накопичуються певні групи мікроорганізмів, які несприятливо впливають на розвиток рослин.

Внесення мінеральних, і особливо органічних добрив, призводить до зменшення у ґрунті чисельності фітотоксичних мікроорганізмів. Але

особливо сильний вплив на їх утримання надає беззмінне вирощування сільськогосподарських рослин – кількість фітотоксичних форм мікроорганізмів у ґрунті значно збільшується. Фітотоксини ґрунтових мікроорганізмів викликають зміни в хімічному складі рослин, порушують обмін речовин у них. Вони впливають на інтенсивність дихання, а також на азотний обмін рослин. Фітотоксини ґрунтових мікроорганізмів значно знижують фотосинтетичну активність рослин.

Корені рослин виділяють різні амінокислоти, вуглеводи та інші речовини. Разом з ними в ґрунт надходить більшість речовин, які беруть участь у метаболізмі клітин вищих рослин. Всі ці речовини можуть бути в тій чи іншій мірі використані мікроорганізмами як джерело живлення.

Агрофізичні фактори родючості ґрунтів.

Гранулометричний склад. Розвинений ґрунт являє собою суміш механічних елементів трьох видів: мінеральних, органічних та органо-мінеральних частинок. Дисперсність цього матеріалу, хімічний та мінералогічний склад, визначають фундаментальні властивості будь-якого ґрунту, що впливають на комплекс агрономічних показників ґрунту, його родючість.

Залежно від вмісту фізичного піску і фізичної глини ґрунти можуть бути піщаними, супіщаними, суглинковими, глинами.

Гранулометричний склад ґрунту перш за все визначає поглинальні (сорбційні) властивості ґрунту. Тонкодисперсні частинки в силу великої абсолютної і питомої поверхні мають високу ємність поглинання. З подрібненням частинок зростає їхня гігроскопічність, вологомісткість, пластичність та інші технологічні властивості. Частинки менше 0,001 мм мають чітко виражену коагуляційну здатність. Ця здатність механічних тонкодисперсних частинок виключно важлива при структуроутворенні. Такі частинки внаслідок високої поглинаючої можливості утримують найбільшу кількість гумусових речовин.

Щільність ґрунту зменшується при збільшенні в його складі дрібнозему.

Валовий хімічний склад різних механічних фракцій ґрунту закономірно змінюється незалежно від ґрунтового типу. Так, при збільшенні дисперсності частинок у них різко зменшується вміст кисню і зростає кількість заліза, алюмінію, кальцію, магнію, калію і натрію.

Частинки менше 0,001 мм – найбільш цінна частина пухких порід і ґрунтів, оскільки в них містяться основні запаси зольних поживних елементів.

Пластичність ґрунту залежить від вмісту в ґрунті фізичної глини.

Аналогічно гранулометричний склад впливає і на твердість ґрунту. Висока твердість ґрунту перешкоджає росту паростків і коріння рослин, а нерідко є і причиною загибелі рослин. Тверді ґрунти спричиняють великий опір робочим органам ґрунтообробних машин.

Набухаємість ґрунту відбувається за рахунок оболонки зв'язаної води, які утворюються навколо колоїдних і глинистих частинок. Ці оболонки зменшують сили зчеплення між частинками, розсовують їх і сприяють збільшенню обсягу ґрунту.

В основному величина і характер набухання ґрунту залежать від мінералогічного складу ґрунту, зокрема від вмісту вторинних мінералів типу монтморілоніту, що мають рухому кристалічну решітку.

Серед технологічних властивостей ґрунтів важливу роль у створенні фізичної стиглості ґрунту має клейкість: при зайвій липкості збільшується тяговий опір ґрунтообробних знарядь і різко погіршується якість обробітку ґрунту. Як показали дослідження В.В. Охотіна, клейкість ґрунту прямо пропорційна вмісту фізичної глини.

Гранулометричний склад як фактор родючості орних ґрунтів знаходить відображення в системах бонітування ґрунтів. У більшості випадків найбільш сприятливе поєднання агрофізичних, біологічних та агрохімічних факторів родючості відзначається в ґрунтах середнього гранулометричного складу. Необхідно мати на увазі, що для різних типів ґрунтів, які сильно розрізняються за діапазоном факторів родючості, оцінка гранулометричного складу як фактора родючості може значно відрізнитися. Наприклад, найбільш висока родючість чорноземів відповідає, як правило, важкому гранулометричному складу. Для дерново-підзолистих ґрунтів, які сформувалися в зоні достатнього і надмірного зволоження, найбільш сприятливий більш легкий гранулометричний склад.

Структура. Структурний стан – найбільш вірогідний, інтегральний показник родючості ґрунту (його агрофізичних факторів).

Структура ґрунту визначає сприятливу будову орного шару ґрунту, її водні, фізико-механічні і технологічні властивості і водно-гідрологічні константи. Частилки твердої фази ґрунту, як правило, склеюються в грудочки (агрегати). Здатність ґрунту розпадатися на агрегати різної величини називають структурністю. У ґрунтознавстві структура ґрунту є важливою морфологічною ознакою: за розміром агрегатів судять про генетичні особливості як всього ґрунту, так і його окремих горизонтів. Чорноземи, наприклад, в природному стані характеризуються чітко вираженою зернистою структурою, сірі лісові ґрунти – горіховатою. Добре окультурені дерново-підзолисті ґрунти набувають грудкуватої структури, тоді як неокультурені підзоли відрізняються плитчастою та листуватою структурою.

Велике значення має механічне розділення ґрунтової маси на грудки (агрегати), що в природних умовах відбувається під впливом кореневих систем рослин, життєдіяльності біоти ґрунту, під впливом періодичного проморожування – відтавання, зволоження і висушування ґрунту, а в оброблених ґрунтах і впливу ґрунтообробних знарядь.

Стан структури ґрунту безпосередньо визначає параметри будови

орного шару. Для утворення міцної структури ґрунту необхідні наступні умови: достатня кількість мінеральних і органічних колоїдів; достатній вміст у ґрунті лужноземельних основ; сприятливі гідротермічні умови в ґрунті; вплив на ґрунтову масу коренів рослин; вплив на ґрунт ґрунтової фауни (дошових черв'яків, комах, землерій та ін.)

Потужність орного і гумусового шарів. Потужність оброблюваного шару ґрунту це об'єм ґрунту, в якому розвивається коренева система рослин. Глибокий орний шар забезпечує більш сприятливий водно-повітряний і тепловий режими ґрунту. Опади, зрошувальна вода, швидко поглинаються ґрунтом, акумулюються в ньому і потім споживаються рослинами в міру їх росту і розвитку. Глибокий орний шар своєрідний регулятор вологості ґрунту як при нестачі, так і при надлишку опадів. Кращі умови зволоження ґрунту забезпечують сприятливий поживний режим ґрунту, обумовлений, в свою чергу, процесами органічного синтезу речовин. Встановлено, що глибокий орний шар забезпечує сприятливу мінералізацію органічної речовини при одночасній ефективності його гуміфікації і при сприятливому якісному стані.

При обробці ґрунту на 20–22 см в підорному шарі не можна виявити такі агрономічно-цінні групи мікроорганізмів, як нітрифікатори, целюлозодеструктори (Н.В. Мешков і Р.Н. Ходакова). При обробці ґрунту на 30–40 см ці мікроорганізми широко представлені в ґрунті. Загальна кількість мікроорганізмів у ґрунті та продукування ґрунтом CO_2 при глибокій обробці зростала в 1,5–2 рази. Інший показник продуктивності ґрунтових мікроорганізмів – перетворення азотистих сполук. У глибокому орному шарі кількість нітрифікуючих мікроорганізмів, а також ґрунтової фауни значно більше. У глибокому орному шарі збільшується вміст рухомих форм фосфору і калію.

Водний режим. Волога необхідна для проростання насіння, без неї неможливий подальший ріст і розвиток рослини. З водою в рослину з ґрунту надходять поживні речовини, випаровування води листям забезпечує нормальні температурні умови життєдіяльності рослини.

Вода – обов'язкова умова ґрунтоутворення і формування ґрунтової родючості. Без неї неможливий розвиток ґрунтової фауни і мікрофлори.

Процеси перетворення, трансформації та міграції речовин у ґрунті також вимагають великої кількості води.

Для визначення потреби рослин у воді застосовують показник *транспіраційний коефіцієнт* – кількість вагових частин води, витраченої на одну вагову частину урожаю.

Ступінь доступності ґрунтової вологи рослинам і стан водного режиму, встановлюють ґрунтово-гідролітичними константами.

Здатність ґрунту до стійкого забезпечення рослин водою залежить від агрофізичних факторів родючості.

Умови водного режиму в орному шарі ґрунту постійно змінюються.

Радикальний метод регулювання водного режиму ґрунтів – меліорація. Сучасні прийоми гідротехнічної меліорації забезпечують можливість двостороннього регулювання водного режиму: зрошенням зі скиданням зайвої води та осушенням.

Повітряний режим. Ґрунтове повітря відрізняється від атмосферного тим, що в його складі значно більше вуглекислого газу і менше кисню. Разом з тим слід підкреслити великі коливання в складі ґрунтового повітря залежно від ґрунту, виду культури, системи добрив і системи обробітку ґрунту.

Коли в ґрунті вміст вуглекислого газу вище 3–5 %, а кисню – нижче 10 %, то настає пригнічення рослин.

А.Г. Дояренко, встановив, що нестача повітря у ґрунті дуже сильно лімітує його родючість. Ґрунтове повітря заповнює пори, не зайняті водою. Надмірна вологість призводить до різкої нестачі повітря.

Ґрунтове повітря необхідне для дихання коренів рослин, ґрунтових організмів, біохімічних процесів перетворення поживних елементів.

Ґрунт – важливе джерело вуглекислого газу, що споживається рослинами в процесі фотосинтезу. Газообмін між ґрунтом і атмосферою здійснюється за допомогою таких чинників, як дифузія, зміна барометричного тиску, температури ґрунту і повітря, надходження в ґрунт води, а також за допомогою вітру. Збільшуючи об'єм при нагріванні ґрунту, його повітря частково виходить назовні, при охолодженні ґрунту ґрунтові пори отримують нову порцію повітря з атмосфери.

При надходженні води в ґрунт «старе» повітря з ґрунтових пор витісняється і вони заповнюються «новим» повітрям після відтоку з них вологи.

Оптимальний вміст повітря в орному шарі ґрунту для окремих культур наступний: для зернових 15–20 % загальної пористості, для просапних 20–30 % і для багаторічних трав 17–21 %.

Важливий прийом регулювання повітряного режиму ґрунту – механічний обробіток, який дозволяє створювати необхідну будову орного шару і тим самим забезпечувати умови нормального газообміну в ґрунті. Значення обробітку в регулювання повітряного режиму ґрунту зростає при надмірному зволоженні ґрунтів і їх важкому гранулометричному складі.

Температурний режим. Фізіологічні процеси, що відбуваються в рослині, життєдіяльність мікроорганізмів і ґрунтової фауни, хімічні процеси перетворення речовин і енергії можливі тільки в певних температурних межах.

Вплив температури ґрунту на рослини починається з найперших стадій їх росту і розвитку. Причому, окремі рослини пред'являють різні вимоги до температурного режиму ґрунту. Поряд з крайніми значеннями температур, що характеризують температурний мінімум і максимум для окремих видів рослин, існує свій певний оптимум. Вимоги до

температурних умов певних рослин змінюються в міру їх росту і розвитку.

Основне джерело тепла в ґрунті – сонячна енергія. Інше, але менш значне – тепло, що виділяється в ґрунт в результаті біологічних і хімічних перетворень, а також надходить з глибинних шарів землі.

Агрохімічні фактори родючості. Рослини засвоюють азот і зольні елементи з ґрунту у формі мінеральних солей, розчинених у ґрунтовому розчині. При цьому використовуються як відновлені (солі амонію), так і окислені (солі азотної кислоти) сполуки азоту.

Рослини можуть засвоювати деякі відносно прості органічні азото- і фосфоровмісні речовини (деякі амінокислоти, фітин), однак практичне їх значення в харчуванні мізерно. Джерелом енергії в рослині для поглинання елементів живлення є дихання. Більш молоді, інтенсивно дихаючі корені більше засвоюють з ґрунтового розчину мінеральних солей.

Процеси кореневого живлення рослин тісно пов'язані з такими властивостями ґрунтів, як рН ґрунтового розчину, водно-повітряний режим ґрунту, вміст в ньому засвоєваних елементів живлення, та іншими умовами зовнішнього середовища.

Кислотність ґрунту знижує поглинання поживних речовин рослинами.

Відзначають як пряму, так і побічну дію підвищеного вмісту в ґрунті іонів водню (H^+). Перш за все змінюється фізико-хімічний стан цитоплазми клітин кореня, порушується їх проникність, зовнішні клітини ослизнюються, корені погано ростуть. Більшість вирощуваних культур і ґрунтових мікроорганізмів краще розвивається при слабкокислій або нейтральній реакції ґрунту. Проте, окремі види культурних рослин значно розрізняються за вимогливістю як до найбільш оптимального для їхнього росту інтервалу рН, так і до зміщення його в той або інший бік.

Нестача в ґрунті обмінних кальцію і магнію викликає різке погіршення фізичних та фізико-хімічних властивостей ґрунту (структура ґрунту, ємність поглинання, буферність). У ґрунтовому розчині з'являються вільні іони алюмінію і марганцю, токсичні для рослин. Рухливість ж ряду мікроелементів (наприклад, молібдену) зменшується, рослини відчувають їх недолік.

2.12.2. Категорії родючості ґрунту

Сучасне природознавство розглядає родючість ґрунту як функцію ґрунтоутворювального процесу, визначаючи здатність ґрунту до одночасного забезпечення рослин умовами їх нормального росту і розвитку.

Розрізняють такі види (категорії) родючості ґрунту: *природна, штучна, потенціальна, ефективна, відносна, економічна.*

Природна родючість властива лише цілинним ґрунтам, які ніколи не оброблялися. Вона зумовлена тільки природними властивостями і залежить від хімічного складу ґрунту та біологічних процесів, які відбуваються в ньому, а також від особливостей клімату.

Природна родючість різних ґрунтів неоднакова. Вона створюється під дією природних факторів і залежить від фізико-хімічних і біологічних властивостей ґрунту. Так, найбільш родючими ґрунтами є чорноземи, а найменш – підзоли.

Штучна родючість створюється в процесі використання землі як основного засобу сільськогосподарського виробництва і залежить від розвитку виробничих сил та виробничих відносин в результаті застосування цілеспрямованої людської діяльності (розорювання, періодичний механічний обробіток, меліорація, застосування добрив тощо).

Потенціальна родючість – це сумарна родючість ґрунту, набута в процесі ґрунтоутворення, а також створена або змінена людиною. Прикладом ґрунтів з високим рівнем потенційної родючості є болотні низинні торф'яні ґрунти, які мають значні запаси елементів живлення і після меліоративних заходів спроможні забезпечити значну ефективну родючість.

Ефективна родючість – це частина потенційної родючості, яка реалізується у вигляді урожаю рослин при даних кліматичних (погодних) і техніко-економічних (агротехнологічних) умовах.

Відносна родючість – родючість ґрунту по відношенню до якоїсь певної групи або виду рослин.

Економічна родючість – економічна оцінка ґрунту в зв'язку з його потенціальною родючістю і економічною характеристикою земельної ділянки.

2.12.3. Підвищення родючості та окультурування ґрунтів

Родючість ґрунту є такою властивістю, яка здатна до відтворення і в природних умовах, і при сільськогосподарському використанні ґрунту. Відтворення родючості може бути *розширеним, простим і неповним*. *Розширене* відтворення родючості це поліпшення сукупності властивостей ґрунту, які впливають на його родючість. *Просте* – це відсутність помітних змін сукупності властивостей ґрунту, які впливають на його родючість. *Неповне* – це погіршення властивостей ґрунту, які впливають на його родючість. Це широко розповсюджене як у світі, так і у нашій країні, явище має негативні наслідки в природному й соціально-економічному відношеннях.

Зниження родючості ґрунту відбувається за рахунок трьох основних процесів. Перший – антропогенна деградація (ерозія, викликана людиною, вторинне засолення, вторинне заболочення). Другий – виснаження ґрунту (зменшення запасів гумусу, поживних речовин тощо). Третій – стомлення ґрунту (накопичення в ньому різних токсичних елементів, викликаних неправильними сівозмінами, надлишком хімічних засобів тощо).

Для підвищення ефективної і природної родючості треба впроваджувати науково-обґрунтовані системи землеробства, що може забезпечити окультурювання ґрунтів.

Окультурювання ґрунтів – систематичне використання заходів щодо підвищення їхньої родючості з урахуванням генетичних властивостей, вимог сільськогосподарських культур, тобто формування ґрунтів із більш високим рівнем ефективної і потенційної родючості.

Проте, не можна забувати, що окультурювання ґрунту має бути науково-обґрунтованим, із використанням екологічного підходу. Ще В.В. Докучаєв (1883), порівнюючи ґрунт з породистим конем, зазначав, що нещадна експлуатація та голодний раціон обов'язково викличуть виснаження навіть найсильнішої тварини, тобто найродючішого ґрунту.

Окультурювання ґрунту – це екологічна реорганізація всіх компонентів біогеоценозу, що призводить до антропогенної зміни ґрунтових режимів під потреби однієї рослини.

Так штучне обмеження біорізноманітності в агроценозі робить подібні екосистеми нестійкими. Саме тому едафотопи агроценозів потребують прискіпливої уваги та бережного ставлення. Для ефективного окультурювання ґрунтів і підвищення їхньої родючості необхідно застосовувати цілий комплекс заходів, які повинні бути чітко узгоджені з особливостями кожного ґрунту і кожного поля. Головне – усунути негативну дію факторів, які лімітують родючість ґрунту. Так, для підзолистого типу ґрунту основними заходами є вапнування, внесення органічних добрив, травосіяння, сидерація та ін.; для чорноземів – заходи з накопичення і збереження ґрунтової вологи та захисту їх від ерозійних процесів; для каштанових солонцюватих ґрунтів – гіпсування і вологонакопичення; для перезволожених – осушення; для торф'яних – підвищення ущільненості тощо.

Контрольні питання

1. Чим визначається родючість ґрунтів?
2. Фактори родючості ґрунтів?
3. Охарактеризуйте категорії родючості ґрунтів.
4. Методи підвищення родючості та окультурення ґрунтів?

2.13. МОДЕЛІ РОДЮЧОСТІ

Прогнозування рівня родючості можливе лише на основі знань оптимальних параметрів цієї родючості. Цей процес називається моделюванням родючості, а сам перелік (вміст) оптимальних параметрів, властивостей та режимів ґрунту – моделлю родючості. За визначенням Т.Н. Кулаковської – оптимальні параметри властивостей та режимів ґрунтів – це таке поєднання їх кількісних показників, за яких можуть бути максимально використані всі життєво необхідні для рослин фактори, найбільш повно реалізовані потенціальні можливості вирощуваних культур і забезпечено найвищий урожай при добрій його якості.

З цього визначення випливає, що моделі родючості повинні розроблятися з урахуванням вимог тих чи інших культурних рослин до властивостей ґрунту.

Створити оптимальну модель родючості ґрунту – значить встановити оптимальні характеристики його властивостей та режимів. Якщо властивості ґрунту (механічний склад, вміст гумусу та ін.) визначають структурну частину моделі, то показники режимів, що є більш динамічними, визначають функціональну її частину, так що загалом модель є структурно-функціональною системою.

Як запланувати реальну можливість відносно швидкого і значного підвищення родючості ґрунту? На це питання дають відповідь вчені УНДІГА ім. О.Н.Соколовського. Треба створити модельні поля високої родючості. Кожне таке поле – це ділянки землі для випробувань теоретично розробленої моделі в конкретних ґрунтово-кліматичних умовах. Ці поля використовуються і для подальшого удосконалення існуючої теоретичної моделі.

В ході моделювання треба добиватись реалізації принципу одночасного впливу на всі фактори, що визначають урожай рослин. Односторонній вплив на будь-який з цих факторів без зміни інших веде до поступового зменшення ефекту від цього впливу, а в подальшому призведе і до зниження урожайності. Це положення було встановлено ще в досліді Гельрігеля по вивченню впливу вологості ґрунту на урожайність ячменю. У цих досліді кожне наступне збільшення вологості на 10% давало якийсь приріст врожаю, який щоразу зменшувався, а при вологості понад 60% від нової вологості почалося зниження урожайності ячменю.

Іншими словами такий вплив описується законом сукупної дії факторів життя рослин, згідно з яким урожайність $У$ підвищується з введенням зростаючих кількостей якогось фактора росту X пропорціонально різниці між фактичною і максимальною A урожайністю:

$$\frac{d\acute{O}}{dX} = C \cdot (A - \acute{O}), \quad (2.39)$$

де C – стала величина.

Цей математичний вираз закону сукупної дії факторів життя рослин було запропоновано Е.А. Мітчерліхом.

Для розрахунку оптимальних параметрів властивостей або режимів ґрунту шукають статистичну залежність між урожайністю найважливіших культур і цими параметрами. Ця залежність криволінійна. Її часто «апроксимують» до рівняння квадратичної параболи:

$$\acute{O} = A + BX + CX^2, \quad (2.40)$$

де Y – урожайність;

X – значення параметра.

Вільний член A , а також коефіцієнти B і C визначають, оброблюючи експериментальні дані методом найменших квадратів.

Оптимальне значення параметра X залежить від параболи. Якщо $C < 0$, то максимум урожайності буде чітко визначеним (ордината вершини параболи), а відповідна їй абсциса дасть оптимальне значення шуканого параметра. Якщо $C > 0$, то параболічна функція максимуму не має. В цьому випадку вибір оптимального параметра X_{opt} визначається виходом гілки параболи:

а) «ліва» гілка: $X_{opt} = X_{min}$, де X_{min} – мінімальне експериментальне значення X ;

б) «права» гілка: $X_{opt} = X_{max}$, де X_{max} – максимальне експериментальне значення X_{opt} .

Застосування параболічної моделі дало можливість вченим встановити оптимальні параметри вмісту елементів живлення для різних культур на різних ґрунтах України.

2.13.1. Моделювання тепло- та вологоперенесення у ґрунті

Сукупність процесів, які протікають у ґрунті, (фізичних процесів тепло- і вологоперенесення у ґрунті, хімічних і біохімічних процесів) складає основну групу, динамічні властивості якої повинні ретельно відтворюватися при моделюванні. Маючи інерційні (буферні) властивості, ґрунт здатний запасати тепло, вологу й елементи живлення, що дозволяє рослинам «пережити» короточасні стресові впливи, довести процес дозрівання до кінця.

Саме той факт, що у ґрунтах відбуваються численні вертикальні міграції речовини, а також їх перетворення у кожному ґрунтовому шарі

дозволило І. Ріхтерові розглядати ґрунт як реактор. Цей термін, мабуть, найбільш удадо визначає принцип модельної побудови, істотно спрощуючи реальну ситуацію, але спонукаючи розглядати сукупність процесів у ґрунті на динамічній балансовій основі.

Загальні принципи моделювання.

Будемо розглядати при моделюванні лише вертикальні міграції всіх ґрунтових складових і, отже, лише вертикальне перенесення тепла і вологи. Зробимо деталізацію поняття компартментів, яке введене вище. Маючи дуже складну внутрішню структуру, ґрунт складається з мікро- і макроагрегатів, пронизаних численними порами. При моделюванні ця структура не розглядається. Розглядаємо ґрунт як деяке «суцільне тіло» або, точніше, як пористе середовище, властивості якого змінюються по глибині. Тому всі змінні, про які піде мова нижче – температура, вологість, вміст нітратів або амонію – розглядаються як осереднені в деяких об'ємах величини, висота яких досить мала в порівнянні з загальною глибиною моделюємого шару.

Цілком природно, що реальні вертикальні профілі температури і вологості у ґрунті безперервні. Вони подібні до кривих, які зображені на рис. 2.8. Моделювання динаміки таких неперервних залежностей на цифровій машині неможливо. Вони повинні розглядатися як такі, що мають дискретний характер.

Виділимо для цього по глибині ґрунту деяку кількість, так званих вузлів, і будемо вважати, що відтворення динаміки величин, які ми розглядаємо, з тією або іншою точністю необхідно виконати саме у вузлах розрахункової схеми (рис. 2.9). Якщо при цьому у ґрунті виділено NS вузлів то замість неперервної функції $T(x)$ або $w(x)$ ми маємо набір величин-значень у вузлах температури: $T_0^*, T_1^*, T_2^*, \dots, T_{NS}^*$

і вологості ґрунту: $w_0^*, w_1^*, w_2^*, \dots, w_{NS}^*$.

Той факт, що неперервна функція замінена її кінцевим набором, позначений зірочкою, яку надалі будемо опускати. При цьому межі ґрунт – повітря відповідає нульовий вузол, а вузол з номером NS розміщений на нижній межі розрахункового шару ґрунту. Усього, таким чином, отримано $NS + 1$ значень функції, вважаючи її значення у нульовому й в останньому вузлах.

Проведемо тепер горизонтальні площини через середини відстаней між сусідніми вузлами. В результаті одержимо $NS + 1$ шар перемінної товщини: верхній шар буде мати товщину, рівну $x_1/2$, товщина другого зверху шару дорівнює половині відстані між вузлами x_1 і x_2 плюс половина відстані між вузлами x_2 і x_3 і т.д. Останній шар має товщину $(x_{NS} - x_{NS-1})/2$. Ці шари і будемо ототожнювати з ґрунтовими компартментами. При цьому будемо вважати, що значення досліджуваної функції всередині кожного компартмента постійно і дорівнює тій величині, яку ця функція приймає у

відповідному вузлі. Наприклад, вологість у всьому верхньому компартменті дорівнює w_0 , у наступному – w_1 , і т.д. На рис. 2.9 заштрихований прямокутник відповідає вологості ґрунту у четвертому зверху компартменті, тобто у компартменті, відповідному третьому вузлу. Таким чином, неперервна функція ординати (температура або вологість ґрунту) замінюється її ступінчастим (кусково-сталим) аналогом. Очевидно, що помилка, пов'язана з такою заміною, буде тим менше, чим тонше виділені у ґрунті шари-компартменти, а при досить великій кількості шарів її можна зробити як завгодно малою.

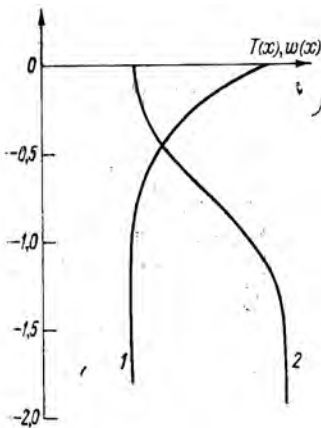


Рис. 2.8. Вертикальні профілі температури (1) і вологості (2) ґрунту

Очевидно, також, що розташування вузлів варто вибирати нерівномірне – більш густе у верхній частині ґрунтового профілю і більш розріджене на глибині. Це пов'язано з тим, що найбільш динамічні процеси відбуваються у верхніх шарах ґрунту, а з глибиною ці зміни загасають.

При описі динаміки ґрунтових процесів будемо вважати, що обмін даної субстанції (тепло- або вологообмін) здійснюється на межі виділених шарів, причому збільшення або зменшення тепло- або вологовмісту відбувається відразу ж у всьому компартменті. Будемо вважати за крок моделі тільки ті обмінні процеси, які відбуваються між сусідніми шарами. Це означає, що часовий крок моделі має бути обраний досить малим: дійсно, за великий проміжок часу волога з верхнього шару, наприклад, після опадів може проникнути в усі інші шари, в тому числі й у нижній.

В силу ступінчатого характеру перетворених функцій вологозапаси кожного шару дорівнюють вологості ґрунту в цьому шарі w_i , помноженій на його товщину h_i . Таким чином, вологозапаси i -го шару W_i дорівнюють

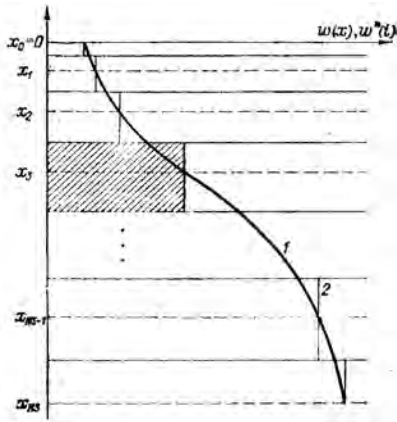


Рис. 2.9. Перехід від неперервного опису до компартментної схеми:
1 – профіль вологості ґрунту; 2 – його дискретний аналог

$$W_i = h_i w_i, \quad (2.41)$$

а сумарні вологозапаси усього розрахункового шару ґрунту визначаються як

$$W_s = \sum_{i=0}^{NS} W_i = \sum_{i=0}^{NS} h_i w_i. \quad (2.42)$$

Так само можна розрахувати теплоємність i -го шару ґрунту

$$Q_i = h_i c_i T_i \quad (2.43)$$

і сумарну теплоємність

$$Q_s = \sum_{i=0}^{NS} Q_i = \sum_{i=0}^{NS} h_i c_i T_i, \quad (2.44)$$

де c_i – теплоємність шару з номером i .

На верхній межі розрахункового шару, тобто при $x=x_0=0$ відбувається обмін теплом і водяною парою між ґрунтом і приземним повітрям. Умови тепло- і вологообміну тут обчислюються на підставі фізичних міркувань, які будуть розглянуті нижче. Вибір цієї межі визначається очевидними міркуваннями і не вимагає коментарів. Що ж стосується нижньої межі

розрахункового шару x_{NS} (і розташування останнього вузла), то її місце розташування не настільки очевидно. Ясно, принаймні, що вона повинна розміщатися нижче шару, розповсюдження кореневої системи. Інша вимога зводиться до того, щоб значення моделюємої величини або її потоку на нижній межі було відоме, в протилежному випадку виникає невизначеність у розрахунку.

Для моделювання вологоперенесення найбільш яким представляється випадок неглибокого залягання ґрунтових вод (на глибині 1–3 м). Нижню межу варто помістити при цьому саме на рівні ґрунтових вод, оскільки тут точно відомо гранична умова: тиск ґрунтової вологи дорівнює нулю. При більш глибокому заляганні ґрунтових вод виникає деяка невизначеність, як у заданні нижньої граничної умови, так і в розташуванні самої цієї границі. У той же час часто можна вважати, що на глибині приблизно 2–3 м вологість ґрунту за сезон вегетації міняється незначно, якщо потік вологи через границю близький до нуля.

Оскільки, частіше за все, розглядається динаміка ґрунтової вологи у верхніх шарах 100–150 см, єдина вимога, якій повинна задовольняти нижня гранична умова, зводиться до наступного: неточність її задання не повинно вносити істотного погіршення у розрахунки профілю вологості верхніх шарів ґрунту.

Дуже близька картина складається і при розрахунку теплового поля. Відомо, що добові коливання температури ґрунту загасають уже на глибині 40–60 см, в той час як сезонні зміни можуть поширюватися на значно більшу глибину. У всякому разі, у більшості регіонів нашої країни температуру ґрунту можна вважати постійною на глибині 4 м. Однак, це не означає, що нижню границю у всіх випадках слід поміщати на цій глибині. Можна з достатньою точністю вважати, що вже на відстані 1,5–2 м від поверхні ґрунту добовий хід температури відсутній, а зміна температури всередині сезону не має міжсезонної мінливості і слідує середньому кліматичному ходу. Це означає, що нижню граничну умову температури на цій глибині можна вважати постійною всередині кожної доби, а її зміну за сезон вегетації задавати у вигляді залежності від номера доби відповідно до осереднених за ряд років кліматичних даних.

2.13.2. Теплоперенесення у ґрунті

Теплота як форма енергії і температура як її кількісна характеристика відіграють велику роль у житті рослин. Температурний режим безпосередньо впливає на розвиток рослин, оскільки темпи розвитку залежать від поглиненого посівом тепла. У той же час з температурним режимом пов'язані внутріґрунтове випаровування і транспірація, а

температурний градієнт безпосередньо впливає на рух води у ґрунті. Крім того, від температури ґрунту, як і від її вологості, залежить інтенсивність азотних трансформацій. З іншого боку, на перенесення тепла у ґрунті впливає водний режим так, що аналіз динаміки водного і теплового режимів варто проводити спільно. Зупинимося більш докладно на теплофізичних характеристиках ґрунтів.

Теплофізичні характеристики ґрунтів

Інтенсивність нагрівання будь-якого тіла при надходженні підведенні тепла визначається його теплоємністю, яка характеризує кількість теплової енергії, що має бути передана тілу для підвищення його температури на 1 °С або на 1°К. Питому теплоємність можна визначати як теплоємність одиниці об'єму або одиниці маси і виражати відповідно в кал/(см³·К) або кал/(г·К). З погляду теплових властивостей можна уявити собі, що ґрунт складається з двох основних компонентів-ґрунтового скелета і води, яка знаходиться у рідкій фазі, оскільки теплоємність газового компонента незначна. В зв'язку з цим питома теплоємність вологого ґрунту c знаходиться як середньозважена величина.

$$c = c(w) = c_s \rho_s + c_w w, \quad (2.45)$$

де c_s – питома теплоємність ґрунтового скелета;

ρ_s – щільність ґрунту;

$c_w = 1$ – теплоємність води;

w – вологість ґрунту.

Таким чином, теплоємність ґрунту лінійно залежить від її вологості. Характерний вигляд залежності $c(w)$ представлений на рис. 4.3, з якого виходить, що при підвищенні вологості ґрунту її теплоємність може змінюватися в кілька разів – від величини, рівної приблизно 0,2-0,25 до 0,8-0,9 кал/(см³·К). Це означає, що для нагрівання вологого ґрунту на визначену кількість градусів знадобиться набагато більше енергії, ніж для нагрівання на цю же величину сухого ґрунту.

Значення вхідних у формулу (2.45) коефіцієнтів для деяких компонентів, які входять до складу ґрунту наведені у табл. (2.15).

Другою важливою в тепловому відношенні характеристикою ґрунтів є їх теплопровідність. Теплопровідність характеризує швидкість передачі тепла, будучи аналогом провідності у законі Ома. При наявності температурного градієнта вздовж деякого тіла тепло поширюється від його більш гарячого кінця до більш холодного тим швидше, чим більше його теплопровідність. Питому теплопровідність варто розраховувати як швидкість передачі тепла (наприклад, кал/с), віднесену до градієнта температури і до одиниці довжини, тобто варто вимірювати, наприклад, у кал/(см·К·с).

Таблиця 2.15. – Питома теплоємність різних компонентів ґрунту

Компоненти ґрунту	Питома теплоємність, кал/(см ³ ·К)
Кварц, глина	0,48
Органічна речовина	0,60
Вода	1,00
Лід	0,45
Повітря	0,0003

Теплопровідність ґрунту також залежить від її вологості, однак, вигляд цієї залежності в порівнянні з теплоємністю виявляється більш складною. При цьому супіщані ґрунти характеризуються більш різким збільшенням теплопровідності при збільшенні вологості, ніж суглинисті. Крім того, ця залежність нелінійна і має вигляд S-подібної кривої з насиченням (рис. 2.11). Сама ж величина теплопровідності при зміні вологості ґрунту від нуля до повного насичення змінюється на декілька порядків.

Зв'язок теплопровідності і вологості ґрунту встановлено у роботі Д.А. Куртєнера і А.Ф. Чудновського:

$$\lambda(w) = c(w)[\lambda_1(w - \lambda_4)^2 + \lambda_2\rho_s + \lambda_3], \quad (2.46)$$

де $\lambda(w)$ – теплопровідність ґрунту.

Значення коефіцієнтів наведені у табл. 2.16. Ці співвідношення і використовуються при моделюванні температурного режиму ґрунтів.

Таблиця 2.16 – Коефіцієнти, які визначають залежність теплопровідності ґрунту від вологості

Тип ґрунту	$\lambda_1 \cdot 10^4$	λ_2	λ_3	λ_4
Чорнозем звичайний	-130	3,1	1,21	0,20
Темно-каштановий	-170	2,2	1,90	0,18
Сірозем	-62	2,7	0,20	0,18
Південний чорнозем	-104	2,4	0,68	0,20
Дерново-глейовий	-200	3,1	1,40	0,20

Теплообмін ґрунтових компартментів

Розглянемо деякий компартмент за номером j . Очевидно, що з погляду теплообміну всі компартменти, крім першого, який граничить з приґрунтовим повітрям, і останнього, рівноправні, оскільки у кожного існує два «сусіди».

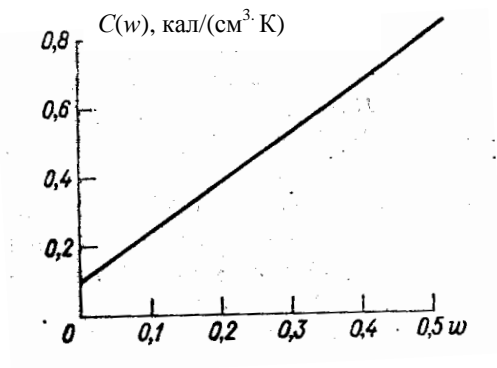


Рис. 2.10. Залежність теплоємності ґрунту від вологості.

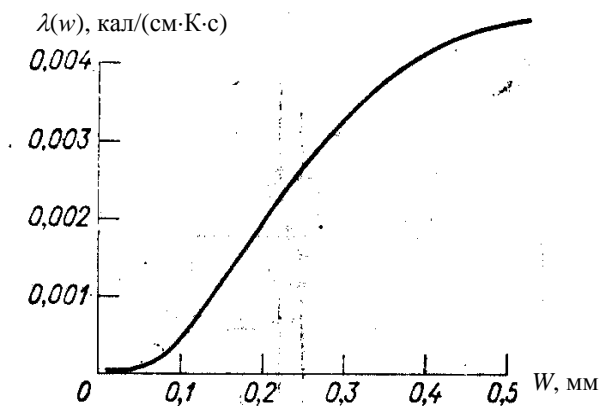


Рис. 2.11. Залежність теплопровідності ґрунту від вологості.

Позначимо площу поперечного розрізу кожного з компартментів через F . Висота j -го компартменту, як уже говорилося, дорівнює h_j (рис. 2.12), а його об'єм дорівнює

$$V_j = h_j F . \quad (2.47)$$

Об'ємна теплоємність компартмента обчислюється як добуток його питомої теплоємності c_j на об'єм, тобто

$$C_j = c_j h_j F . \quad (2.48)$$

Отже, при зміні температури компартмента на ΔT градусів приріст теплової енергії, яка міститься в ньому, визначається як

$$\Delta Q_j = c_j h_j F \Delta T , \quad (2.49)$$

тобто зміна кількості тепла пропорційно теплоємності одиниці об'єму c_j , зміні температури і самому цьому об'єму $V_j = h_j F$. Розглянемо, як змінюється температура компартмента за часовий крок моделі. Виберемо за часовий крок досить малий проміжок часу $\Delta t = t_{k+1} - t_k$, де k – номер кроку. Оскільки ми вважаємо, що внутрішні джерела тепла в компартменті відсутні, а теплообмін через його бокову поверхню дорівнює нулю, то баланс тепла компартмента визначається різницею потоків, які надходять на його верхню і нижню грані. Якщо ця різниця позитивна, то температура компартмента збільшується, у протилежному випадку вона зменшується. Таким чином, якщо величини потоку тепла за одиницю часу зверху і знизу позначити відповідно через f_j і f_{j+1} (див рис. 2.12), то

$$\Delta Q_j = c_j h_j [T_j(t_{k+1}) - T_j(t_k)] = (f_{j+1} - f_j) \Delta t. \quad (2.50)$$

Кожний із двох потоків визначається, в свою чергу, різницею температур двох компартментів. Потік f_{j+1} позитивний, якщо компартмент із номером $j+1$ має більшу температуру, ніж j -й і негативний у зворотному випадку. Те ж саме справедливо і для потоку f_j із заміною j на $j-1$, тобто потік f_j є позитивним або негативним в залежності від знака різниці T_j і T_{j-1} .

Величину теплопровідності ґрунту варто співвіднести з поверхнею контакту двох сусідніх компартментів, а «довжину» шляху теплообміну вважати рівною півсумі їхньої товщини (тобто відстані між вузлами). Тому

$$f_j = \frac{2F}{h_{j-1} + h_j} \lambda_{j-1,j} [T_j(t_k) - T_{j-1}(t_k)] \quad (2.51)$$

i

$$f_{j+1} = \frac{2F}{h_j + h_{j+1}} \lambda_{j,j+1} [T_{j+1}(t_k) - T_j(t_k)]. \quad (2.52)$$

Таким чином, теплоперенесення у ґрунті здійснюється як би по ланцюжку від одного компартмента до іншого (рис. 2.13). Одержуючи тепло з приходом сонячної радіації або віддаючи його в атмосферу, нульовий компартмент або нагрівається, або охолоджується. Перетікання тепла у кожному «каналі» регулюються вентилями і якщо, наприклад, у якийсь момент часу $T_0 - T_1 > 0$, тепло передається з нульового компартмента в перший, причому тим більш інтенсивно, чим більш різниця $T_0 - T_1$.

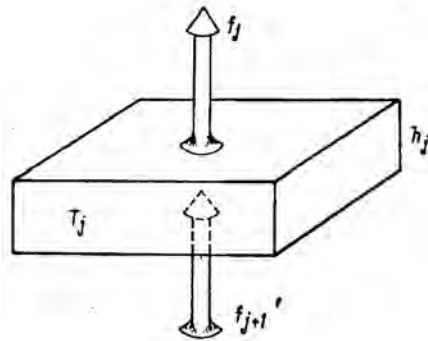


Рис. 2.12. Теплообмін j -го компартмента

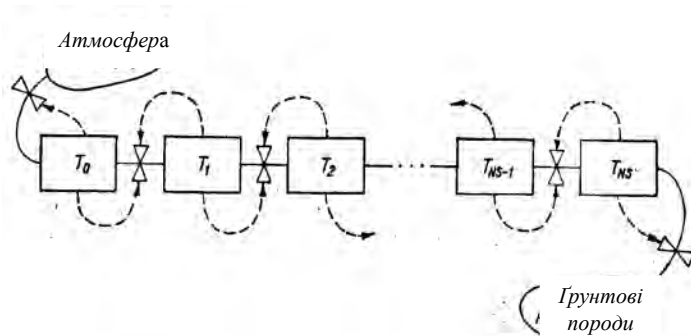


Рис. 2.13. Компартментна схема теплоперенесення у ґрунті.

Аналогічно здійснюється теплообмін між всіма іншими компартментами, крім останнього, щодо якого нам відомо, що його температура за кожен добу приймає цілком визначене значення. Оскільки

В результаті отримано систему $(NS - 1)$ -го рівняння для такої ж кількості змінних, які можуть обчислюватися крок за кроком. Дійсно, задавши початковий розподіл температури всіх компартментів, тобто $T_i(t_0)$, $T_2(t_0), \dots, T_{NS-1}(t_0)$ і підставляючи їх у праву частину системи рівнянь (2.55), знаходимо ті ж величини на момент часу t_1 , потім, підставляючи в ці ж рівняння визначені величини, знаходимо значення температури компартментів на момент t_2 і т.д.

Хоча ця процедура здійснюється надзвичайно просто, варто мати на увазі, що для забезпечення стійкості отриманого рішення варто вибрати крок інтегрування за часом Δt надзвичайно малий.

Отримаємо на закінчення стале рішення рівнянь теплоперенесення для того простого випадку, коли температур верхнього і нижнього компартментів постійна. До цього режиму сходиться рішення з часом, коли перехідні процеси загасають. Заміняючи в (2.55) періодичну функцію на постійну величину T_0 і приймаючи температуру незмінною, тобто $T_j(t_{k+1})=T_j(t_k)$ для $j = 1, 2, \dots, NS-1$, і відкидаючи загальний множник A_T одержимо таку систему рівнянь:

$$\begin{aligned}
 2T_1 - T_2 &= T_0, \\
 -T_1 + 2T_2 - T_3 &= 0, \\
 -T_2 + 2T_3 - T_4 &= 0, \\
 \dots & \\
 -T_{NS-3} + 2T_{NS-2} + T_{NS-1} &= 0, \\
 -T_{NS-2} + 2T_{NS-1} &= T_{NS}.
 \end{aligned}
 \tag{2.57}$$

Неважко перевірити, що її вирішення має такий вигляд

$$T_j = \frac{NS - j}{NS} T_0 + \frac{j}{NS} T_{NS}, \tag{2.58}$$

тобто температура з ростом номера компартмента змінюється за законом арифметичної прогресії, збільшуючись або зменшуючись на постійну величину $(T_{NS} - T_0)/NS$.

Добовий і сезонний хід температури

Температура ґрунту має характерну добову і сезонну варіабельність. Протягом кожної доби температура поверхні ґрунту досягає мінімуму приблизно на момент сходу Сонця. При відсутності роси і сухої поверхні ґрунту температура її верхніх шарів починає збільшуватися відразу ж після сходу Сонця і досягає максимуму приблизно о 14 год., після чого знову зменшується. При високій вологості ґрунту і при наявності роси

підвищення температури у ранковій годині сповільнюється, тому що значна частка прихідної сонячної енергії витрачається на випаровування.

Максимальне значення температури поверхні ґрунту, залежить як від її вологості, так і від щільності травостою. Досить густий рослинний покрив (при листовому індексі 4–5) екранує ґрунт від прихідної радіації, а посів витрачає велику частину прихідної радіації на транспірацію. Тим самим ґрунт охороняється від перегріву, що сприятливо позначається на життєдіяльності ґрунтової біоти. Приклад добового ходу температури ґрунту на її поверхні і на глибинах 10 і 20 см наведено на рис. 2.14.

Завдяки тому, що коливання температури у добовому ході запізнюються при збільшенні глибини, існують моменти часу, коли максимум профілю температури знаходиться у ґрунті на деякій глибині: верхні шари ґрунту починають охолоджуватися, в той час як температура більш глибоких шарів продовжує рости. Профілі температури в літній день на 2, 6, 10, 14, 18 і 22 години наведені на рис. 2.15.

З даних рис. 2.15 видно, що вже на глибині 40–50 см амплітуда коливань температури не перевищує 2...3 С. Температура ґрунту на глибині 100–150 см не змінюється протягом доби, але має явно виражений сезонний хід. У середніх широтах Північної півкулі мінімум температури на цій глибині досягається приблизно наприкінці березня, а максимум – у третій декаді серпня кожного року. З точністю до $\pm 1^\circ\text{C}$ можна прийняти, що на цій глибині температура протягом усього сезону вегетації має стандартний хід, який відповідає середнім багаторічним (кліматичним) даним. Характерні профілі температури для травня – серпня зображені на рис. 2.16.

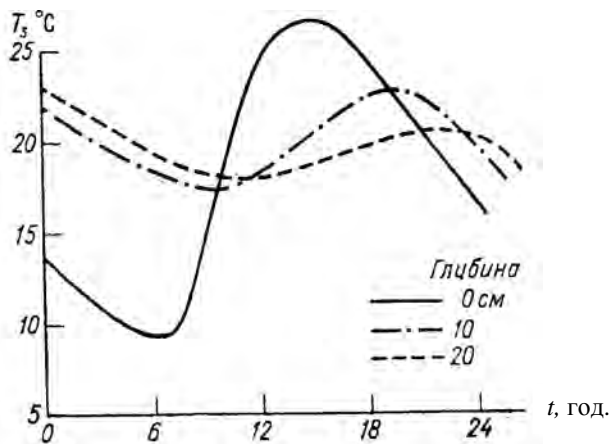


Рис. 2.14. Добовий хід температури ґрунту

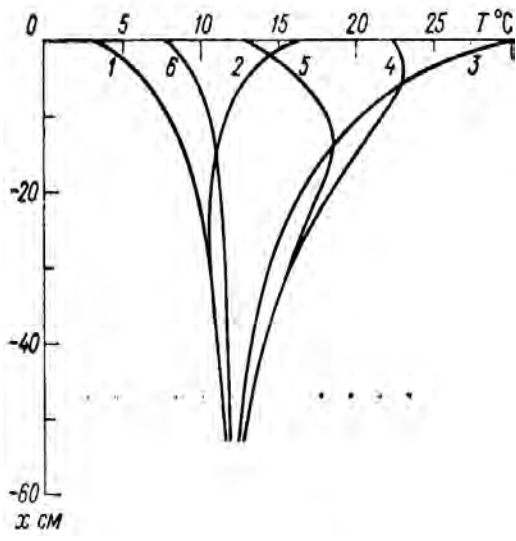


Рис. 2.15. Добовий хід вертикального профілю температури ґрунту:
 1 – 6 год.; 2 – 10 год.; 3 – 14 год.; 4 – 18 год.; 5 – 22 год.; 6 – 2 год.

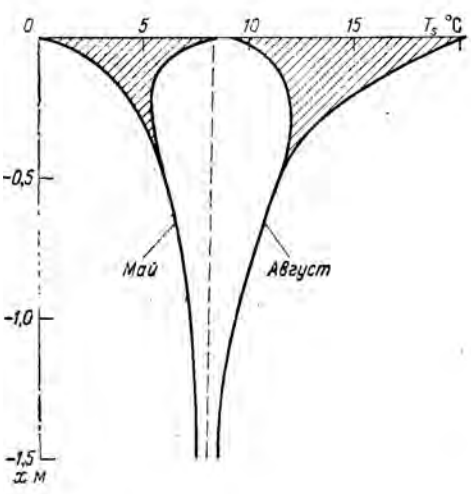


Рис. 2.16. Профілі температури ґрунту за різні періоди вегетації

2.13.3. Вологоперенесення у ґрунті

Водний режим є основним у житті рослин. При описі водного режиму варто виділити два принципово різних процеси – промочування ґрунту і його висушування.

При зволоженні ґрунту після досить інтенсивних опадів або поливу волога переміщується всередину ґрунту під дією суми двох сил – маси і сисної сили до більш сухих нижніх шарів. Якщо верхній шар ґрунту промочується при цьому до максимального насичення, рух води здійснюється у рідкій фазі і відбувається в основному по великих порах, тріщинах та інших локальних каналах. Якщо розглядати вегетаційний сезон в цілому, то періоди зволоження займають не дуже великий відсоток сумарного часу, особливо в аридних і напіваридних регіонах, де вода є основним фактором, який лімітує урожай.

Значно більш істотне значення у житті рослин має режим висушування. В цьому режимі розчинені у воді мінеральні речовини підтягуються до коренів рослин, а самі рослини, поглинаючи воду з ґрунту і, випаровуючи її в атмосферу, підтримують свої життєво важливі функції в межах, які забезпечують їхнє нормальне функціонування. У тих випадках, коли ґрунт повністю насичений водою, на нього не діють ніякі інші сили, крім маси, і волога вільно перетікає в нижче розташовані шари аж до водоупора або ґрунтових вод. Однак, якщо виключити з розгляду болота і заливні луки, така ситуація створюється лише на короткочасні періоди. Звичайно лише частина порового простору зайнята водою, а інша – ґрунтовим повітрям. Саме рух вологи, у ненасиченій зоні ґрунтового профілю представляє головну задачу моделювання.

При зменшенні вологості пересування вологи починає здійснюватися по капілярах різного діаметра і «зазорах» між ґрунтовими агрегатами. Оскільки в більш сухих шарах зайняті водою капіляри в середньому мають менший діаметр, вода починає пересовуватись в ці шари за рахунок різниці капілярних тисків. Ця сисна сила ґрунту починає превалювати над силою маси і стає основною при зменшенні вологості нижче найменшої вологомісткості (НВ). При подальшому висушуванні ґрунту перенесення вологи здійснюється, як у рідкій фазі у вигляді дифузії молекул у шарі води, адсорбованому на ґрунтових частках, так і у вигляді водяної пари, яка дифундує у вільному поровому просторі. При цьому на сумарну швидкість вологоперенесення починає впливати не тільки градієнт вологості, але і градієнт температури. Вертикальні градієнти температурного поля ґрунту, покритого рослинністю, не настільки значні, щоб цей ефект міг відігравати істотну роль у сумарному вологообміні посіву. Головними діючими силами, відповідальними за переміщення води у ґрунті є сила маси, завжди спрямована вниз і гідравлічний потенціал, дія

якого спрямована від більш вологих шарів ґрунту до більш сухих. Наявність коренів у ґрунті варто розглядати як розподілену по глибині функцію стоку або джерела.

Гідрофізичні характеристики ґрунту

Водний потенціал або «тиск» ґрунтової вологи прийнято подібно осмотичному тиску вважати величиною негативною і вимірювати в тих же одиницях, що і тиск, тобто в гектопаскалях, атмосферах або сантиметрах водного стовпчика (як відомо, 1 атм = 1000 см водного стовпчика). Величину зворотну водному (гідралічному) потенціалу вважають «*сисною силою*» ґрунту.

Подібно напруженню в електротехніці або градієнту температури в теплофізиці градієнт водного потенціалу є рушійною силою міграції вологи у ґрунті. Якщо сила струму дорівнює різниці потенціалів електричного поля, помноженої на провідність, швидкість руху рідини у пористому середовищі, відповідно до закону Дарсі, дорівнює градієнту потенціалу, помноженому на вологопровідність цього середовища. Точно так само швидкість перенесення тепла визначається добутком градієнта температури на коефіцієнт теплопровідності.

Отже, швидкість руху вологи у ґрунті v відповідно до закону Дарсі визначається виразом

$$v = -k \frac{\Delta H}{\Delta x}, \quad (2.59)$$

де k – коефіцієнт вологопровідності;

$\Delta x = x_2 - x_1$ – різниця близько розташованих рівнів ґрунтового профілю;

$\Delta H = H(x_2) - H(x_1)$ – різниця напорів води на цих рівнях.

Знак мінус свідчить про те, що швидкість вологоперенесення спрямована в сторону, протилежну зростанню напору. Сам напір H містить два доданки.

Перший з них відповідає вазі стовпчика рідини над деяким рівнем. Оскільки вага, віднесена до одиниці площі, тобто тиск стовпчика води можна виразити в грамах на квадратний сантиметр або в сантиметрах водного стовпчика, цей доданок може бути виражений в тих же одиницях, що і тиск ґрунтової вологи, тобто другий доданок напору

$$H = z - p. \quad (2.60)$$

Тут враховано, що $p < 0$. Підставляючи (2.60) у (2.59), одержимо співвідношення для швидкості руху води в ненасиченій зоні, виражене через градієнт водного потенціалу

$$v = k \left(-\frac{\Delta p}{\Delta x} - 1 \right) \quad (2.61)$$

оскільки завжди $\Delta z = \Delta x$.

Відзначимо, що сам коефіцієнт вологопровідності залежить від водного потенціалу, тобто у виразі (2.61) $k = k(p)$. Саме ця залежність робить співвідношення (2.61) нелінійним, що принципово відрізняє його від законів тепло- і електропровідності. Очевидно також, що, оскільки величина $\Delta p/\Delta x$ є безрозмірною, то коефіцієнт вологопровідності має ту ж розмірність, що і швидкість, тобто см/с, см/год., см/д. Чисельно він дорівнює швидкості промочування ґрунту, коли градієнт напору дорівнює одиниці.

Рух ґрунтової вологи в ненасиченій зоні визначається двома основними залежностями. Перша з них – це зв'язок коефіцієнта вологопровідності з водним потенціалом, тобто функції $k(p)$. Друга, мабуть, навіть більш важлива, це так названа *крива водоутримання* або «*основна гідрофізична характеристика*» (ОГХ) ґрунту. ОГХ визначається як залежність об'ємної вологості ґрунтів від водного потенціалу. Чим сухіше ґрунт, тим більше його «сисна сила», яка дорівнює водному потенціалу, взятому зі зворотним знаком.

Отже, водний потенціал має збільшуватися за абсолютною величиною при зменшенні вологості і перетворюватися в нуль при повній вологомісткості. На рис. 2.17, як приклад, наводиться загальний вигляд кривої водоутримання. Відзначимо її характерні риси. При незначному зменшенні вологості ґрунту від повної вологомісткості тиск ґрунтової вологи зростає на деяку величину практично миттєво. Цю ділянку кривої досить складно описати при моделюванні, у багатьох моделях вона заміняється вертикальною лінією, яка продовжується до перетинання з плавним продовженням верхньої кривої у точці *A*. Можливість такої апроксимації пов'язана з тим, що режими, близькі до повного зволоження ґрунту, зустрічаються досить рідко. Деякі помилки, які тут з'являються, істотно не впливають на загальний розрахунок.

Подальше зниження вмісту вологи призводить до підвищення абсолютної величини потенціалу, який описується опукло-ввігнутою кривою з точкою перегину. Практичне значення мають точки, зв'язані з тиском, приблизно рівним -330 см і -15000 см. Перша з них відповідає найменшій вологомісткості ґрунту. Це той вміст води у ґрунті, який залишається після стікання зайвої вологи під дією гравітаційних сил.

Вологість, яка приблизно дорівнює -15000 см (точне значення залежить від виду рослин), називається вологістю в'янення (ВВ).

При вологості, менше ВВ, рослини не здатні поглинати вологу з ґрунту, оскільки при цьому сисна сила ґрунту виявляється вище, ніж та

максимальна сисна сила, яку може розвинути коренева система. Ця волога є недоступною для рослин.

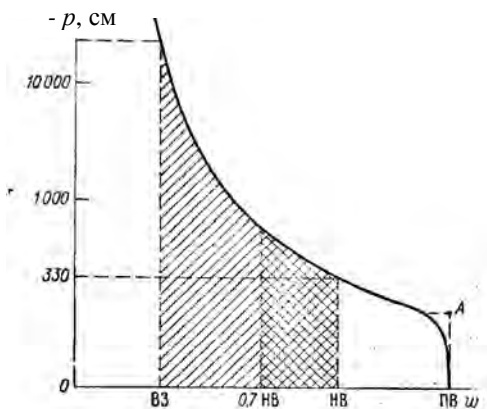


Рис. 2.17. Крива водоутримувальної властивості ґрунту.

При вологості, рівній НВ і нижче, у ґрунті мається достатня кількість не тільки води в її рідкій фазі, але й повітря. При цьому створюються сприятливі умови для життєдіяльності кореневої системи. Тому діапазон вологості ґрунту приблизно від 0,7 НВ до НВ є для рослин оптимальним. При зменшенні вологості нижче 0,7 НВ або вище НВ створюються стресові умови або по зволоженню ґрунту, або по постачанню кореням кисню.

Таким чином, доступна для рослин волога знаходиться в межах вище ВВ, а сприятлива для росту і розвитку рослин – у діапазоні від 0,7 НВ до НВ. Зрозуміло, усі ці межі орієнтовні і залежать як від вирощуваної культури, так і від інших факторів навколишнього середовища, зокрема, від температури і вологості повітря.

Перейдемо до розгляду іншої гідрофізичної характеристики ґрунту – коефіцієнта його вологопровідності. Залежність $k(p)$ при повному насиченні має назву *коефіцієнта фільтрації* k_f . Зі збільшенням абсолютної величини водного потенціалу, тобто зі зменшенням вологості ґрунту, $k(p)$ зменшується (рис. 2.18). При цьому значення коефіцієнта фільтрації глинистих ґрунтів виявляється на багато менше, ніж відповідне значення для піску або ґрунтів легкого складу.

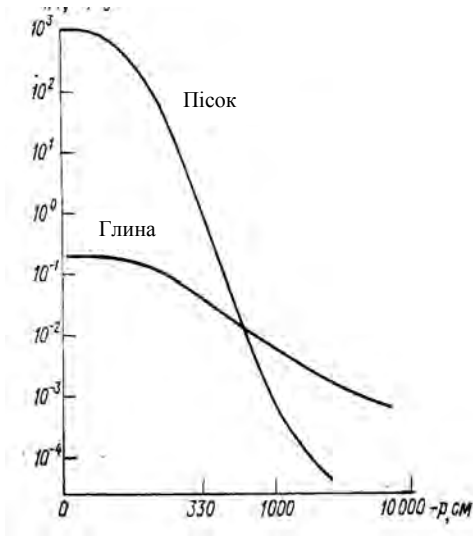


Рис. 2.18. Залежність коефіцієнта вологопровідності від водного потенціалу ґрунту

У той же час при зниженні вологості (росту сисної сили ґрунту) вологопровідність легких ґрунтів зменшується більш різко, а при вологості меншій НВ, значення $k(p)$ для піску виявляється нижче ніж для суглинку. В зв'язку з цією властивістю вологопровідності посіви на легких ґрунтах виявляються надзвичайно чутливими до посушливих періодів. Різке зростання коефіцієнта вологопровідності за умов, близьких до насичення, призводить до швидкого проникнення води, яка випадає у вигляді опадів, у нижні ґрунтові горизонти і зникнення її з шару, в якому розміщується коренева система.

Взагалі, вигляд розглянутих кривих визначається багатьма властивостями ґрунту – їхнім мінералогічним складом, щільністю, вмістом ґрунтової органіки і, зрештою, залежить від всієї історії ґрунтоутворюючого процесу в даному місці.

Характерні риси залежностей $p(w)$ і $k(p)$ пов'язують з легко вимірюваними ґрунтовими параметрами. Найбільш поширені з них наведені у табл. 2.17 та 2.18.

Таблиця 2.17 – Деякі напівемпіричні моделі ОГХ

Вид моделі	Автор
$w = -\frac{1}{B} \ln \frac{p}{A}$	W.C. Visser
$W = Ap^{-B}$	R.R. Curry, L.H. Chen
$w = \frac{w_s}{[1 + (p/A)^B]}$	Я.В. Пачепський
$\frac{w - w_r}{w_s - w_r} = \exp\left(-A \ln^2 \frac{p}{B}\right)$	В.В. Терлеєв
$\frac{w_s - w}{w_s - w_r} = \frac{1}{B} \ln \frac{p}{A}$	D.A. Farrel, W.E. Larsen
$w = w_s \quad \text{при} \quad p \geq p_B$ $\frac{w - w_r}{w_s - w_r} = \left(\frac{p_B}{p}\right)^A \quad \text{при} \quad p < p_B$	R.R. Brooks, A.T. Correy
$\frac{w - w_r}{w_s + w_r} = \frac{A}{A + (p)^B}$	R. Havercamp
$p = A \exp\left(B \frac{w - BB}{HB - BB}\right)$	К.К. Павлова, І.Л. Калужний

w_s – вологість насичення; w_r – максимальна гігроскопічність;
 HB – найменша вологомісткість; BB – вологість в'янення.

Компартментна модель вологопровідності

Компартментна модель, яка описує динаміку водного режиму ґрунту, багато в чому аналогічна моделі теплоперенесення. Маються, однак, і принципові розходження. Перше з них пов'язано з тим, що вхідні в модель коефіцієнти самі залежать від моделюємої величини – вологості ґрунту або водного потенціалу. Тим самим моделі стають нелінійними, що різко ускладнює як аналіз, так і чисельне рішення рівнянь переносу. Друга відмінність пов'язана з тим, що в кожному компартменті з'являється функція внутрішнього стоку – поглинання води коренями. Тим самим задача кількісного опису динаміки вологообміну стає більш складною. З'являється необхідність зв'язати її з процесами, які відбуваються в інших блоках моделі не тільки через граничну умову (умова на границі ґрунт – повітря), але і через функцію розподілених по ґрунтовому профілю стоків, їхній сумарний транспорт по рослині і транспірацію.

Таблиця 2.18 – Моделі функції вологопровідності

Вид моделі	Автор
$k = A \left(\frac{p}{p_s} \right)^B$	Б.Н. Мічурін
$k = A[B + (-p)^n]$	W.R. Gardner
$k = k_f \left(\frac{w - w_r}{w_s - w_r} \right)^{1/2} \left(\frac{\int_0^w \frac{dw}{p(w)}}{\int_0^{w_s} \frac{dw}{p(w)}} \right)^2$	Y. Mualem
$k = k_f \left(\frac{w}{w_s} \right)^B \left(\frac{\int_0^w \frac{dw}{p^2(w)}}{\int_0^{w_s} \frac{dw}{p^2(w)}} \right)$	R.E. Green, A.T. Correy

p_s – потенціал барботування.

Компартментна модель вологоперенесення у системі ґрунт – рослина – атмосфера зображена на рис. 2.19. Розглянемо рівняння водного балансу у деякому ґрунтовому шарі. За аналогією з (2.50) зміну вологовмісту у j -му компартменті за малий проміжок часу $\Delta t = t_{k+1} - t_k$ можна записати у вигляді

$$\Delta W_j = W_j(t_{k+1}) - W_j(t_k) = [(v_{j+1} - v_j) - h_j f_j] F \Delta t, \quad (2.62)$$

де F і h_j – відповідно площа і товщина компартмента;

v_j і v_{j+1} – швидкість руху води через верхню і нижню границі;

f_j – швидкість поглинання води коренями, яка віднесена до одиниці об'єму ґрунту.

Співвідношення (2.62) не що інше, як рівняння балансу (або нерозривності): кількість рідини, яка поступає в компартмент дорівнює $v_{j+1} F \Delta t$, а яка витікає дорівнює сумі потоку через нижню межу $v_j \Delta t$ і кореневого поглинання $f_j h_j F \Delta t$.

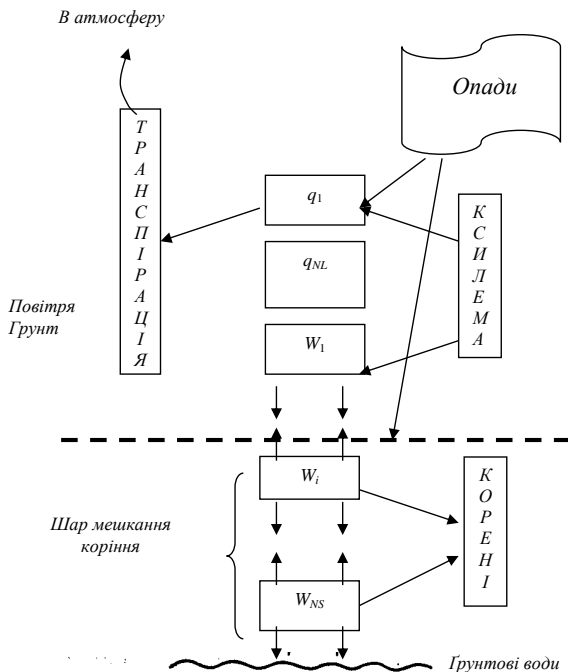


Рис. 2.19. Компартментна схема вологоперенесення у системі ґрунт – рослина – атмосфера:

W_i – вологовміст у i -му компартменті ґрунту;

q_i – вологість повітря у міжклітиннику;

NS – кількість шарів ґрунту; NL – кількість ярусів посіву

Рівняння для швидкості руху води записано вище (2.61). Використовуючи аналогію температури з водним потенціалом і вологопровідності з теплопровідністю, відповідно до (2.51) і (2.52) запишемо:

$$v_j = k(p_{j-1,j}) \left(\frac{2}{h_{j-1} + h_j} [p_j(t_k) - p_{j-1}(t_k)] - 1 \right), \quad (2.63)$$

і

$$v_{j+1} = k(p_{j,j+1}) \left(\frac{2}{h_j + h_{j+1}} [p_{j+1}(t_k) - p_j(t_k)] - 1 \right). \quad (2.64)$$

Тим самим отримано зв'язок приросту вологовмісту компартмента за один часовий крок моделі з водним потенціалом даного компартмента $p_j(t_k)$ і двох сусідніх $p_{j-1}(t_k)$ і $p_{j+1}(t_k)$ на початку цього кроку.

Для проведення розрахунків динаміки руху вологи необхідно, таким чином, використовувати залежність потенціалу від вологості. Ця залежність саме і визначається ОГХ. Використання ОГХ дозволяє виключити одну з двох цих величин і записати рівняння або для динаміки вологовмісту, або для динаміки водного потенціалу. Звичайно перевагу має другий шлях, для чого приводяться два аргументи.

Перший з них зводиться до того, що поглинання вологи коренями визначається різницею водних потенціалів ґрунту і рослини і для замикання моделі все одно приходиться розраховувати потенціали.

Другий заснований на аналогії: рівняння теплоперенесення записані для аналога потенціалу – температури, а не для аналога вологості – кількості потенціалу в компартменті.

Якщо продовжити цю аналогію, то цілком природним буде введення «диференціальної вологомісткості» ґрунту як коефіцієнта μ , який зв'яже збільшення вологості зі збільшенням потенціалу

$$\Delta w = \mu \Delta p . \quad (2.65)$$

Вона показує, наскільки змінюється вологість ґрунту при зміні її водного потенціалу на одиницю. На відміну від теплоємності диференціальна вологомісткість ґрунту непостійна. Вона залежить від потенціалу, оскільки це не що інше, як похідна водоутримувальної здатності ґрунтів, побудованої в координатах: p – вісь абсцис, w – вісь ординат. Таким чином, $\mu = \mu(p)$. Принциповий хід цієї залежності наведений на рис. 2.20. Як функція потенціалу вона збільшується всюди, крім малої ділянки поблизу нуля (або поблизу вологості насичення).

Використовуючи введене тут поняття диференціальної вологомісткості і, приймаючи до уваги, що вологозапас компартмента W_j дорівнює його об'єму $h_j F$, помноженому на вологість w_j , запишемо рівняння балансу замість (2.62) у такому вигляді

$$\mu(p_j)[p_j(t_{k+1}) - p_j(t_k)] = \left(\frac{v_{j+1} - v_j}{h_j} - f_j \right) \Delta t . \quad (2.66)$$

Це співвідношення створює разом з (2.63) і (2.65) замкнуту систему рівнянь для розрахунку водного потенціалу ґрунту «крок за кроком». Розглянемо міркування з приводу задання граничних умов і функцій стоку.

На межі ґрунт – повітря має бути заданий потік вологи – негативний у випадку випадання опадів і позитивний – при випаровуванні. При цьому

інтенсивні дощі призводять до того, що волога не встигає всмоктуватися верхнім шаром ґрунту і просочується в глиб ґрунтового профілю.

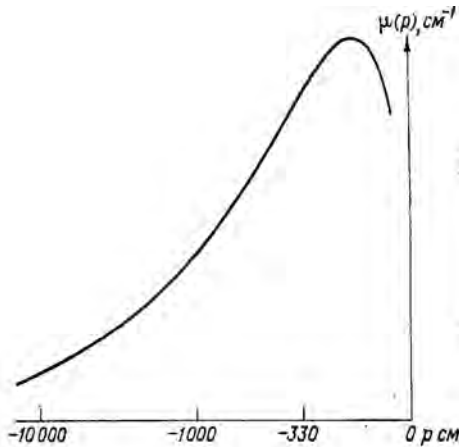


Рис. 2.20. Диференціальна вологомісткість ґрунту

При наявності схилу це призводить до стікання частини води, а на горизонтальних ділянках і нерівностях утворюються калюжі. У моделі шар вільної води на поверхні ґрунту рівномірно «розповсюджується» по всьому полю і характеризується наведеною висотою стовпчика води, що досягає декількох міліметрів. Ця величина додається до водного потенціалу, який при наявності насиченого вологою верхнього шару стає позитивним.

Після припинення опадів вільна волога частково випаровується, а частково всмоктується у ґрунт. При цьому «працює» саме криволінійна ділянка ОГХ, близька до вертикалі. Ця обставина ускладнює процес розрахунку і призводить до того, що в досить складних моделях режим всмоктання повинен описуватися за допомогою спеціальних алгоритмів. У прикладних моделях, де не потрібна висока точність, ці труднощі обминаються за рахунок використання дещо спрощеного перерозподілу надлишкової води по ґрунтових компартментах. Цей процес починається з верхнього компартмента, який заповнюється до ПВ або НВ, а якщо залишилися волога то додається у другий компартмент і т.д. – доти, поки запас надлишкової води не буде вичерпаний. Якщо при цьому виявляється, що весь ґрунтовий профіль насичений водою, то вважається, що надлишкова кількість води виноситься за межі розрахункового шару.

Розглянемо тепер особливості врахування кореневого поглинання. Врахування впливу коренів у моделі проводиться шляхом задання об'ємної

щільності їхньої поглинаючої поверхні. Виділимо на деякій глибині одиничний об'єм ґрунту. Якщо після відмивання всіх живих коренів у цьому об'ємі виміряти площу їхньої поверхні і розділити на об'єм, то саме й отримаємо цю величину, яку будемо позначати через ω . Величина ω залежить від глибини x і змінюється з часом у зв'язку з ростом рослин і розвитком кореневої системи, тобто

$$\omega = \omega(x, t). \quad (2.67)$$

Вона вимірюється в $\text{см}^2/\text{см}^3$, тобто в см^{-1} . Очевидно, що поза зоною проникнення коренів $\omega(x, t) = 0$. Будемо вважати, що об'ємна щільність коренів постійна всередині кожного компартмента. Тоді для функції стоку води у корінь у j -му компартменті, вираженій в $\text{см}^3/\text{год}$. або в $\text{см}^3/\text{д}$, можна записати так

$$f_j = \omega_j \xi (p_j - P_r) \quad (2.68)$$

де P_r – водний потенціал кореня, а

ξ – його провідність.

При цьому стінки провідних судин кореня від епідерміса до ксилеми мають найбільший опір. По провідних судинах ксилеми вода рухається майже без опору, в зв'язку з чим водний потенціал усієї кореневої системи можна вважати постійним, незалежно від глибини шару або від номера компартмента. Таким чином, для розрахунку динаміки ґрунтової вологи необхідно знати додатково значення об'ємної площі кореня в компартментах ω , провідність кореня ξ і його водний потенціал P_r .

Помножимо вираз (2.68) на товщину компартмента h_j і візьмемо суму всіх цих рівностей, починаючи з одиниці i , кінчаючи NR – номером компартмента, у якому ще містяться корені:

$$\sum_{i=1}^{NR} h_i f_j = \xi \sum_{i=1}^{NR} h_i \omega_i (p_i - P_r) = \xi \sum_{i=1}^{NR} h_i \omega_i p_i - \xi P_r \sum_{i=1}^{NR} h_i \omega_i. \quad (2.69)$$

У виразі (2.69) остання сума безрозмірна і представляє собою площу коренів, віднесена до одиниці площі поля. За аналогією з листовим індексом її можна назвати «корневим індексом» і позначити через Ω :

$$\Omega = \sum_{i=1}^{NR} h_i \omega_i. \quad (2.70)$$

Ліва частина виразу (2.69) є не що інше, як сумарне поглинання води коренями. Тому, якщо знехтувати акумуляцією води тканинами рослин, можна прирівняти його до транспірації

$$E = \xi \sum_{i=1}^{NR} h_i \omega_i p_i - \xi P_r \Omega. \quad (2.71)$$

Звідси можна виразити потенціал кореня P_r через транспірацію

$$P_r = \frac{\sum_{i=1}^{NR} h_i \omega_i p_i - E / \xi}{\Omega} \quad (2.72)$$

і для поглинання води коренями у j -му компартменті (2.68) записати

$$f_j = \frac{\omega_j}{\Omega} E - \frac{\xi \omega_j}{\Omega} \left(\sum_{i=1}^{NR} h_i \omega_i p_i - \Omega p_j \right). \quad (2.73)$$

Приймається, що водний потенціал безпосередньо поблизу кореня дорівнює його середньому значенню на даній глибині ґрунтового профілю.

Розглянемо два окремих випадки, у яких рівняння для опису процесу поглинання води коренями спрощується.

1. При високій вологості ґрунту $p_i \approx 0$ або в більш загальному випадку p_i постійне по всьому ґрунтовому профілю. У такому випадку замість (2.72) отримаємо

$$f_j = \frac{\omega_j}{\Omega} E. \quad (2.74)$$

2. В іншому випадку, коли корені розподілені по всьому ґрунтовому профілю рівномірно (що має місце, наприклад, у вегетаційних судинах), ω_i не залежить від номера i , $\Omega = \omega h_r$ і

$$f_j = \frac{E}{h_r}, \quad (2.75)$$

де h_r – глибина проникнення коренів.

Очевидно, що перший доданок у (2.73) є, таким чином, визначальним. Роль другого зводиться до врахування нерівномірності розподілу коренів або нерівномірного розподілу водного потенціалу по всій глибині ґрунту.

Завершуючи розгляд компартментаної моделі вологообміну, випишемо основні рівняння для того випадку, коли всі компартменти мають однакові висоти, $h_j = h$.

Рівняння балансу ґрунтової вологи у j -му компартменті має вигляд

$$\mu(p_j)[p_j(t_{k+1}) - p_j(t_k)] = \left(\frac{v_j - v_{j+1}}{h} - 1 \right) \Delta t. \quad (2.76)$$

Для швидкостей руху води із сисних компартментів отримаємо:

$$v_j = k(p_{j-1,j}) \left[\frac{p_{j-1}(t_k) - p_j(t_k)}{h} - 1 \right];$$

$$v_{j+1} = k(p_{j,j+1}) \left[\frac{p_j(t_k) - p_{j+1}(t_k)}{h} - 1 \right]. \quad (2.77)$$

Нарешті, функція стоку в корінь визначається виразом (2.73).

Ці співвідношення справедливі для всіх компартментів, крім нульового й останнього. Тому до них необхідно додати граничні умови. Якщо, наприклад, нижня межа відповідає рівню залягання ґрунтових вод, то нижня гранична умова має вигляд

$$p_{NS} = 0. \quad (2.78)$$

На верхній межі при розрахунку режиму висушування додається умова заданого потоку – так названого *фізичного випаровування*. При цьому, рівняння балансу вологи у нульовому компартменті записується у вигляді:

$$\mu(p_0)[p_0(t_{k+1}) - p_0(t_k)] = E_s \Delta t - \left(\frac{v_1}{h} + f_0 \right) \Delta t, \quad (2.79)$$

де фізичне випаровування E_s повинне задаватися або обчислюватися з залученням додаткових міркувань. Використовуючи наведені вище рівняння при заданні початкового розподілу вологи w_i (або потенціалу) по компартментах, параметрів рослини ξ , ω_i і Ω , випаровування E_s і транспірації E_r можна розраховувати зміни профілю водного потенціалу і, отже, вологості ґрунту крок за кроком, подібно тому, як це робиться при розрахунку теплоперенесення.

Зміна вологості ґрунту за період вегетації

На земну поверхню випадає протягом року в середньому 710 мм опадів, а сумарне випаровування складає 240 мм, проте, розподіл опадів, як по територіях областей, так і в кожному місці протягом року нерівномірний і ґрунтова волога в багатьох випадках є фактором, який лімітує урожай. Більш того, багато регіонів нашої країни періодично страждають від посухи, так що прогноз водного режиму ґрунтів і раціональне використання водних ресурсів є в землеробстві одним з найважливіших. При моделюванні водного режиму варто звернути увагу на два моменти – це по-перше, динаміка продуктивної вологи, найчастіше, у метровому шарі ґрунту і, по-друге, розподіл вологозапасів по ґрунтовому профілі.

Вологість ґрунту не має чітко вираженого добового ходу. Добовим коливанням піддається транспірація, тобто швидкість вилучення води з ґрунту за режиму висушування. Однак ці коливання мало відбиваються на загальному балансі. Вологозапаси у ґрунті досить швидко збільшуються при випаданні опадів і при поливах, а в проміжках між опадами й у міжполивні періоди повільно зменшуються. Це зменшення частково відбувається за рахунок гравітаційного стікання води, але в більшості за рахунок транспірації і поверхневого випаровування. Тому типовий сезонний хід вологозапасів має чітко виражений пілкоподібний характер. При цьому в залежності від балансу опадів і транспірації вологість ґрунту в середньому за досить тривалі періоди (декада, місяць) або збільшується, або зменшується.

Типовою є ситуація, коли рослини у перший період свого життя забезпечуються водою за рахунок весняних запасів вологи, що утворилися в результаті випадання осінніх дощів і танення снігу. Надалі доля посіву залежить від поповнення вологи, оскільки інтенсивна транспірація, починаючи з моменту виходу в трубку, призводить до швидкого витрачання запасеної вологи. У цьому процесі істотну роль грає вертикальний розподіл ґрунтової вологи. Оскільки висушування починається з верхніх шарів ґрунту, то доля урожаю багато в чому залежить від того, наскільки швидко корені рослин проникають у більш глибокі ґрунтові шари, де вони можуть знайти достатню кількість вологи. При цьому особливу роль починають грати адаптивні властивості рослин, які призводять до прискореного росту коренів у глиб ґрунту при водному дефіциті.

Для ілюстрації цього феномена на рис. 2.21 представлена схематична картина зміни поглинання води коренями протягом вегетації, а на рис. 2.22 показана зміна профілю ґрунтової вологи також за тривалий період часу. Якщо ці два процеси – ріст коренів і висушування ґрунту – узгоджені, то рослини можуть і не зазнавати глибокого водного стресу, незважаючи на

зменшення сумарних вологозапасів у метровому шарі ґрунту. Правда, при цьому виникає питання про «неузгодженість» профілів доступної вологи і доступних форм елементів живлення.

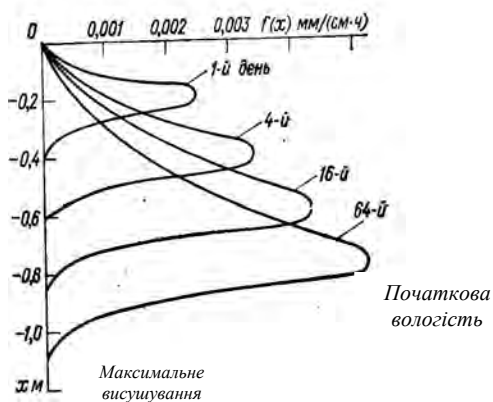


Рис. 2.21. Зміна профілю поглинання води кореневою системою (схема).



Рис. 2.22. Висушування ґрунту за період вегетації (схема).

Контрольні питання

1. Дайте характеристику основним принципам моделювання?
2. Якими показниками визначаються процеси теплоперенесення у ґрунті?
3. Чим визначається добовий та сезонний хід температури?
4. Фактори вологоперенесення у ґрунті?
5. Чим визначається динаміка вологоперенесення у ґрунті?

ЧАСТИНА 3

ГЕНЕЗИС, КЛАСИФІКАЦІЯ ТА СІЛЬСЬКОГОСПОДАРСЬКЕ ВИКОРИСТАННЯ ҐРУНТІВ

3.1. КЛАСИФІКАЦІЯ ҐРУНТІВ

3.1.1. Принципи класифікації ґрунтів

Територія України складає 603 тис.км². Її довжина з заходу на схід складає 1316 км, а з півночі на південь – 893 км.

Безумовно, що на такій великій території умови для формування ґрунтів будуть різні. Щоб привести в систему різні групи ґрунтів в природі, в ґрунтознавстві, як і в інших природничих дисциплінах, існує певна класифікація.

Слово класифікація походить від латинських слів *classis* - *розряд*, *група* і *facere* - *робити*.

Класифікація – це поділ ґрунтів за спільними ознаками в групи залежно від їх властивостей, походження та особливостями родючості.

Спочатку класифікації ґрунтів були чисто імперичними, тобто ґрунти групували за одною певною ознакою: *хімічним складом* (*Кнопт*) де виділялись карбонатні та сульфатні ґрунти; *петрографічною основою* (*Фаллу*) – кварцові, гранітні та інші; *механічним складом* (*Тесер*), котрий виділяв глинисті, суглинкові та піщані ґрунти.

Зрозуміло, що однобічні класифікації ґрунтів не могли відзеркалювати основні процеси формування та властивості ґрунтів.

Першу в світі справді наукову класифікацію ґрунтів запропонував (1879р.) і обґрунтував (1886р.) В.В. Докучаєв. В основу цієї класифікації був покладений **генетичний тип** ґрунту. Вчений зазначав, що ґрунт є особливим природним тілом і утворюється внаслідок взаємодії факторів ґрунтоутворення. Відповідно до цієї класифікації всі ґрунти Росії були поділені на три основні групи: *нормальні* (або *зональні*), *перехідні* (або *інтразональні*) і *анормальні* (або *наносні*). Нормальні ґрунти поділяються на *класи*: *суходольно-рослинні*, *суходольно-болотні* та *болотні типові*. Дещо пізніше ця класифікація була перероблена і доповнена М.М. Сибірцевим (1895 р.). Він виділив ґрунти: *повні* або *зональні*, *інтразональні* (або *напівзональні*) і *неповні* (перехідні до гірських порід).

За основу класифікації ґрунтів В.В. Докучаєв і М.М. Сибірцев взяли не одну ознаку, а умови і характер утворення ґрунтів, тобто їх генезис,

тому класифікація засновників російського ґрунтознавства називається *генетичною*. *Еколого-генетичні* класифікації ґрунтів, в основу яких покладено вчення В.В. Докучаєва про генетичні типи ґрунтів, розроблялися пізніше Я.М. Афанасьєвим (1922, 1927, 1931 рр.), К.Д. Глинкою (1924), Г.М. Висоцьким (1906), С.О.Захаровим та іншими вченими. В цих класифікаційних схемах зв'язок між генетичними типами ґрунтів встановлюється не тільки за їх властивостями, а й за особливостями залягання та географічного розповсюдження. Еколого-генетичні класифікації відбивають реальні природні закономірності: властивості ґрунтів, режими ґрунтоутворення та зв'язок їх з навколишнім середовищем.

Морфогенетичні класифікації базуються на важливіших властивостях ґрунтів, а також включають аналіз умов ґрунтоутворення. Вони наведені в роботах П.С. Коссовіч (1903, 1910), К.К. Гедройца (1924, 1927).

Еволюційно-генетичні класифікації розглядали розвиток ґрунтоутворного процесу в часі від початкової стадії лужного ґрунтоутворення до кислого (Коссовіч П.С., 1903, 1906; Полинов Б.Б. 1933) або від гігоморфної фази ґрунтоутворення до автоморфної (Полинов Б.Б. 1933, Ковда В.А., 1933).

Ідея створення історико-генетичних класифікацій була висловлена в роботах Вільяма В.Р (1914, 1936). Він вважав, що типи ґрунтів зв'язані в один непереривний ланцюг розвитку і повинні розглядатися як стадії єдиного історичного процесу впливу біологічних елементів природи на поверхневі мінеральні горизонти суші. Ці погляди стикалися з біогеохімічними уявленнями В.І. Вернадського. Спроба прослідкувати еволюцію зонального ґрунтоутворення по геологічним періодам від виникнення життя була зроблена пізніше Герасимовим І.П. (1949).

Сучасні класифікації ґрунтів враховують процеси і режими ґрунтоутворення, генезис ґрунтів і являють собою творче продовження класифікацій В.В. Докучаєва та М.М. Сибірцева. Вони об'єднують екологічний, морфологічний і еволюційний підходи колишніх класифікацій і будуються на строго науковій системі таксономічних одиниць з урахуванням будови, складу і властивостей ґрунтів, головних режимів і процесів ґрунтоутворення, агропромислових особливостей і антропогенних впливів.

На цих принципах Ґрунтовим інститутом ім. В. В. Докучаєва розроблена «Класифікація і діагностика ґрунтів СРСР». Прийнято наступні таксономічні одиниці: *тип, підтип, рід, вид, різновид та розряд*.

Основною таксономічною одиницею сучасної класифікації ґрунтів у вітчизняному ґрунтознавстві прийнято вважати *генетичний ґрунтовий тип*, встановлений ще В.В. Докучаєвим. Це поняття об'єднує конкретні ґрунти із загальними, найбільш суттєвими і характерними властивостями, які розвиваються в однотипних біологічних, кліматичних і гідрологічних

умовах. Характерні риси ґрунтового типу визначаються однотипністю:

- надходження органічних речовин і процесів їхнього перетворення і розкладання;
- комплексу процесів розкладання мінеральної маси і синтезу мінеральних та орґано-мінеральних новоутворень;
- характеру міґрації та акумуляції речовин;
- будови ґрунтового профілю;
- спрямованості заходів з підвищення і підтримання родючості ґрунтів.

Останнім часом до цього додають однотипність ґрунтових режимів (І.С. Кауричев та ін.).

Частини назв ґрунтових типів виходять з деяких особливостей їх складу та властивостей: солончак, солонець, торфяноглейовий ґрунт. Є назви, які виходять від природного забарвлення верхніх ґрунтових горизонтів: чорнозем, підзол, червонозем, сірі ґрунти, бурі ґрунти, каштанові, сіроземи, жовтоземи. Оскільки забарвлення у деяких типів ґрунтів у ряді випадків виявилось схожим, виникла необхідність додати скорочені екологічні характеристики умов, в яких утворюється тип. Так з'явилися терміни бурі лісові ґрунти і бурі напівпустельні, сірі лісові і сіроземи. Номенклатура деяких типів ґрунтів виходить з назви ландшафту або угіддя: болотні ґрунти, лугові ґрунти, алювіальні ґрунти.

На території України виділяють такі основні типи ґрунтів: 1) підзолисті і дерново-підзолисті; 2) сірі опідзолені та опідзолені лісостепові; 3) чорноземи; 4) каштанові; 5) лучні; 6) болотні і торфво-болотні; 7) солонцюваті і солонцеві; 8) осолоділі; 9) буроземи; 10) бурі і коричневі, гірсько-степові і гірсько-лісостепові; 11) гірсько-опідзолені; 12) гірсько-лучні.

Підтип – це ґрунти в межах одного типу, які відрізняються від інших конкретними проявами ґрунотворного процесу та певними властивостями ґрунту. Наприклад, чорноземи *опідзолені*, чорноземи *вилужені*, чорноземи *типові*, чорноземи *звичайні* і чорноземи *південні*.

Рід ґрунту виділяють в межах підтипу. Рід має характерні особливості, які визначаються місцевими умовами підтипу: складом ґрунотвірних порід, хімізмом ґрунтових вод і т. д.. Наприклад, чорнозем південний *солонцюватий*.

Види ґрунтів виділяють у межах роду. Вони відрізняються за ступенем розвитку ґрунтоутворювальних процесів (ступеня опідзолення, засолення, гумусованості і т.ін.). Наприклад, *слабко-середньо- і сильнопідзолисті*; чорноземи *середньо- і малогумусні*.

Різновид ґрунтів визначається механічним складом ґрунтових горизонтів ґрунотвірних порід: *піщані, супіщані, суглинкові, глинисті*.

Розряди ґрунтів виділяють залежно від властивостей материнських порід, на яких вони утворилися (*моренні, алювіальні* і т. д.): чорноземи південні на *лесах*.

На основі класифікації розроблено номенклатуру ґрунтів, за якою легко можна визначити місце кожного з них у систематиці ґрунтів. В.В. Докучаєв використав народні назви найбільш поширених ґрунтів – “чорнозем”, “підзол”, “солонець”, “солончак”. Вони використовуються у науковій практиці та іноземній спеціальній літературі і вживаються без перекладу. Повна назва ґрунту наводиться з урахуванням всіх таксономічних одиниць. У повній назві ґрунту першим позначають (тип), останніми – різновид або розряд. Наприклад, чорнозем (тип) звичайний (підтип) солонцевий (рід) середньогумусний (вид) важкосуглинковий (різновид) на лесовидному суглинку (розряд).

Згідно з прийнятою методикою в Україні виділяють понад 600 видів ґрунтів, які об’єднують у 17 типів та 35 підтипів. Крім того, на ґрунтових картах зазначено також 17 різновидів ґрунтів за механічним складом.

В окремих областях України дуже багато всяких ґрунтів (у Харківській області, за даними Інституту ґрунтознавства, їх близько 180, у Черкаській – 198).

Найбільше різних ґрунтів утворюється в тих регіонах, де є річки (в заплавах і на терасах).

У розвитку класифікаційної проблеми в *зарубіжному ґрунтознавстві* можна виділити два головних напрямки: західноєвропейське та американське.

У західноєвропейських класифікаціях за основу взяті ранні агрогеологічні класифікації, які розробляли, виходячи з властивостей ґрунтоутворюючих порід, і розділяли на геолого-петрографічні, в основу яких покладено мінералогічний склад ґрунтоутворюючих порід (Паллу, 1857; Мейер, 1857; Беннінгсон-Фордер, 1863), хімічні, побудовані на поділі ґрунтів за хімічним складом (Кноп, 1871), фізичні – за механічним складом (Теєр і Шюблер, 1876) та змішані (Зенфт, 1877).

Наукові ідеї В. В. Докучаєва вплинули на більш пізні роботи з класифікації ґрунтів вчених Західної Європи. В цих роботах спостерігається прагнення творчо синтезувати ґрунтово-мінералогічний підхід до систематики і класифікації ґрунтів з принципами докучаєвського генетичного ґрунтознавства. (Раману, 1918; Зігмонді, 1933; 1938; Штремме, 1950; Кубієна, 1953; Обер, 1956; Дюшафур, 1962).

В **американському ґрунтознавстві** на початку нашого століття переважав емпіричний підхід до класифікації ґрунтів, заснований на досвіді місцевого населення і обліку урожайності культур. У систему ґрунтів було введено поняття «ґрунтові серії», які встановлюються головним чином за механічним складом та деяким іншими точно не визначеними властивостям ґрунтів. Поряд з цим незалежно від системи

грунтових серій розробляли загальні генетичні класифікації ґрунтів (Гільгард, 1893; Уїтні, 1895; Коффі, 1912). Важлива роль у розвитку американського ґрунтознавства належить Марбуту (1935), який прийняв ідеї російського генетичного ґрунтознавства і застосував їх при вивченні ґрунтів США. Встановлена ним таксономічна категорія «великі ґрунтові групи» близька до поняття докучаєвського ґрунтового типу.

Наступні класифікації (Келлог, 1936, 1939; Бал-Дуїно, Келлог, Торп, 1938; Торп і Сміт, 1949) виходили зі схеми Марбута, але ще більше підкреслили географо-генетичні принципи.

В американській системі ґрунтової класифікації історично склався двоїстий підхід до визначення сутності вищих і нижчих таксономічних одиниць. Для вищих (великі ґрунтові групи) характерний генетичний принцип виділення, для нижчих (ґрунтові серії) – агроемпіричний. Тому в американській класифікації важко зіставити ґрунтові серії між собою і з'єднати їх у більш високі категорії (ґрунтові роди, підтипи, типи).

Нову американську класифікацію розробляли в Державній ґрунтовій службі США (Келлог, Сміт). Основні принципи її побудови декларуються як генетичні, але практично вона в межах перших двох вищих рівнів (ґрунтові порядки і підпорядки) проводиться за морфологічними ознаками, виходячи з принципу характерного «діагностичного горизонту». Лише в наступних таксономічних одиницях – в ґрунтових групах та підгрупах – більш широко використовуються генетичні принципи.

Ґрунти можуть бути віднесені до класифікаційного підрозділу на підставі діагностичних ознак. Сукупність ознак ґрунтів, за якими вони можуть бути виділені і віднесені до того чи іншого класифікаційного підрозділу, називається *діагностикою ґрунтів*.

Для діагностики ґрунтів використовують ознаки, які легко встановлюються при ґрунтових дослідженнях, морфологічному вивченні ґрунтового профілю. Однак часто цього виявляється недостатньо, і доводиться діагностувати ґрунти за допомогою даних лабораторних аналізів (склад увібраних основ, склад і кількість гумусу, валовий хімічний склад ґрунтів і т.д), а також деякі матеріали, що характеризують гідротермічний режим ґрунтів. Останні особливо важливі при встановленні окремих типів і підтипів ґрунтів.

При визначенні типів ґрунтів як основної таксономічної одиниці підкреслюється наявність для такої групи ґрунтів єдиної системи основних генетичних горизонтів і спільних властивостей, обумовлених процесом ґрунтоутворення. Визначення підтипу підкреслюється наявністю якісних відмінностей у системі генетичних горизонтів, що характеризують перехід до інших (сусідніх) типів. Поняття різновид припускає більш детальну характеристику гранулометричного складу ґрунтового профілю (по 2-3 горизонти).

Для оцінки екологічних умов розвитку ґрунтів вводиться нова

таксономічна одиниця – категорія, що дозволяє розділяти ґрунти за особливостями їх гідротермічного режиму.

3.1.2. Закономірності географічного розповсюдження ґрунтів

Ґрунти в природі виникають і розвиваються в результаті сукупної взаємодії основних факторів ґрунтоутворення. При постійній дії комплексу чинників ґрунтоутворення з пухкої материнської породи утворюються ґрунти, які відрізняються швидкістю і напрямом окремих процесів, характером надходження, розкладанням та синтезом органічних речовин, водним, повітряним, тепловим і харчовим режимами.

Фактори ґрунтоутворення змінюються в часі і просторі. При зміні факторів у часі відбувається еволюція ґрунтів: змінюється інтенсивність процесів ґрунтоутворення, ґрунт з одного стану переходить в інший. При зміні факторів в просторі, наприклад на поверхні суші, утворюється значне різноманіття ґрунтів, відповідних до сукупного впливу природних умов. Навіть у межах невеликих ділянок (площею по 3-5 тис. га) може бути до 200 різних ґрунтів.

Україна характеризується великою різноманітністю природних умов і ґрунтового покриву. Ґрунтові зони нашої країни мають широтну протяжність і змінюють одна одну з півночі на південь відповідно до зміни основних умов ґрунтоутворення.

Закономірності географічного поширення ґрунтів визначаються природними умовами, взятими у їх взаємному зв'язку і взаємної обумовленості. Це положення лежить в основі розвитку найважливіших розділів географії ґрунтів: вчення про горизонтальну зональність, вчення про вертикальну зональність, вчення про ґрунтово-кліматичні фації і провінції, теорії структури ґрунтового покриву.

Основними найбільш загальними законами географії ґрунтів є:

1. Закон горизонтальної (широтної) ґрунтової зональності;
2. Закон фаціальності (провінціальності) ґрунтів;
3. Закон вертикальної зональності ґрунтів;
4. Закон аналогічних топографічних рядів (вчення про зональні типи ґрунтових комбінацій).

Сучасна схема ґрунтово-географічного районування розроблена Ґрунтовим інститутом ім. В. В. Докучаєва (м. Москва) спільно з іншими установами (1962), у цій розробці прийнято таку систему таксономічних одиниць:

1. Ґрунтово-біокліматичний пояс
2. Ґрунтово-біокліматична область

Для рівнинних територій

3. Ґрунтова зона
4. Ґрунтова провінція
5. Ґрунтовий округ
6. Ґрунтовий район

Для гірських територій

3. Гірська ґрунтова провінція (вертикальна структура ґрунтових зон)
4. Вертикальна ґрунтова зона
5. Гірський ґрунтовий округ
6. Гірський ґрунтовий район

Опорними одиницями ґрунтово-географічного районування є: на рівнинних територіях — ґрунтова зона, в горах — гірська ґрунтова провінція.

Закон про природно-історичну зональність поширення ґрунтів вперше був сформульований В.В.Докучаєвим наприкінці ХІХ ст. Він встановив, що ґрунти утворюються під впливом комплексу факторів, найбільше значення з яких мають рослинність і клімат. При цьому клімат впливає на ґрунтоутворення переважно через рослинність. Клімат та рослинність закономірно змінюються в межах земної кулі в напрямі від полюсів до екватора. При цьому змінюється і ґрунтовий покрив, окремі типи якого утворюють широкі зони.

В.В.Докучаєв показав, що у розміщенні ґрунтів на рівнинах спостерігається закон горизонтальної, або широтної зональності, а в гірських районах – вертикальної (залежно від зміни кліматичних умов і рослинності).

За сучасними уявленнями в ґрунтовому покриві суші виділяються широтні **ґрунтово-біокліматичні пояси**, обумовлені головним чином термічними особливостями клімату. У північній півкулі виділяють п'ять основних широтних **ґрунтово-біокліматичних поясів**, обумовлених термічними особливостями клімату: полярний, бореальний, суббореальний, субтропічний, тропічний. Аналогічні пояси можуть бути виділені і в південній півкулі.

Для кожного поясу характерний свій ряд типів ґрунтів, які не зустрічаються в інших поясах. Вони мають подібний термоенергетичний режим, але розрізняються за умовами зволоження.

Формулюючи закон зональності, Докучаєв враховував складність будови ґрунтового покриву Землі. Він припускав численні відхилення його конфігурації від широтно-зональної схеми. Докучаєвський закон зональності не зводиться тільки до широтно-смугової схеми розподілу ґрунтів на земній поверхні. Можна назвати ще низку закономірностей ґрунтоутворення і географії ґрунтів, зумовлених дією закону зональності. До них належать такі:

1. Зростання різноманітності ґрунтів і контрастності їх властивостей у

міру переходу від полярних широт до екваторіальних.

2. Ускладнення складу і структури вертикальної поясності в південних широтах у порівнянні з північними.

3. Зростання в південному напрямку біологічної продуктивності ґрунтів, смності і різноманітності типів біологічного кругообігу елементів у гумідних і семігумідних ландшафтах.

Різні частини ґрунтово-географічних поясів з індивідуально вираженим спектром ґрунтів отримали в ґрунтово-географічному районуванні назву **ґрунтово-біокліматичних областей**.

Дуже важливо пам'ятати, що закон зональності Докучаєва ставиться не тільки до географії ґрунтів. Він є загальногеографічним законом, згідно з яким зі зростанням дії сонячної енергії на поверхні Землі в міру переходу від північних широт до південних закономірно змінюються у тому ж напрямку енергія і характер екзогенних і біогенних процесів. Тому цей закон називається світовим законом, а його відкриття Докучаєвим заслужено належить до найбільших досягнень природознавства.

Розрізняють області:

а) вологі (екстрагумідні і гумідні) з лісовим і тайговим або тундровим рослинним покривом;

б) перехідні (субгумідні і субарідні) зі степовим, ксерофітно-лісовим і саванним рослинним покривом,

в) сухі (арідні і екстраарідних) з напівпустельним і пустельним рослинним покривом.

ґрунтовий покрив ґрунтово-біокліматичних областей більш однорідний, ніж ґрунтово-кліматичних поясів, але все ж складається з декількох зональних та супутніх їм інтразональних ґрунтових типів. Тому в кожній ґрунтово-біокліматичній області виділяються 2 або 3 **ґрунтові зони**. Кожна ґрунтова зона може бути визначена як ареал зонального ґрунтового типу і супутніх йому інтразональних ґрунтів. ґрунтові зони двох або кількох сусідніх областей, утворюють в сукупності **зональні системи** або зональні **спектри**. У центрах найбільших континентів землі спостерігаються широтні зональні спектри, пов'язані з широтним розподілом температурних умов і опадів. На континентальних масивах менших розмірів зони зволоження розподіляються паралельно обрисам берегів, і тому спостерігається відхилення від широтної витягнутості і наближення до меридіального простягання – меридіональні спектри. Умови в межах ґрунтових зон не цілком однорідні і це призводить до розчленування ґрунтових типів на **підтипи**. У зв'язку з цим часто виділяються ґрунтові **підзони**, а по простяганню ґрунтових зон відокремлюються ґрунтові **фації** та **провінції**.

Ці фаціальні поділи пов'язані з неоднаковою континентальністю клімату, з відмінностями в суворості зими, з неоднаковим розподілом опадів по сезонах року, тобто ґрунти різних фацій всередині генетичного

типу істотно відрізняються за особливостями гідротермічного режиму. Грунтові *провінції* є більш дрібними підрозділами того ж порядку що і фації і виділяються всередині фації. Грунтові провінції за оролітологічними ознаками та структурою ґрунтового покриву поділяють на ґрунтові *округи* та *райони*.

Ґрунтовий округ – частина ґрунтової провінції, що характеризується певним типом ґрунтових комбінацій, обумовлених особливостями рельєфу і ґрунтоутворюючих порід. Для ґрунтового округу характерна наявність особливих рядів і різновидів зональних ґрунтів в комбінаціях з інтразональними ґрунтами, розвиток яких пов'язаний зі специфікою порід або ґрунтових вод.

Ґрунтовий район - частина ґрунтового округу, що характеризується одним типом мезоструктури ґрунтового покриву. Ґрунтові округи якісно розрізняються за складом і будовою ґрунтового покриву; ґрунтові райони розрізняються лише за кількісним співвідношенням родів, видів і різновидів ґрунтів, що властиві округу.

В В. Докучаєвим в результаті його досліджень на Кавказі були також закладені основи вчення про вертикальну зональність ґрунтів в горах. В.В.Докучаєв зазначив відому аналогію між зміною вертикальних і горизонтальних ґрунтових зон, якщо рухатися від підосви гір на північ.

Вивчення вертикальної зональності ґрунтів показало, що в горах є велике різноманіття біокліматичних умов і генетичних типів ґрунтів, ніж на рівнині. Хоча в цілому гірські типи ґрунтів можуть бути віднесені до тих же екологогенетичних груп, що і ґрунти рівнин. Структура вертикальної зональності ґрунтів визначається:

- а) положенням гірської країни в системі горизонтальних ґрунтових зон;
- б) висотою гірської країни;
- в) положенням гірської країни по відношенню до переважного руху повітряних мас;
- г) наявністю температурних інверсій, тобто стіканням маси холодного повітря по схилах у певні зоні і накопичення його у депресіях.

Перші два із зазначених положень визначають загальний порядок зміни і число вертикальних ґрунтових зон у гірських системах даної ґрунтово-біокліматичної області. Цей порядок загалом аналогічний зміні горизонтальних зон на рівнинах при русі на північ або в бік більш м'яких кліматичних умов. Третє і четверте положення визначають істотні відхилення від викладеної схеми для кожної гірської системи, для кожного її схилу.

Найбільш загальне значення має закономірність розподілу ґрунтів за елементами мезо-і мікрорельєфу, що отримала назву *закону аналогічних топографічних рядів ґрунтів* (С.О. Захаров). Сутність цього закону полягає в тому, що розподіл ґрунтів за елементами рельєфу у всіх зонах

має аналогічний характер: на підвищених елементах залягають ґрунти генетично самостійні (автоморфні), яким властива акумуляція малорухомих продуктів ґрунтоутворення; у знижених елементах рельєфу (шлейфи схилів, днища низин і западин) розташовані генетично підлеглі ґрунти (полугідроморфні або гідроморфні) з акумуляцією рухливих продуктів ґрунтоутворення в своєму профілі; на схилових елементах рельєфу залягають перехідні ґрунти, у яких у міру наближення до негативних форм рельєфу зростає акумуляція рухомих речовин.

Розподіл ґрунтів по конкретній території відповідно до закону аналогічних топографічних рядів часто ускладнюється зміною порід та інших місцевих умов.

Вчення про генезис, склад, форми ґрунтових неоднорідностей і їх агрономічне значення отримало назву вчення про структуру ґрунтового покриву. Основою цього вчення є уявлення про елементарний ґрунтовий ареал (ЕГА) – невелику ділянку території, на якій ґрунтовий покрив представлений одним розрядом ґрунтів.

Головна характеристика ЕГА – класифікаційна назва, яка розкриває генезис, склад, властивості та рівень його родючості. Крім того, важлива оцінка морфології, яка дає уявлення про розміри, форму ЕГА його межі та екологію ЕГА.

Комплекси та поєднання досліджуються з точки зору будови, контрастності що їх утворюють, співвідношення площ, розмірів ґрунтових контурів та їх розподілу за мікро- і мезорельєфом.

Як видно з викладеного, всі головні закономірності географічного розподілу ґрунтів пов'язані в першу чергу з факторами ґрунтоутворення (рис. 3.1).

ґрунтовий покрив областей більш однорідний, ніж поясів, але все ж він складається з декількох зональних і супутніх інтразональних ґрунтових типів. Тому в кожній області виділяють 2-3 ґрунтові зони.

3.1.3. ґрунтово–географічне районування України

ґрунтовий покрив України дуже різноманітний. Номенклатура ґрунтів, прийнята при великомасштабному ґрунтовому картуванні, нараховує біля 650 видів. Якщо ж узяти до уваги різновиди за гранулометричним складом, материнською породою, ступенем еродованості, засоленості і т.п., за якими не всі ґрунти підрозділені, то кількість ґрунтових індивідуумів зростає до декількох тисяч. Розподілено всю цю розмаїтість ґрунтів на території країни нерівномірно: по-перше, відповідно до загальної фізико-географічної (ландшафтної) зональності; по-друге, у зв'язку з місцевими (провінційними) особливостями природної обстановки. Але поряд із дуже строкатими в ґрунтовому відношенні територіями, як, наприклад, Полісся, Лісостеп, гірські провінції, на

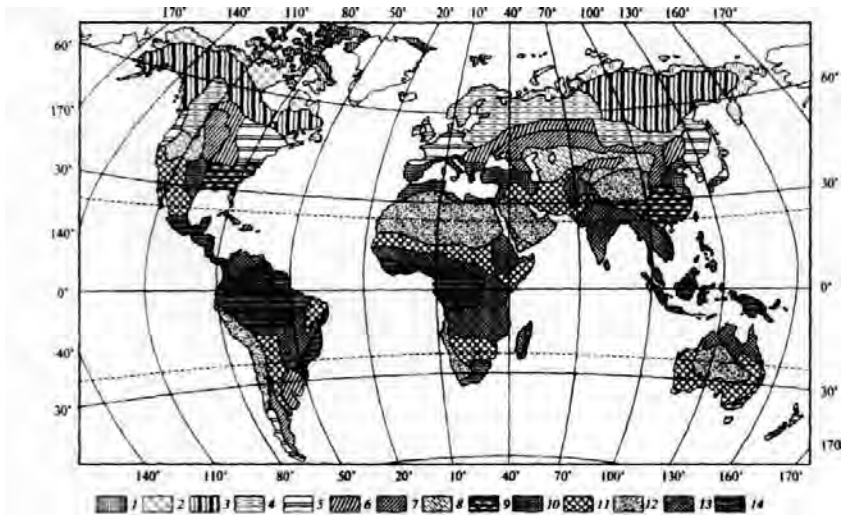


Рис. 3.1. Ґрунтово-біокліматичні області світу (за Геннадієвим, Глазовською, 2005):

1 - арктична й антарктична область полярних пустельних ґрунтів; 2 - субарктичні тундрові області арктопундрових, тундрово-глейових і тундрово-болотних ґрунтів; 3 - бореальні континентальні тайгові області мерзотно-тайгових палевих ґрунтів, підбурів, підзолів і болотних мерзлотних ґрунтів; 4 - бореальні тайгово-лісові помірно континентальні області підзолів, підзолистих і дерново-підзолистих, підзолисто-глейових і болотних ґрунтів; 5 - суббореальні широколистяні лісові області буроземів, опідзолених буроземів, глейово-елювіальних лісових і болотних ґрунтів; 6 - суббореальні і субтропічні лісо-лучно-степові області вилужених і опідзолених чорноземів, чорноземно-подібних ґрунтів прерій, сірих лісових ґрунтів, локально лучних солонців і солодів; 7 - суббореальні степові області чорноземів типових, звичайних, південних, каштанових ґрунтів, локально - солонців і солончаків; 8 - суббореальні напівпустельні і пустельні області бурих і сіро-бурих, часто солонцюватих ґрунтів і солонців, пустельних піщаних ґрунтів, такирів, солончаків; 9 - субтропічні волого-лісові області жовтоземів, червоноземів, субтропічних глейово-елювіальних і болотних ґрунтів; 10 - субтропічні ксерофітно-лісові області коричневих, сіро-коричневих ґрунтів, локально злитоземів; 11 - субтропічні і тропічні ксерофітно-чагарникові, сухо-степові і сухосаванні області сіроземів, бурих і червоно-бурих ґрунтів, локально злитоземів, солонців і солончаків; 12 - субтропічні і тропічні пустельні області піщаних і кам'янистих пустельних ґрунтів, локально солончаків і реліктових ванпяково-гіпсових панцирів; 13 - тропічні субекваторіальні рідко-лісові і саванові області ферроземів (червоних і червоних латеритних ґрунтів) і злитоземів; 14 - тропічні, субекваторіальні і екваторіальні волого-лісові області ферралітних жовтих, червоно-жовтих і темно-червоних ґрунтів, локально - альфегумусових попело-вулканічних ґрунтів (андосолей) і тропічних болотних ґрунтів

величезних просторах Степу, що займають майже половину площі країни, ґрунтовий покрив простий – монотонний на великих відстанях.

Ступінь складності ґрунтового покриття визначається не тільки типологічною розмаїтістю ґрунтів, але і різними їхніми сполученнями, розмірами і формою контурів.

Існуючі ґрунтові сполучення різних рангів дуже численні, але їхня розмаїтість легко укладається в порівняно невелике число макротипів структур ґрунтового покриття. Отже, типи ґрунтового покриття генетично нерозривно пов'язані з фізико-географічною обстановкою – ландшафтними типами місцевості. Тому географія ґрунтового покриття на території України (як і скрізь на земній суші) тісно пов'язана з фізичною (ландшафтною) географією. Ґрунтові регіони різних територіальних рангів до деталей повторюють фізико-географічні регіони (області, пояси, зони, підзони і провінції) (рис. 3.2). І тому, що ці ландшафтні регіони на території країни суворо закономірні, то також закономірно розподілені і типи ґрунтового покриття, що представляють ці регіони.

Ґрунтовий покрив країни чітко зональний, тому що також чітко зональний і розподіл на цій території двох основних природних чинників – клімату і рослинності. Існуючі на Україні найбільші великі фізико-географічні, а отже, і ґрунтові регіони (пояси, області і зони) є по суті південно-західним продовженням тих же регіонів на великій території Східноєвропейської (Російської) рівнини, де вони класично виражені.

Агроґрунтове районування України в 60-і роки здійснене ґрунтознавцями Українського НДІ ґрунтознавства та агрохімії. Територія України має два ґрунтово-біокліматичні пояси – бореальний (помірно холодний – Полісся) і суббореальний (помірний – інша частина території). Крім цих двох, чітко виявлений третій субтропічний теплий пояс, поданий дуже незначною територією (частиною південного берега головної Кримської гряди). Пояси й області поділені на ґрунтові зони.

За допомогою ґрунтової карти можна простежити зональну закономірність розподілу *ґрунтів* (рис.3.3). На півночі України переважають дерново-підзолисті ґрунти (у тому числі оглеєні, що сформувалися за умов перезволоження), на заході в рівнинній частині – сірі лісові ґрунти та опідзолені чорноземи, далі на схід – комплекс ґрунтів лісостепу з типовими і реградованими чорноземами, що перемежуються з ґрунтами, які сформувалися під лісовою рослинністю (сірі опідзолені). На південь від зони лісостепових комплексів ґрунтів дуже чітко вирізняються різновиди ґрунтових комплексів степу, що визначають його підзональні межі: чорноземи звичайні – північний степ, чорноземи південні – середній степ, каштанові ґрунти – південний степ.

Окрім крупні комплекси ґрунтів пов'язані з гірськими областями Карпат (буроземно-підзолисті, бурі гірсько-лісові, дерново-буроземні й гірсько-лучні ґрунти, що сформувалися відповідно під гірськими лісами та

луками) і Криму (бурі гірсько-лісові, дерново-буроземні та гірсько-лучні, коричневі гірські ґрунти).

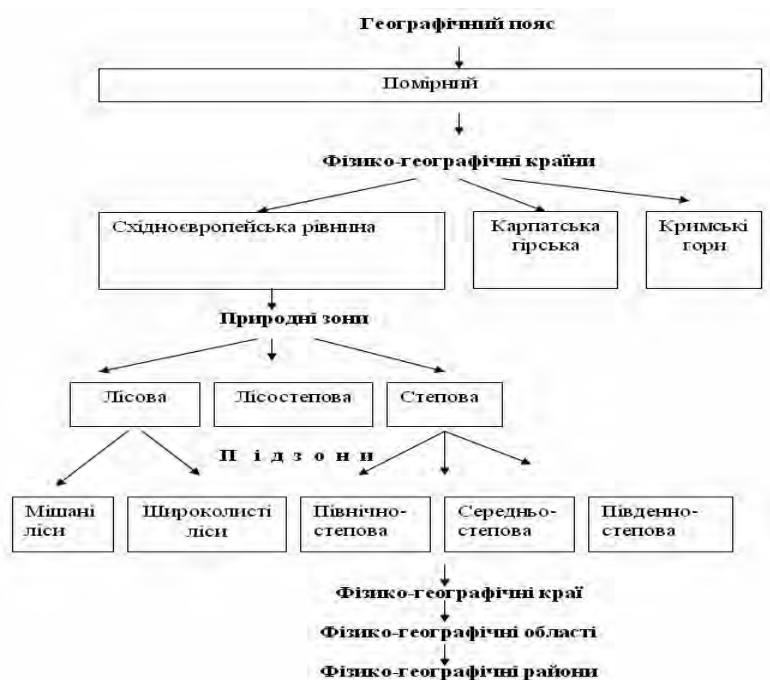


Рис. 3.2. Фізико-географічний поділ території України

Утворення ґрунтів – складний процес, що триває сотні й тисячі років. Сучасні ґрунти України утворилися в післяльодовикову епоху.

Найбільш тісно ґрунтовий покрив пов'язаний із природним рослинним покривом. Родючість ґрунтів впливає на урожайність природної та культурної рослинності. Ґрунти України зазнають значних змін під впливом господарської діяльності: погіршується структура ґрунту, зменшується родючість. Унаслідок надмірного поливу відбувається засолення й заболочення ґрунтів. Під дією гербіцидів різко зменшується кількість мікроорганізмів у ґрунті.

В фізико-географічному відношенні територія України розподіляється на зони: Полісся, Лісостеп, Степ, Сухий Степ, Карпатська та Кримська гірські області. На рис. 3.4 – 3.12 наведені профілі основних типів ґрунтів України.

3.1.4. Земельні ресурси світу

Грунтовий покрив є основою для промислового, транспортного, міського й сільськогосподарського будівництва. Останнім часом значні площі ґрунтів використовуються в рекреаційних цілях і для створення заповідних і охоронних територій. Усе це призводить до скорочення землеробства. У цей же час ріст народонаселення вимагає наростаючого збільшення виробництва продуктів харчування.

Довгий час ріст сільськогосподарської продукції досягався збільшенням орних площ. Особливо ясно це проявилось в післявоєнні десятиріччя, коли за 35 років (з 1940 по 1945) площа землеробства збільшилася вдвічі. За матеріалами ФАО (1990) на земній кулі є близько 15млн.км ґрунтів, які придатні для землеробства. Це складає усього 11% від суходолу і 3% від поверхні нашої планети. На перший погляд резерви землеробства є дуже великі. Насправді це не так. За даними ФАО, близько 70% поверхні світової суші непридатні для землеробства, а найкращі ґрунти уже задіяні у сільськогосподарському виробництві.

В даний час використовується приблизно половина придатних для землеробства площ.

Природними пасовищами зайнято 32 млн.км . Ліси покривають 40,5млн.км. Більше 2 млн.км зараз зайняті містами, промисловими підприємствами, дорогами, трасами електропередач і трубопроводів. Ці втрати продовжують збільшуватися.

За даними Н. Н. Розова і М. Н. Строганової (1979), які представлені у табл. 3.1, найбільші масиви оброблюваних земель припадають на ґрунти суббореального поясу. Вони найбільш освоєні серед інших біокліматичних поясів. Ґрунти листяних лісів і прерій (бурі лісові, темні ґрунти прерій) розорані на 33%, степові — на 31%, ґрунти суббореальних пустель і напівпустель — на 2% від площі.

Значно освоєним є субтропічний пояс. Коричневі та сіро-коричневі ґрунти розорані на 25% від їхньої сумарної площі, червоноземи і жовтоземи — на 20%. Усі розорані землі в цьому поясі складають 3,1% від ґрунтового покриву світу. Така ж площа розораних земель є у тропічному поясі. Проте територія цього пояса в 4 рази більша субтропічного, тому ступінь освоєння тропічних ґрунтів є невеликим.

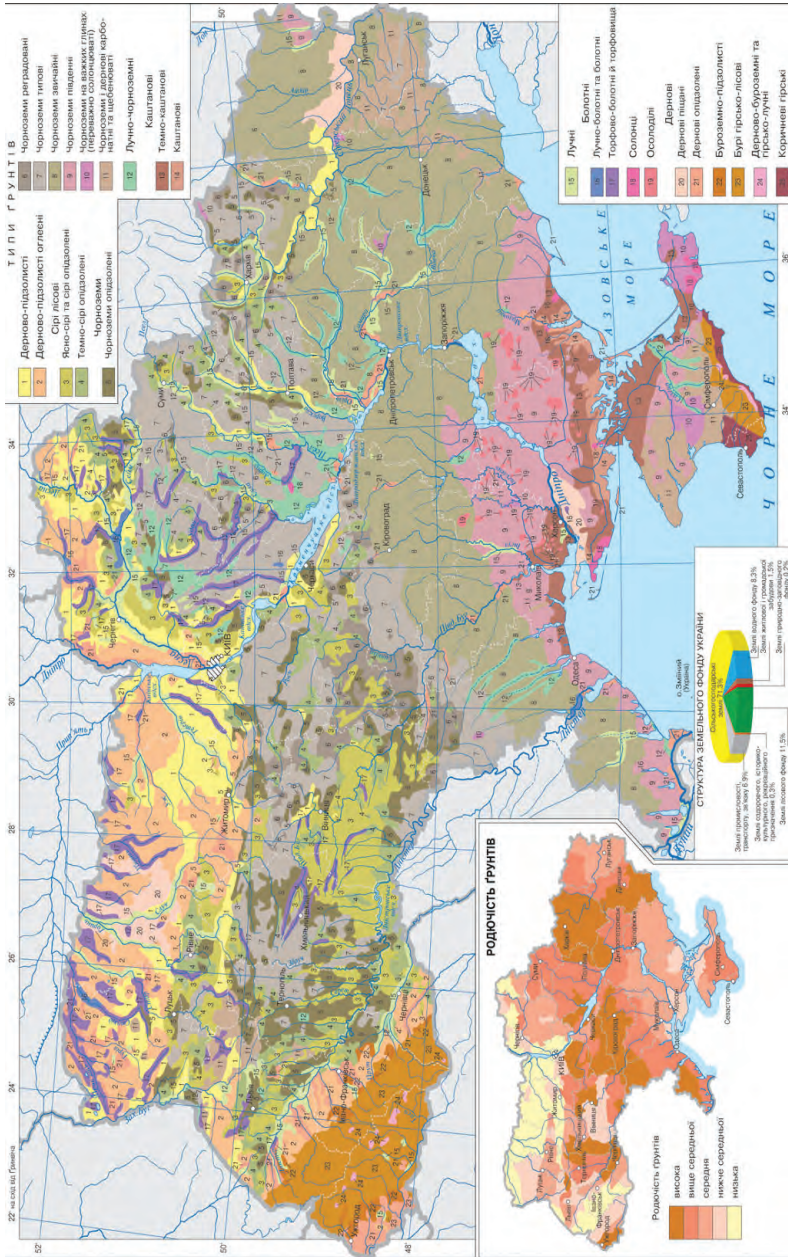


Рис.3.3. Ґрунтова карта України



А

Рис. 3.4. Викопні ґрунти: а) викопні ґрунти (Сумська область)



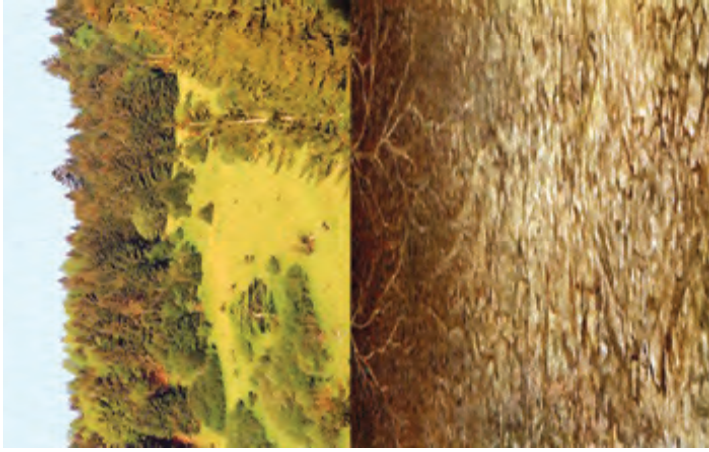
Б

б) викопні плейстоценові ґрунти (Полтавська область)



А

Рис. 3.5. Зона Карпат: а) схили гір



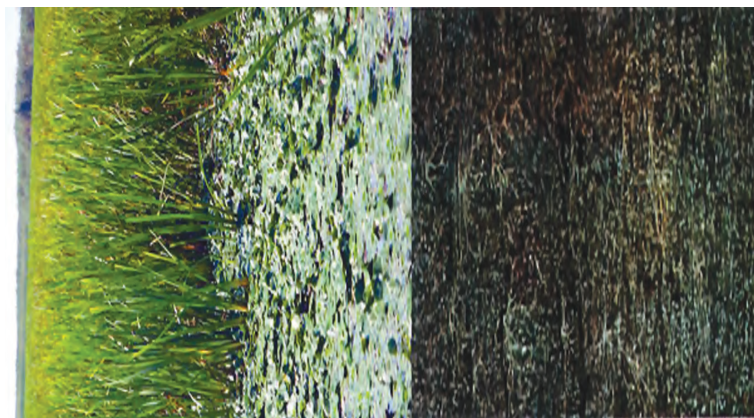
Б

б) буроземи Карпат



А

Рис. 3.6 Болотні ґрунти: а) заростаюче болото



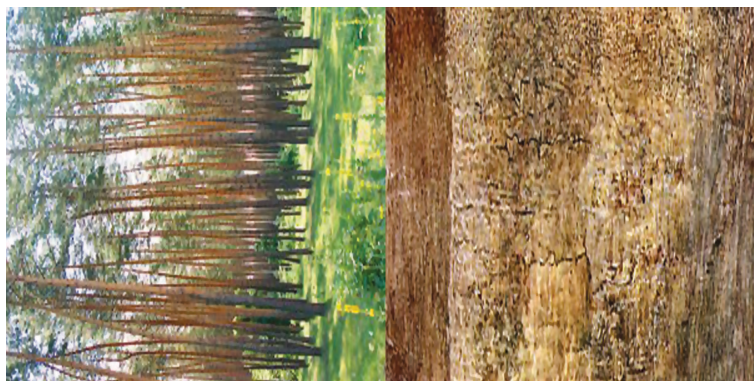
Б

б) заростаючий торф'яник



А

Рис. 3.7. Зона Полісся: а) Волинське пасмо



Б

б) дерново-підзолі ґрунти



Б

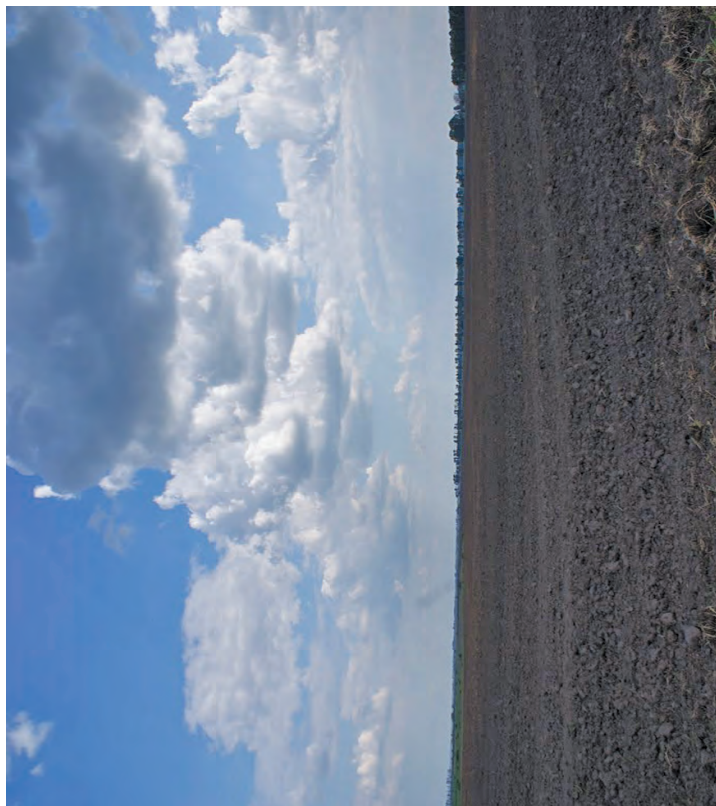
б) сірі лісові ґрунти на правобережжі Лісостепу



А

а) ландшафт Лісостепу

Рис. 3.8. Лісостепова зона:



А

Рис. 3.9. Черноземи України: а) черноземне поле



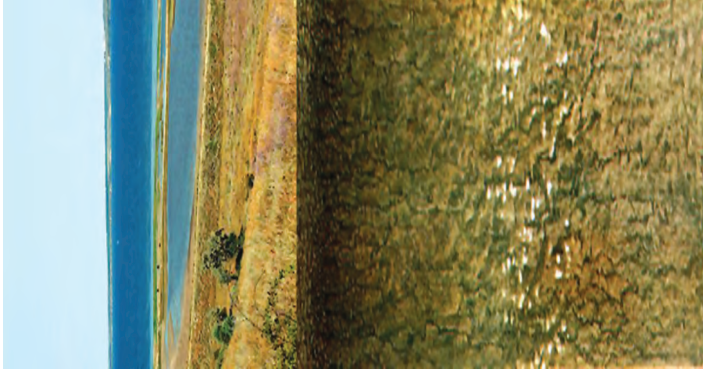
Б

б) профіль чорнозему типового



А

Рис. 3.10. Зона сухих степів: а) ландшафт зони сухих степів



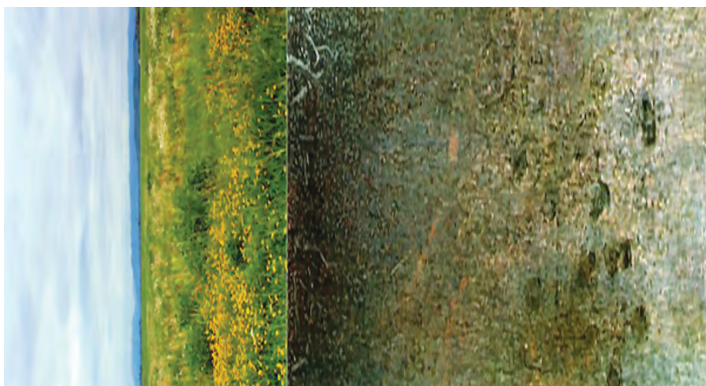
Б

б) профіль каштанових ґрунтів



А

Рис. 3.11. Зони заплав: а) ландшафт заплав



Б

б) профіль лугових ґрунтів



А

Рис. 3.12. Солонці: а) ландшафт солонців



Б

б) профіль солонців на узбережжі Азовського моря

Таблиця 3.1 – Сучасне використання ґрунтів світу для землеробства й прогноз розвитку (за даними Н.Н.Розова і М.Н.Строганової, 1979, з доповненнями Добровольського В.В.)

Географічні пояси й групи ґрунтів	Сучасна оброблювана площа			Раціональна оброблювана площа		
	млн км ²	% від площі ґрунтів	% від ґрунтового покриву світу	млн км ²	% від площі ґрунтів	% від ґрунтового покриву
<i>Тропічний</i>						
Ґрунти постійно вологих лісів (червоні й жовті ферралітні)	0,9	7,4	1,4	6,1	23,6	4,5
Ґрунти сезонно вологих ландшафтів (червоні саванні, чорні злиті)	2,2	12,6	1,7	5,9	33,9	4,3
Ґрунти напівпустель і пустель	0,1	0,8	0,1	1,0	7,7	0,7
Усього у поясі	4,2	7,2	3,2	13,0	23,0	9,5
<i>Субтропічний</i>						
Ґрунти постійно вологих лісів (червоні і жовті ферралітні)	1,3	19,7	1,0	1,7	25,8	1,7
Ґрунти сезонно вологих ландшафтів (червоні саванні, чорні злиті)	2,2	25,6	1,6	3,2	37,2	2,4
Ґрунти напівпустель і пустель	0,8	7,6	0,5	1,1	10,4	0,8
Усього у поясі	4,3	16,8	3,1	6,0	42,8	4,9
<i>Суббореальний</i>						
Ґрунти листяних лісів і прерій (бурі лісові й ін.)	2,0	33,4	1,5	2,2	36,7	1,7
Ґрунти степових ландшафтів (чорноземи, каштанові)	2,5	31,6	1,9	3,0	38,0	2,2
Ґрунти напівпустель і пустель	0,1	1,3	0,1	0,3	3,8	0,2
Усього у поясі	4,6	21,0	3,4	5,5	15,0	4,1
<i>Бореальний</i>						
Ґрунти хвойних і змішаних лісів (підзолисті, дерново-підзолисті)	1,3	8,4	1,0	2,0	13,0	1,5
Ґрунти мерзлотно-тайгових ландшафтів	—	—	—	0,1	1,2	0,1
Усього в поясі	1,3	5,4	1,0	2,1	8,8	1,5
<i>Полярний</i>						
Ґрунти тундрових і арктичних ландшафтів						
Усього на світовій суші (без льодовиків і вод)	14,4	—	10,8	26,6		19,9

Червоні і жовті ферралітні ґрунти розорані усього на 7% від їх загальної площі, а червоні саванні та чорні злиті — на 12%.

Дуже невеликим є землеробське освоєння бореального поясу, що обмежується використанням дерено-підзолистих і частково підзолистих ґрунтів (8% від сумарної площі цих ґрунтів). Розорані землі бореального

поясу складають усього 1% від ґрунтового покриву світу. Ґрунти полярного поясу в землеробстві не використовуються.

Землеробське використання ґрунтового покриву окремих материків дає наступну картину (табл. 3.2). Ґрунтовий покрив Західної Європи розораний на 30%, Африки — на 14%. В Північній і Південній Америці орні землі складають 3,5%. Низька розораність має місце в Австралії й Океанії.

Таблиця 3.2 – Землеробське використання ґрунтового покриву на континентах (за М. А. Глазовскою, 1981)

Континент	Загальна площа, млн..км ²	Оброблювані землі	
		млн.км ²	% до площі континенту
Європа (поза межами колишнього СРСР)	4,93	1,52	30,8
Азія (поза межами колишнього СРСР)	27,58	5,57	20,2
Південна і Північна Америка	17,79	0,62	3,5
Африка	30,21	2,60	14,4
Австралія й Океанія	8,53	0,35	4,1
Загальна площа	113,30	13,27	11,7

Нерівномірність охоплення землеробством різних ґрунтів ясно показує, обробіток яких ґрунтів є найбільш вигідним і зручним. Такими є чорноземи, темні ґрунти прерій, сірі і бурі лісові. Перераховані ґрунти, розорані менш ніж на половину зайнятої ними території.

Проте подальше збільшення оранки цих ґрунтів стримується сильним заселенням, різноманітною промисловістю, територія пересічена густою мережею транспортних магістралей. Оранка луків, рідких збережених лісових масивів і штучних насаджень, парків і інших рекреаційних об'єктів небезпечна в екологічному відношенні. Отже, необхідні пошуки резервів в ареалах поширення інших груп ґрунтів.

Контрольні питання

1. Перерахуйте й поясніть головні закономірності географії ґрунтів.
2. Розкрийте сучасні уявлення про структуру педосфери (ґрунтового покриву світової суші).
3. Що являють собою сполучення і комплекси ґрунтів?
4. Назвіть фактори, що впливають на структуру ґрунтового покриву.
5. Яке кількісне співвідношення груп ґрунтів у різних біокліматичних поясах?

6. Який ступінь використання ґрунтів для землеробства на території різних природних зон і континентів?
7. Охарактеризуйте основні одиниці ґрунтово-географічного районування.
8. Визначте поняття "класифікація ґрунтів", дайте характеристику типу як основної опорної таксономічної одиниці в класифікації.
9. Визначте таксономічні одиниці ґрунтової класифікації нижче типу.
10. Опишіть основні закономірності розміщення ґрунтів на земній поверхні.
11. Охарактеризуйте принципи ґрунтово-географічного районування суші.
12. Які ґрунтово-біокліматичні пояси виділяються на земній кулі?
13. Коротко охарактеризуйте особливості ґрунтово-географічного районування України.
14. Дайте характеристику основним етапам розвитку класифікації ґрунтів.
15. Назвіть таксономічні одиниці класифікації ґрунтів СНД і дайте їм визначення.
16. Вкажіть основні особливості західноєвропейського та американського напрямів у побудові класифікації ґрунтів

3.2. ҐРУНТИ УКРАЇНСЬКОГО ПОЛІССЯ

*Викладено за: Ґрунтознавство з основами геології: Навч. посібник / Ігна-тенко О.Ф., Кап штик М.В., Петренко Л.Р., Вітвицький С.В. – К.: Оранта, 2005

Полісся – велика моренно-зандрова і зандрово-алювіальна низовина, яка охоплює басейн р.Прип'яті, середнього Дніпра і середньої течії р.Десни. Українське Полісся є південно-західною частиною мішаних лісів і належить до Білоруської південно-тайгової підзони дерново-підзолистих ґрунтів, поліського її округу, займаючи його південну частину. На півночі Українське Полісся змінюється Білоруським, на північному сході – Брянським Поліссям. Південна межа Полісся збігається з переходом до суцільного лесового плато Лісостепу.

Українське Полісся виділяється як зона сосново-широколистяних лісів з дерново-підзолистими типовими і оглеєними ґрунтами. Загальна площа Полісся 11768 тис. га., що становить 19,5% території України. До зони Полісся належать майже вся Волинська, Рівненська, Житомирська, Чернігівська, північні райони Львівської, Тернопільської, Київської та Сумської областей. Західна, північна і східна межа Українського Полісся співпадає з лінією державного кордону України, південна – проходить на правобережжі Дніпра по уступах Волино-Подільської і Придніпровської височини, на лівобережжі по лінії Київ - Ніжин - Батурин - Кролевець - Глухів.

Склад земельних угідь характеризується значною часткою орних земель, що становить 49,6%. Зустрічається також багато луків, лісів, чагарників та боліт. Грунтовий покрив складний, що обумовлено великою кількістю ґрунтових відмін та значною його строкатістю.

3.2.1. Умови ґрунтоутворення

Клімат – помірно континентальний з теплим вологим літом і м'якою зимою. Західна частина Полісся знаходиться під впливом вологого атлантичного повітря, східна – під впливом більш континентального арктичного. Континентальність клімату збільшується в напрямку із заходу на схід.

Сумарна річна радіація становить 380-420 кДж/см². Величина радіаційного балансу за рік коливається в межах 167-176 кДж/см². Середньорічна температура 5-7°C (знижується з заходу на схід), сума активних температур понад 10°C за рік 2400-2600°C, кількість днів з температурою понад 10°C 140-160. Безморозний період триває 170–175 днів. Тривалість снігового періоду до 120 днів.

Зволоження надмірне. Річна кількість опадів становить 550–650 мм, більшість яких (400–450 мм) випадає в теплий період року з квітня по жовтень. Коефіцієнт зволоження 1,1–1,3. Для зони характерний високий рівень підґрунтових вод.

Характерною особливістю кліматичних умов Полісся є перевищення суми опадів за рік над випарованістю вологи, що зумовлює промивний тип водного режиму, а на понижених ділянках – заболочування, особливо на заході Полісся.

Рельєф. Територія Українського Полісся – слабодренована рівнина з дуже розвиненим мезорельєфом у вигляді моренних горбів, гряд, піщаних дюн і валів. У західній частині сучасний рельєф характеризується нерівністю поверхні крейдових відкладень, які утворюють великі горби. В пониженнях між ними рельєф зандровий, слабо хвилястий.

В межах Українського кристалічного щита розвинутий типовий моренно-зандровий ландшафт. Підвищені території, що вкриті супіщаними флювіагляціальними відкладеннями, являють собою одноманітні рівнини з окремими моренними горбами, камами й озами.

Знижені зандрові рівнини мають слабо хвилястий, пологий грядово-дюнный рельєф у вигляді піщаних дюн, гряд, холмів і увалів. Такі форми рельєфу розвинуті також на надзаплавних терасах рік і в міжріччях. Характерною рисою низинних ділянок є наявність западинних форм рельєфу різних розмірів і глибини.

Будова поверхні денудаційних територій визначається складом порід.

Поряд з рівними ділянками зустрічаються хвилясті, горбисти, грядові місцевості. На карбонатних породах розвинуті карстові утворення у вигляді воронок, провалів та інших форм.

Пасма і височини добре виділяються за рельєфом. Абсолютні їх висоти коливаються в межах 200-250 м. Найбільш високим є Словечансько-Овруцьке пасмо, висота його становить 320 м над рівнем моря.

На вододілах панує моренно-зандровий горбистий, місцями слабохвилястий рельєф. Льодовикові води залишили багато прохідних або мертвих долин, вкритих флювіогляціальними відкладеннями. Найбільш знижені їх частини зараз зайняті великими торфовищами.

На терасах переважає зандровий, слабохвилястий рельєф. Великі підвищені острови лесу подекуди дуже еродовані і мають глибоко розчленований яружний рельєф. В інших терасових місцях – монотонні рівнини з чисельними мікрозападинами.

Поліська низовина оточена з півночі та півдня значними підвищеннями, через це з усіх боків сюди стікають підґрунтові води, що живлять численні річки, які в межах низовини мають незначні схили, дуже слабо врізані й тому майже не дренують територію. Слабка дренажність та близьке до поверхні залягання ґрунтових вод зумовлюють заболоченість значних територій.

Ґрунотворними породами на Поліссі найчастіше є льодовикові (моренні), водольодовикові та алювіальні відкладення, рідше зустрічаються леси, озерні та інші відкладення. Моренні відкладення поширені в зоні майже повсюди, за винятком річкових долин, де вони розмиті. Як правило, морена залягає на підвищених елементах рельєфу окремими островами або на схилах. Морена Українського Полісся являє собою невідсортовану породу супіщаного та легкосуглинкового гранулометричного складу, містить вкраплення дрібних валунів, твердих кристалічних порід. Це найбагатіша за хімічним складом ґрунотворна порода, на якій формуються найродючіші ґрунти серед дерново-підзолистих ґрунтів. У місцях близького залягання крейдяних покладів утворюється місцева карбонатна морена з уламків вапняків і крейдяних мергелів. Завдяки високому вмісту CaCO_3 , підзолистий процес на цих породах гальмується. За забарвленням морени бувають, як правило, червоно-бурими або жовто-бурими.

У деяких місцях морени мають важкий гранулометричний склад, що спричиняє низьку водопроникність, зв'язність і, в кінцевому результаті, перезволоження і оглеєння верхньої частини ґрунтового профілю. Діяльність льодовику призвела до формування таких форм рельєфу, як кучеряві скелі, баранячі лоби, трого. Під останніми слід розуміти плоскодолі, круто схилів жолобчастої форми, долиноподібні зниження на місці схилів днищ річкових долин. Під дією льодовиків утворилися також,

аккумулятивні та моренні рівнини або ж пасма кінцевих морен у вигляді крутих підвищень значної протяжності. Льодовикового походження є також круто схилів пасма, що в плані мають вигляд крутих меандр та друмлини – горби з осями, витягнутими в напрямку руху льоду. Вони мають різну крутизну схилів. Також зустрічаються камові горби, що відрізняються неправильними контурами у вигляді гребенів та терасоподібні уступи на схилах западин.

Флювіогляційні відкладення вкривають численні простори моренно-зандрових рівнин Полісся. За гранулометричним складом вони піщані, супіщані, рідше піщано-легкосуглинкові.

Піщані та глинисто-піщані водольодовикові нанесення охоплюють широкі зниження (долини), виорані льодовиком, а супіщані вкривають вододільні рівнини. Характерною особливістю порід цього генетичного типу є наявність у складі відкладень крупного окатаного піску (гравію), що можна легко помітити на поверхні ґрунту після дощу. У профілі флювіогляційні відкладення мають косу (діагональну) шаруватість.

Зандри і створені ними зандрові рівнини, як своєрідні флювіогляційні форми рельєфу, є відкладеннями потоків і талих вод, необмежених долинами. Ці процеси тривають протягом тисячоліть. В плані це є прості, дуже широкі конуси з вершинами, повернутими до ділянок виходу основних потоків талих вод льодовика і злиті один з одним. Долинні зандри – це результат діяльності значно зосередженіших струмків, які виникали нижче, а осади з них відкладались у долиноподібних зниженнях.

Заплави річок і річкові тераси вкриті сучасними і давньоалювіальними відкладеннями. Давньоалювіальні породи, утворені у далекі геологічні періоди внаслідок діяльності водних потоків рік, являють собою добре відсортовані піски, рідше – супісі з горизонтальною чи косою шаруватістю. Сучасні відкладення, утворення яких пов'язане із щорічними наносами річок в період повені, відрізняються різноманітним гранулометричним складом. У прирусловій частині вони піщані, у центральній – суглинкові. У товщі алювіальних насосів часто спостерігаються залишки рослин і тварин.

Значно рідше поширені леси. Вони зустрічаються невеликими острівцями на надзаплавних терасах річок, а іноді на вододілах. Лесам Полісся притаманна тонка шаруватість, наявність піщаних частинок і піщано-легко-суглинковий гранулометричний склад.

Майже всі ґрунтоутворні породи Полісся є легкими за гранулометричним складом і переважно не містять карбонатів.

Рослинність є головним фактором ґрунтоутворення. На Поліссі характер рослинного пориву визначається особливостями клімату, переважно піщаним і супіщаним гранулометричним складом та безкарбонатністю ґрунтоутворних порід. В зоні поширені три типи природної рослинності: ліси, болота і луки. Лісова рослинність значною

мірою знищена. Більшою мірою зберігся трав'яний покрив, хоча й він дуже змінений.

Серед лісової рослинності 57% припадає на соснові ліси, 21 – дубові, 10 – березові, 6 – вільхові. Соснові ліси (бори) утворені сосною звичайною, стрункі стовбури якої за оптимальних умов досягають – 22-28 м. За геоморфологічною приуроченістю, трофічністю, вологістю та рослинністю серед борів виділяють: сосняки лишайникові, зелено мохові, сфагнові; а за вологістю – сухі, свіжі, вогкі, сирі й заболочені.

В сухих борах переважно зростає сосна низькоросла з лишайниковим покривом, у свіжих – високопродуктивний деревостой з участю в підліску азелі понтійської та зелених мохів в наземному покриві.

У вологих і сирих борах ріст сосни погіршується (до 12-16 м), у чагарниково-трав'яному покриві зростає участь багна, лохини, мокінії, а в моховому покриві – сфагнових мохів.

По окраїнах боліт при затопленні розповсюджені заболочені типи лісу. Тут суцільний сфагновий покрив помітно пригнічує розвиток дерев.

Під шпильковими лісами трав'яна рослинність розвинута слабо і на ґрунтотворення суттєво не впливає. Чисто шпилькові соснові ліси поширені на піщаних ґрунтотворних породах східної частини Полісся.

Більшу частину зони вкривають мішані шпильково-дубові ліси (субори), їх деревостій двоярусний: сосна утворює перший ярус, дуб звичайний – другий. У підліску є крушина, брусниця чорна і червона. Травостій представлений: брусницею, буквицею, чебрецем, копитнем, орляком, медункою.

Діброви мало поширені. Деревостой одно або двоярусний, утворений дубом звичайним, з домішками граба, ясена, в'яза шорсткого, клена гостролистого. У підліску зустрічається крушина, ліщина, брусниця, а в травостой – конвалія, підлісник, перестріч чайовий, ряст, медунка, анемона дібровна.

Березових та вільхових лісів мало. Зрідка, в самій північній частині Полісся, зустрічаються ялинові ліси.

Лучна рослинність представлена суходільними, низинними і заплавленими луками. Суходільні луки виникли на місці зниклих лісів. Вони вкриті низькопродуктивними і мало якісними біловусниками і мітличниками з пануванням мітлиці тонкої. На низинних луках переважають дрібно- і великосичники.

В заплавах річок Полісся поширені заплавні луки. Характерною їх ознакою є періодичне zalивання повеневими водами. У травостой домінують: осока гостра, тонконіг болотний та мітлиця повзуча. Поширені й справжні луки з костриці лучної, тонконога лучного і лисохвоста лучного.

На Поліссі зосереджено 50% заболочених земель України, а ліси займають лише 29% території. Верхів болота займають 5% площі зони.

Рослинний покрив низинних боліт різноманітний. За високого рівня підґрунтових вод формуються осокові, осоково-мохові, очеретові та розогові болота. При пониженому рівні підґрунтових вод переважають злаково-осокові та злаково-осоково-мохові формації. Участь мохів у наземному покриві призводить до зрідження травостою і посиленню заболочення території.

Верхові болота зустрічаються на півночі Полісся на піщаних терасах та в межріччях. Існують вони за рахунок атмосферних опадів або підґрунтових вод з незначним вмістом мінеральних солей. Рослинність представлена переважно мохами, пушицею, осоками, росянками, багато чагарників, богульнику, журавлини, голубики, андромеду, зустрічаються пригнічені сосна та береза.

На Поліссі поширені дюнні піщані горби, вкриті специфічною псамофітною рослинністю, яка представлена різнотравними і злаковими, переважно булавоносцевими і куничниковими ценозами.

Зміна природної рослинності на Поліссі суттєво впливає на процеси ґрунтоутворення і характер ґрунтового покриву. Зараз значна частина території зони освоєна і використовується у сільськогосподарському виробництві. У структурі посівних площ зони важливе місце займають посіви жита, льону, картоплі, менше озимої пшениці, овочевих, із кормових – люпину.

3.2.2. Генезис ґрунтів Полісся

Різнманітність природних умов Полісся обумовлює розвиток ряду процесів ґрунтоутворення, внаслідок чого формуються ґрунти з різними ознаками і властивостями. Основні процеси, під впливом яких утворюється ґрунтовий покрив зони – підзолистий, дерновий і болотний. Вони можуть відбуватися самостійно або в різній мірі сполучаючись. Залежно від прояву даних процесів та їх сполученні утворюються ґрунти Полісся.

Згідно досліджень К.К.Гедройця, А.А.Роде, В.Р.Вільямса, В.В.Пономарьової, Ф.Р.Зайдельмана, О.М.Іванової, М.І.Полупана, Д.Г.Тихоненко і багатьох інших дослідників, підзолистий процес відбувається під наметом лісової рослинності за наявності промивного водного режиму ($K_3 > 1$), як правило на безкарбонатних ґрунтоутворних породах і пов'язаний з утворенням (внаслідок переважно грибного розкладу лісової підстилки) органічних кислот, агресивних до мінеральної частини ґрунту. При підзолистому процесі у верхній частині профіля відбувається руйнування ґрунтових мінералів і переміщення продуктів розкладу в нижню частину профілю ґрунту та підґрунтові води. Крім того, відбувається процес лесиважу – диспергації і переміщення з низхідними

токама води глинистих частинок.

Грубий лісовий опад, складений з клітковини, лігніну і дубильних речовин, захищений від прямих сонячних променів, знаходячись в умовах стійкого зволоження, сприяє розвитку грибної мікрофлори. Тому лісова підстилка розкладається переважно грибами, актиноміцетами і в меншому ступені бактеріями. Гриби виділяють в оточуюче середовище специфічні ферменти, які розкладають лісову підстилку з утворенням CO_2 , H_2O , амонійних та фосфорнокислих солей, а також специфічних органічних сполук високої дисперсності – типу фульвокислот.

Грунтовий розчин, збагачуючись органічними і частково мінеральними кислотами, гідролізує і розчиняє мінерали ґрунту. Алюмосилікати руйнуються переважно живими організмами. Так, ортоклаз та мікроклін руйнуються бактеріями. Вивільнений кремнезем ($\text{SiO}_2 \cdot n\text{H}_2\text{O}$) випадає в осад у формі халцедону і кварцу чи переходить у ґрунтовий розчин. В ґрунті утворюються вторинні глинисті мінерали, кремнекислота, оксиди алюмінію ($\text{Al}_2\text{O}_3 \cdot n\text{H}_2\text{O}$), заліза ($\text{Fe}_2\text{O}_3 \cdot n\text{H}_2\text{O}$), частково марганцю ($\text{MnO}_2 \cdot n\text{H}_2\text{O}$).

За умов промивного водного режиму продукти гідролізу та розкладу мікроорганізмів переносяться у нижні генетичні горизонти. Під покривом лісової підстилки (H_0) формуються генетичні горизонти: HE – гумусово-елювіальний; E – елювіальний (горизонт виносу); I – ілювіальний (аккумулятивний), далі може бути перехідний до породи горизонт – P_1 і, як правило, безкарбонатна материнська порода – P.

В горизонті – HE під наметом лісу нагромаджуються переважно фульвокислоти, які утримуються в профілі катіонами Ca^{2+} і Mg^{2+} , що надійшли з лісової підстилки і утримуються адсорбційними силами мінералів. Тут же в малих кількостях осідають оксиди заліза та алюмінію і поживні речовини для рослин.

Елювіальний горизонт (E) – внаслідок виносу заліза, алюмінію і марганцю та накопичення кремнезему має світло-сіре забарвлення (подібне до попелу). Цей горизонт збіднений елементами живлення, півтораоксидами та мулистими частинками, має кислу реакцію, ненасичений основами і практично безструктурний.

Частина речовин, які вимиті з лісової підстилки, та горизонтів HE та E закріплюються в ілювіальному (I) горизонті. Цей горизонт збагачений мулистими частками, півтораоксидами заліза і алюмінію та іншими сполуками, набуває значного ущільнення і червоно-бурого забарвлення.

Отже, розвиток *підзолистого процесу* характеризується низкою особливостей:

- біогенний фактор обумовлює диференціацію ґрунтового профілю за елювіально-ілювіальним типом в умовах кислотного гідролізу;

- утворенням лісової підстилки, яка складається з листя, хвої тощо, різного ступення розкладу, що лежать на поверхні ґрунту;

–переміщення елементів з підстилки в ґрунт здійснюється як при вертикальному переміщенні води, так і внаслідок бокового стоку;

–значна частина елементів з підстилки виноситься водами поверхневого стоку в період сніготанення, коли ґрунт ще не відтанув, або насичений вологою до повної вологості.

Підзолистий процес призводить до утворення ґрунтів підзолистого ряду. Останні характеризуються збідненням верхніх генетичних горизонтів колоїдами і накопиченням в них аморфної борошнистої кременівки SiO_2 . ГВК таких горизонтів характеризується ненасиченістю Ca^{2+} і Mg^{2+} , має кислу реакцію ґрунтового розчину, високу обмінну і гідролітичну кислотність, негативні фізико-механічні властивості, підвищену щільність ілювіальних горизонтів, які збагачені мулистими частинками, гідрооксидами заліза та алюмінію.

Періодичне перезволоження таких ґрунтів викликає оглешення окремих горизонтів і посилює підзолистий процес.

Представниками ґрунтів даного типу ґрунтоутворення є підзоли і дерново- підзолисті ґрунти часто різного ступеня оглеєності, які складають основний фон ґрунтового покриву Полісся.

Дерновий ґрунтоутворний процес детально вивчений і охарактеризований академіком В.Р.Вільямсом, І.В.Тюрніним та іншими вченими як один з головних процесів ґрунтоутворення.

Найбільш яскраво дерновий процес відбувається під впливом трав'янистої рослинності і призводить до формування ґрунтів з добре розвинутим гумусовим горизонтом.

Дерновий процес характеризується такими ознаками:

- інтенсивним споживанням біогенних елементів при щорічному поверненні їх у ґрунт;
- щорічним накопиченням і відмиранням значної біомаси;
- переважанням кореневої маси над надземною, що дає можливість надходження мертвої органічної речовини безпосередньо в ґрунт;
- перевагою бактеріальних процесів розкладу органічних решток і інтенсивним гумусоутворенням;
- гуматним характером гумусоутворення з нагромадженням гумінових кислот зв'язаних з кальцієм.

На Поліссі дерновий процес найбільш інтенсивно відбувається в зрізженому лісі, на галявинах, а також у листяних лісах, де добре розвинута трав'яниста рослинність. В даній зоні дерновий процес чергується з підзолистим або відбувається одночасно з ним.

Приріст органічної маси за рахунок трав'янистої рослинності та її інтенсивний розклад бактеріальною мікрофлорою сприяє нагромадженню в ґрунті гумусових речовин. Елювіальний горизонт поступово збагачується гумусом і основами Ca^{2+} , Mg^{2+} і стає гумусово-елювіальними (HE).

Слід зазначити, що навіть при довгостроковому розвитку трав'янистої

рослинності під пологом лісу в дерново-підзолистих ґрунтах значної кількості гумусу і поживних речовин не нагромаджується. Органічні рештки трав'янистих рослин, які виростають на бідному підзолистому ґрунті, містять відносно мало зольних елементів, особливо азоту. Промивний тип водного режиму викликає додаткове обеззолення ґрунту. Нестача зольних елементів, азоту, кальцію, і магнію в самому ґрунті і органічних решток, наявність грибної мікрофлори уповільнює мінералізацію; в складі гумусу переважають кислі гумусові речовини – типу фульвокислот. Тому в гумусово-елювіальному горизонті не накопичуються велика кількість гумусу.

Отже, залежно від різноманітності кліматичних, гідрологічних та літологічних особливостей, а також у поєднанні з іншими процесами, дерновий ґрунтоутворний процес формує різні типи ґрунтів в різних ґрунтово-кліматичних зонах. На Поліссі це дернові, дерново-підзолисті, підзолисто-дернові, дерново-лучні.

Поєднання підзолистого ґрунтоутворного процесу з оглеєнням на думку А.Ліверовського, І.С.Кауричева, А.М.Туренка та інших вчених створює умови для протікання *елювіально-глейового процесу* який характеризується наступними особливостями:

- контрасним водним режимом, який проявляється у змінних окисно-відновних умовах, коли різко відновні умови за перезволоження верхніх шарів ґрунту змінюються на окисні умови при висиханні ґрунту (посилення аерації);

- трансформацією органічних речовин з утворенням рухомих агресивних форм низькомолекулярних кислот, поліфенолів;

- утворенням рухомих відновлених форм заліза і марганцю, а в кислих умовах ґрунтового розчину – рухомих сполук алюмінію;

- взаємодією агресивних органічних сполук з мінеральною частиною ґрунту і утворенням водорозчинних орґано-мінеральних сполук;

- міграцією водорозчинних сполук з нисхідними токами води.

Періодичне або постійне перезволоження ґрунтів Полісся посилює процес гумусонакопичення і призводить до формування перегнійно-торф'янистого горизонту ґрунтів болотно-підзолистого типу.

3.2.3. Основні типи ґрунтів Полісся. Дерново-підзолисті ґрунти

Різноманітність процесів і умов ґрунтоутворення веде до значної строкатості ґрунтового покриву Полісся. В зоні утворилися такі типи ґрунтів: *дерново-підзолисті, підзолисто-дернові, дернові, лучні, болотні*. Значно в меншій мірі поширені чорноземи опідзолені і вилуговані, чорноземно-лучні та сірі лісові ґрунти.

Дерново-підзолисті ґрунти

В сільському господарстві використовується 2489,3 тис. га дерново-підзолистих ґрунтів. Вони представлені автоморфними (34,1% площі сільськогосподарських угідь), поверхнево-гідроморфними (глеюваті – 6%, глейові – 1,1%) і ґрунтово-гідроморфними (глеюваті – 26,2%, глейові – 32,5%) типами, їх різноманітність збільшується за рахунок змитих (3,1%), дефльованих (0,6%) та осушених (13,7%) видів (М.І.Полупан та ін. 1988 р.).

Дерново-підзолисті ґрунти, за класифікацією Інституту ґрунтознавства ім. Докучаєва, виділяють на рівні підтипу в типі підзолистих ґрунтів. Проте І.С.Кауричев виділяє їх як самостійний тип. Такої ж думки притримуються вчені Українського науково-дослідного інституту ґрунтознавства і агрохімії ім. О.Н.Соколовського (М.І.Полупан). Доцільність виділення дерново-підзолистих ґрунтів як окремого типу викликано особливостями їх генезису, більш високою природною родючістю і особливостями меліорації порівняно з підзолистими ґрунтами.

Класифікація дерново-підзолистих ґрунтів Полісся представлена в таблиці 3.3.

Таблиця 3.3 – Класифікація дерново-підзолистих ґрунтів Полісся України (Український науково-дослідний інститут ґрунтознавства і агрохімії ім. О.Н. Соколовського, 1988 р.)

Тип	Підтип	Рід	Вид
Дерново-підзолисті	Дерново-підзолисті	Модальні, контактнo-оглеєні	За ступенем опідзолення, * оглеєння, еродованості, глибиною підстилення іншими породами
Дерново-підзолисті поверхнево-оглеєні	Дерново-підзолисті поверхнево-оглеєні	Модальні, кислі	За ступенем оглеєння і опідзолення
Дерново-підзолисті оглеєні	Дерново-підзолисті оглеєні Підзолисто-дернові оглеєні	Модальні, засолені	За ступенем оглеєння

Найбільш поширеними родами дерново-підзолистих ґрунтів є наступні:

Модальні (звичайні) – ознаки і властивості відповідають основним характеристикам підтипу У найменуванні дерново-підзолистих ґрунтів назва даного роду опускається;

Контактнo-оглеєні – формуються на двочлених ґрунтоутворних породах, на контакті порід виділяється прошарок з ознаками оглеєння;

Вторинно-насичені – формуються на крейді або мергелі покритих

тонким шаром (до 2 метрів) водно-льодовикових піщаних або супіщаних відкладів. Характеризуються періодичним підлученням нижньої частини профілю;

Еродовані – відрізняються від модальних частковою або повною відсутністю верхніх генетичних горизонтів внаслідок процесів водної ерозії;

Намиті – зустрічаються на шлейфах схилів і днищах балок, формуються за рахунок делювіального наміву. Гумусово-елювіальний (HE) горизонт у порівнянні з модальними ґрунтами потужний, часто шаруватий;

Засолені – формуються в умовах близького залягання мінералізованих ґрунтових вод. Зустрічаються серед дерново-підзолистих оглеєних ґрунтів.

Розподіл дерново-підзолистих ґрунтів на види (за ступенем опідзолення) наступний:

Слабопідзолисті – гумусово-елювіальний горизонт добре розвинутий, потужністю 20-25 см, значно переважає елювіальний (HE>E). Елювіальний горизонт представлений окремими плямами чи прошарками, потужністю до 5 см;

Середньопідзолисті – гумусово-елювіальний горизонт приблизно однакової потужності (18-20 см) з елювіальним (HE \cong E). Елювіальний горизонт суцільний, з нижньою межею глибше 30 см.

За характером зволоження:

Поверхнево-оглеєні – оглеєння у верхній частині профілю, внаслідок періодичного сезонного перезволоження атмосферними опадами, що застоюються з поверхні;

Ґрунтово-оглеєні – оглеєння у нижній частині профілю, внаслідок перезволоження підґрунтовими водами.

За ступенем оглеєння:

Поверхнево-оглеєні:

Глеюваті – оглеєні гумусово-елювіальний і елювіальний горизонти HEgl; Egl, оглеєння у вигляді окремих іржавих плям;

Глейові – оглеєні гумусово-елювіальний, елювіальний і верхня частина ілювіального горизонту HEgl, Egl, I(gl), оглеєння горизонтів суцільне;

Ґрунтово-оглеєні:

Глеюваті – підґрунтові води на глибині 180-250см, оглеєна ґрунтоутворна порода і нижня частина ілювіального горизонту I(gl), Pgl, оглеєння у вигляді іржавих плям;

Глейові – підґрунтові води на глибині 120-180 см, оглеєна ґрунтоутворна порода і весь ілювіальний горизонт (Igl, Pgl), оглеєння горизонтів суцільне;

Сильноглейові – підґрунтові води на глибині 60-120 см, всі горизонти суцільнооглеєні (HEgl, Egl, Igl, Pgl).

Оглеєні ґрунти на слабо-, середньо- і сильнопідзолисті не поділяються.

За ступенем еродованості:

Слабозмиті – змито до половини гумусово-елювіального горизонту (HE) і втрачено до 20% гумусу. Під час оранки розорюється верхня частина горизонту Eh, орний шар помітно світліший і має буруватий відтінок, на поверхні ґрунту рідка мережа вимоїн; розташовані на пологих схилах (з ухилом не більше 3°);

Середньозмиті – змито понад половини гумусово-елювіального горизонту (HE) і втрачено 20-40% гумусу. Під час оранки переорується цілком горизонт Eh і верхня частина горизонту E1; забарвлення горизонту буре, плямами; порверхня його розмита частою мережею вимоїн; розташовані на пологих схилах (3-5°);

Сильнозмиті – змито гумусово-елювіальний, елювіальний і частково ілювіальний горизонти, втрачено 40-60% гумусу. Розорюється середня або нижня частина горизонту IE, поверхня ґрунту має буре забарвлення з силь новираженою брилістю, зустрічаються на окремих ділянках на сильнопохилих схилах з ухилом до 5-8°.

За глибиною залягання підстелених порід:

Неглибокопідстелені – 0,5 -1 м;

Глибокопідстелені – 1-2 м.

За ступенем засолення:

Солончакуваті – легкорозчинні солі натрію (0,1% і більше) з'являються на глибині прояву глеюватості;

Солончакові – легкорозчинні солі натрію з'являються в гумусово-елювіальному або у верхній частині ілювіального горизонтів.

Перед видом ґрунту запропоновано виділяти літологічну серію: моренні, водно-льодовикові, озерні, давньоалювіальні, та саме, підстелені пісками, кристалічними породами, крейдо-мергелями та ін.

Крім того виділяють варіанти: цілинні, освоєні, окультуренні, зрошувані і дренавані.

Як різновидність враховують механічний склад ґрунту: піщані, глинисто-піщані, супіщані, легко-, середньо-, важкосуглинкові.

Будова профілю і морфологічні ознаки

Дерново-підзолисті ґрунти

Це зональні ґрунти зони Полісся. Вони покривають піщані та моренно-піщані рівнини, рідше – моренні горби та гряди, а часом зустрічаються на борових терасах рік у лісостеповій і навіть степовій зоні. Ґрунти утворились під сосновими та змішаними, хоча зустрічаються й під листяними лісами за промивного (хоч і не щорічно) та застійно-

промивного водного режиму, переважно на водно-льодовикових та алювіальних відкладах. На морені вони зустрічаються рідше, а на лесовидних відкладах - дуже рідко. Водно-льодовикові та алювіальні піщані та супіщані відклади нерідко підстилаються моренними суглинками, каолінами, рідше - крейдяним моргелем (у Західному Поліссі) та кристалічними породами (у місцях близького залягання кристалічного щита).

Профіль дерново-підзолистих ґрунтів має чітку елювіально-ілювіальну диференціацію. Вміст гумусу низький або дуже низький: від 0,6-1% у піщаних та глинисто-піщаних, до 1,5-2% у суглинкових ґрунтах, гумус грубий. У ґрунтах під лісом органічна частина містить велику кількість слабмінера-лізованих та обвуглених решток. Тип гумусу - фульватний, рідше гуматно-фульватний (Сік:Сфк=0,3 - 0,8). Гуматність зростає у ґрунтах важкого механічного складу. Вбирний комплекс (ГВК) ненасичений основами, а ґрунтовий розчин має кислу реакцію.

За ступенем прояву підзолистого та дернового процесів ґрунтотворення підтип власне дерново-підзолистих ґрунтів поділяється на слабо-, середньо- та сильнопідзолисті. Найбільше поширення мають *дерново-середньопідзолисті ґрунти* на водно-льодовикових та алювіальних пісках та супісках, їх профіль різко диференційований на горизонти HE, E та I.

Гумусово-елювіальний (HE) горизонт у цілинних ґрунтах має глибину 18-20 см, а в освоєних під ріллю - співпадає з глибиною оранки (20-25 см). сірий, грудкувато-пилуватий, майже безструктурний з характерною здатністю ділитися на плитки. Відмиті від гумусових та глинистих речовин зерна кварцевого піску надають горизонту білуватого відтінку; зустрічаються «звуглені» вкраплення, перехід різкий.

Елювіальний горизонт (E) суцільний і глибокий, а на орних землях - вкорочений, за рахунок приорювання його верхньої частини. У верхній частин він брудно-пальовий, дуже слабо гумусований (затіки і примазки), нижче - білуватий з добре відмитими зернами кварцу, пластинчастий, перехід ясний

Ілювіальний горизонт (I) у верхній частині має клини та гнізда відмитоп від залізистих та глинистих плівок піску (IE), глибше - щільний, темно-буро-червоний, грудкувато- чи горіхувато-призматичний (I). Нижня йоп частина (IP) менш щільна, з лінзами та прошарками озалізного піску жовтого кольору.

Дерново-слабкопідзолисті ґрунти мають елювіальний горизонт (E), виражений окремими білуватими плямами та прошарками товщиною 5 см відмитого від залізистих (глинистих) плівок піску.

Дерново-сильнопідзолисті ґрунти займають невелику площу, тому їх ж виділяють у самостійні контури. Вони відрізняються від дерново-середньо-підзолистих ґрунтів більшою глибиною елювіального горизонту

(понад 20 см), дуже слабкою гумусо-ваністю та дуже кислою реакцією ґрунтового розчину

Дерново-підзолисті вторинно насичені ґрунти

Зустрічаються в місцях з неглибоким (до 2 м) заляганням крейдового мергелю в західній та східній частинах Полісся (Львівська, Волинська, Рівненська області), у Західному Поліссі та в Сумській і Чернігівській областях, у провінції Лівобережного високого, особливо Новгород-Сіверського Полісся). Ці ґрунти утворилися переважно на водно-льодовикових піщаних та супіщаних відкладах. Ступінь диференціації профілю на горизонті елювію та ілювію зумовлений глибиною залягання карбонатних порід. При неглибокому їх заляганні вона слабка, при глибокому - середня. Кар-бонатність підстилаючої породи обумовлює періодичне підлугування нижньої частини профілю. Залягання ж мергелю чи крейди глибше 2 м мало впливає на властивості ґрунтів. Процес підлугування є вторинним мезо-процесом відносно підзолистого макропроцесу ґрунтоутворення. Близьке залягання карбонатних порід надає ґрунтам нейтральної, або близької до неї реакції ґрунтового розчину, а також істотно підвищує насиченість ГВК основами. *Дерново-підзолисті вторинно насичені ґрунти*, що неглибоко (0,5-1 м) підстилаються крейдою, мають слабо виражений перерозподіл колоїдів за профілем.

Гумусово-елювіальний горизонт – глибиною 25-30 см, сірий, нетривко грудкуватий, часто скелетний (щєбнюватий).

Ілювіальний горизонт слабо виражений. Якщо він повністю не приораний, то представлений брудно-пальовим чи брудно-білуватим прошарком глибиною 5-10 см. Ілювіальний горизонт червоно-бурий, щільний, збагачений півтораоксидами та рухомою глиною, часто неоднорідного гранулометричного складу. У нижній частині горизонт може скипати від 10%-ної НСІ. На контакт з підстилаючою породою нерідко зустрічаються плями сезонного оглеєння. Перехід до підстилаючої породи (крейдового мергелю чи крейди) різкий, нерівний.

Глибокопідстелені ґрунти відрізняються від попередніх більш чіткою диференціацією профілю, глибшим елювієм (10-20 см) білясто-пального забарвлення з пластинчастою структурою. Ілювіальний горизонт глибший, щільний, горіхувато-призматичний.

Дерново-підзолисті оглеєні ґрунти. Поширені на слабо дренажних вододілах та зниженнях задрових рівнин, на борових терасах рік, тощо. Ґрунти сформувалися за умов тимчасового застою поверхневих та підґрунтових вод, що викликає розвиток оглеєння. Перезволоження території може бути викликане вирубуванням лісів та землеробським освоєнням ґрунтів.

Морфологічні ознаки оглеєння накладаються на генетичні горизонти дерново-підзолистого ґрунту. За характером зволоження виділяють поверхнево та ґрунтовооглеєні ґрунти. Перші з них оглеєні внаслідок

поверхневого застою атмосферних, а другі – високого стояння підгрунтових вод. У номенклатурі для скорочення назви термін «грунтове» не вживають, а повну назву за характером перезволоження дають лише для першої групи. За ступенем оглеєння ґрунти поверхневого перезволоження поділяють на глеюваті та глейові, а ґрунтового - на глеюваті, глейові та сильноглейові. Поверхнєве оглеєння найчастіше характерне для ґрунтів, сформованих на моренах чи з підстиланням мореною.

До *поверхнєво глеюватих* належать ґрунти з ознаками оглеєння в гумусово-елювіальному горизонті (HE) - іржавими та охристими плямами і сизими оглеєними гніздами та прошарками в елювіальному горизонті. У поверхнєво глейових ґрунтах інтенсивно оглеєні HE, E та верхня частина I горизонту Нижня частина ілювію та материнська порода не оглеєні або зустрічаються лише поодинокі іржаві плями. Глеюваті ґрунти (ґрунтового) мають ознаки оглеєння в материнській породі та нижній частині ілювіального горизонту. У глейових ґрунтів весь ілювіальний горизонт інтенсивно оглеєний. Сильноглейові ґрунти мають оглеєним весь профіль, а підгрунтові води знаходяться на глибині 30-120 см.

Підзолисто-дернові ґрунти. Профіль цих ґрунтів, як і дерново-підзолистих, чітко диференційований на горизонти елювію та ілювію, але гумусово-елювіальний горизонт значно глибший (30-40 см) і містить більше гумусу (2-3%), у складі якого нерідко переважають гумінові кислоти. Ілювіальний горизонт теж може бути помітно гумусованим. Ґрунти поширені переважно на лівобережному (особливо низовинному) Поліссі, де вони залягають на плоских, увігнутих безстічних зниженнях або на периферії глибших западин.

Досить поширеними серед підзолисто-дернових ґрунтів є оглеєні ґрунти, що залягають в умовах неглибокого знаходження підгрунтових вод. Підгрунтові води є нерідко карбонатними або містять розчинні солі, що обумовлює їх засолення.

Дерново-підзолисті вторинно насичені ґрунти. Зустрічаються в місцях з неглибоким (до 2 м) заляганням крейдового мергелю в західній та східній частинах Полісся (Львівська, Волинська, Рівненська області), у Західному Поліссі та в Сумській і Чернігівській областях у провінції Лівобережного високого, особливо Новгород-Сіверського Полісся) Ці ґрунти утворилися переважно на водно-льодовикових піщаних та супіщаних відкладеннях. Ступінь диференціації профілю та поділ профілю на горизонти елювію та ілювію зумовлені глибиною залягання карбонатних порід. При неглибокому їх знаходженні вона слабка, при глибокому – середня. Карбонатність підстилаючої породи обумовлює періодичне підлугування нижньої частини профілю. Залягання ж мергелю чи крейди глибше 2 м мало впливає на властивості ґрунтів. Процес підлугування є вторинним мезопротесом відносно підзолистого макропроцесу ґрунтоутворення. Близьке залягання карбонатних порід

надає ґрунтам нейтральної, або близької до неї реакції ґрунтового розчину, а також істотно підвищує насиченість ГВК основами.

Дерново-підзолисті вторинно насичені ґрунти, що неглибоко (0,5-1 м) підстилаються крейдою, мають слабо виражений перерозподіл колоїдів за профілем. Гумусово-елювіальний горизонт – глибиною 25-30 см, сірий, нетривко грудкуватий, часто скелетний (щєбнюватий). Ілювіальний горизонт слабо виражений. Якщо він повністю не приораний, то представлений брудно-пальовим чи брудно-білуватим прошарком глибиною 5-10 см. Ілювіальний горизонт червоно-бурий, щільний, збагачений півтораоксидами та рухомою глиною, часто неоднорідного гранулометричного складу. У нижній частині горизонт може скипати від 10%-ної НС1. На контакт з підстилаючою породою нерідко зустрічаються плями сезонного оглєснення. Перехід до підстилаючої породи (крейдяного мергєло чи крейди) різкий, нерівний.

Глибокопідстєлені ґрунти відрізняються від попередніх більш чіткою диференціацією профілю, глибшим елювієм (10-20 см) білясто-пальового забарвлення з пластинчастою структурою. Ілювіальний горизонт глибший, щільний, горіхувато-призматичний.

Склад і властивості дерново-підзолистих ґрунтів

Склад і властивості дерново-підзолистих ґрунтів пов'язані з розвитком підзолистого, дернового і глейового процесів, а також механічного складу та окультуреності.

За механічним складом серед дерново-підзолистих ґрунтів переважають супіщані різновиди – 48,2%, піщані та глинисто-піщані складають 37,5%, легкосуглинкові – 11,7%.

Профіль дерново-підзолистих супіщаних та глинисто-піщаних ґрунтів, як автоморфних, так і гідроморфних чітко деференційований за вмістом фізичної глини і мулу (табл. 3.4). Елювіальний горизонт збіднений, а ілювіальний порівняно з ним збагачений фізичною глиною і мулом.

Мінеральна частина дерново-підзолистих ґрунтів складає понад 96% їх маси. Вона складена переважно з силікатів, алюмо-, феросилікатів, оксидів, солей і органоїнеральних сполук. Основними компонентами мінеральної частини ґрунту є силікати, алюмо- і феросилікати.

В складі оксидів мінеральної частини ґрунту звертає на себе увагу розподіл у ґрунтовому профілі оксидів кремнезему, алюмінію та заліза.

Найбільший вміст кремнезему SiO₂ спостєрігається у поверхневих горизонтах HE (гумусово-елювіальному) і E (елювіальному). В ілювіальному (I) горизонті кількість кремнезему знижується. Накопичення

Таблиця 3.4 – Хімічний склад, вміст фізичної глини і мулу в дерново-підзолистих ґрунтах (Б.С.Носко, С.П.Латишев, 1994 р.)

Показники	Дерново-підзолистий супіщаний ґрунт			Дерново-підзолистий оглеєний глинисто-піщаний ґрунт		
	Генетичний горизонт					
	HE	E(h)	Pi	HE	Eg	Igl
Шар ґрунту, см	0-15	23-33	130-140	0-20	25-35	50-60
Вміст часточок, %						
<0,01мм						
<0,001мм	14,9	13,3	19,0	9,06	5,16	14,4
	8,32	5,87	14,2	3,61	6,34	14,4
Вміст оксидів, %						
SiO ₂	92.1	92.8	87.8	91.3	90.0	85.9
Fe ₂ O ₃	0.80	0.74	1.69	0.55	0.87	1.55
Al ₂ O ₃	3.25	3.66	5.46	5.80	5.83	8.44
CaO	0.72	0.60	1.15	0.54	0.19	0.20
MgO	0.22	0.22	0.55	0.26	0.20	0.37
SiO ₂ : R ₂ O ₃	41.6	37.8	22.5	24.9	24.0	15.5

SiO₂ в горизонтах HE і E відбувається за рахунок виносу з верхніх горизонтів півтораоксидів алюмінію та заліза.

Максимальний вміст оксиду заліза в неоглеєному (1,69%) і оглеєному (1,55%) дерново-підзолистих ґрунтах спостерігається в ілювіальних горизонтах, що свідчить про накопичення їх в нижній частині профіля. Аналогічно відбувається перерозподіл півтораоксидів алюмінію, вміст яких в ілювіальних горизонтах становить – 5,46 і 8,44% проти 3,25 - 3,66 і 5,80 - 5,83% в елювійованих вище розташованих горизонтах.

Для оксидів кальцію і магнію характерно накопичення в гумусово-елювіальних та ілювіальних горизонтах. Елювіальні горизонти збіднені на ці елементи. Вказана закономірність підтверджує біогенну акумуляцію оксидів CaO і MgO.

Про кількісну сторону підзолистого процесу можна судити за співвідношенням SiO₂ : R₂O₃ в профілі ґрунту. Воно помітно змінюється з глибиною.

У дерново-підзолистому супіщаному ґрунті з 42% в горизонті HE воно зменшується до 20% в горизонті Pi, а в дерново-підзолистому оглеєному з 20% в горизонті HE до 15% в горизонті Igl. Це підтверджує чітку диференціацію профіля дерново-підзолистих ґрунтів.

Дерново-підзолисті ґрунти характеризуються дуже низьким вмістом гумусу (< 2%), який в основному міститься в гумусово-елювіальному горизонті (табл. 3.5). В елювіальному та ілювіальному горизонтах його кількість різко падає(0,30-0,77%). Під лісом гумус дерново-підзолистих ґрунтів грубий з великою кількістю напіврозкладених і обвуглених

Таблиця 3.5 – Вміст і груповий склад гумусу дерново-підзолистих ґрунтів (Атлас почв Української ССР 1979 г.)

Генетичний горизонт, глибина, см	Загальний вміст гумусу, %	С органічний, %	Сгк	Сфк	С залишку	Сгк / Сфк
			% до загального С			
Дерново-слабопідзолистий глинисто-піщаний на водно-льодовикових пісках						
HE 0-10	0,90	0,52	20,6	41,6	37,8	0,50
Дерново-середньопідзолистий глинисто-піщаний на водно-льодовикових пісках						
HE 0-10	1,34	0,78	23,5	33,0	43,5	0,71
Дерново-середньопідзолистий легкосуглинковий на водно-льодовикових суглинках						
HE 0-10	1,17	0,67	11,9	29,8	58,2	0,39
E 30-40	0,35	0,20	25,0	45,0	20,0	0,56
Ie 40-50	0,30	0,17	23,5	3509	40,6	0,65
Дерново-середньопідзолистий легкосуглинковий на морені						
HE 0-10	1,48	0,82	20,2	37,4	42,4	0,54
Дерново-середньопідзолистий						
HE 0-20	1,62	0,94	26,4	42,1	31,5	0,62
Egl 25-35	0,77	0,45	25,2	43,9	30,9	0,57
Iegl 50-60	0,52	0,30	18,4	41,7	39,9	0,44

речовин. В складі гумусу фульвокислоти переважають над гуміновими кислотами. Співвідношення вуглецю гумінових кислот до вуглецю фульвокислот (Сгк : Сфк), коливається в межах 0,39-0,79. Це фульватний, або гуматно-фульватний тип гумусу. Такий склад гумусу обумовлює його різко виражений кислий характер, легку розчинність і значну рухомість. Крім того фульвокислоти мають високу дисперсність тому не закріплюються в ґрунті і легко вимиваються. Тому води в річках Полісся навесні мають буре забарвлення.

Дерново-підзолисті ґрунти характеризуються не високою ємністю вбирання, низькою насиченістю обмінними Са і Mg, кислою реакцією і малою буферністю. Внаслідок опідзолення верхні генетичні горизонти збіднюються основами, збагачуючись обмінними іонами водню та алюмінію, про що свідчать показники гідролітичної кислотності (2,7-2,9 мг-екв на 100 г ґрунту).

Найменша величина ємності вбирання спостерігається в елювіальному найбільш вилугованому горизонті. В ілювіальному горизонті ємність вбирання збільшується бо цей горизонт збагачений на муліколоїди.

Бідність гумусом обумовлює низький вміст валових і рухомих форм

азота та фосфора. За даними Б.С.Носко, С.П.Латишева їх вміст не перевищує 0,05-0,07%. Більша частина азоту міститься в органічній речовині і стає доступною для рослин лише після їх мінералізації. Тому на дерново-підзолистих ґрунтах дуже ефективні органічні та мінеральні азотні добрива.

Валовий вміст калію вищий і коливається в гумусово-елювіальному горизонті в межах 1,11-1,35%. Вміст рухомого обмінного калію за Кирсановим знаходиться на рівні 77-140 мг K_2O_5 на 100 г ґрунту.

Дерново-підзолисті ґрунти дуже бідні на мікроелементи. На 1 кг сухого ґрунту припадає, мг: кобальту 1-2, марганцю 70-95, цинку 20-30, бору 3-4.

Фізичні та водно-фізичні властивості дерново-підзолистих ґрунтів представлені в табл. 3.6. Вони свідчать, що щільність твердої фази переважно залежить від мінералогічного складу і у профілі змінюється несуттєво. Щільність гумусово-елювіального горизонту вища за оптимальну (1,34-1,48), проте менша ніж у нижчележачих елювіальному і особливо ілювіальному горизонтах, де вона становить – 1,61-1,67 у неоглєсному та 1,42-1,50 г/см³ в оглєсному ґрунті. Аналогічно змінюються величини максимальної гігроскопічності та вологості в'янення.

Результатом такої диференціації є зміни водних властивостей. Так, водопроникність ілювіального горизонту різко знижується порівняно з гумусово-елювіальним. Диференціація водопроникності нерідко призводить до перезволоження НЕ горизонту а іноді і до його оглєснення. Проте за рахунок нижчих показників вологості в'янення і вижчих показників найменшої вологоємкості оглєсені ґрунти краще забезпечені вологою. Отже, водно-повітряний режим дерново-підзолистих ґрунтів нестійкий. Ріст і розвиток рослин на таких ґрунтах значною мірою залежить від частоти дощів і кількості опадів.

Оцінюючи властивості дерново-підзолистих ґрунтів, слід зазначити їх загальні особливості:

- чітко виражену диференціацію за елювіально-ілювіальним типом з утворенням на поверхні ґрунту лісової підстилки;
- збіднення елювіального горизонту фізичною глиною, мулом, півтораоксидами і накопичення їх в ілювіальному горизонті;
- відносно збагачення елювіального горизонту SiO_2 ;
- дуже низький вміст гумусу (<2%) в горизонті НЕ і 0,5-0,7% в горизонті Е;
- в складі гумусу переважають агресивні фульвокислоти над гуміновими, а в складі гумінових – бурі гумінові кислоти;
- в складі мікроорганізмів переважає грибна флора;
- висока активна і потенціальна (обмінна і гідролітична) кислотність;
- мала ємність катіонного обміну і низький ступінь насичення основами;

Таблиця 3.6 – Водно-фізичні показники дерново-підзолистих ґрунтів (Б.С.Носко, С.П.Латишев, 1994 р.)

Показники	Дерново-підзолистий супіщаний ґрунт			Дерново-підзолистий оглеєний глинисто-піщаний ґрунт		
	Генетичний горизонт					
	HE	Eh	Pi	HE	Egl	Igl
Шар ґрунту, см	0-15	23-33	130-140	0-20	25-35	50-60
Щільність твердої фази, г/см ³	2,63	2,64	2,68	2,63	2,65	2,67
Щільність, г/см ³	1,48	1,61	1,67	1,34	1,42	1,50
Загальна пористість, %	43,8	39,0	37,6	49,1	46,6	43,8
Максимальна гігроскопічність, %	1,50	1,50	1,80	1,00	0,80	1,20
Вологість в'янення, %	2,25	2,10	2,70	1,50	1,20	1,80
Найменша вологосмність, %	14,3	12,5	9,70	15,0	13,0	11,0
Доступна волога при НR %	12,0	10,4	7,0	13,5	11,8	9,2

- високий вміст рухомого Al^{3+} , який підвищує обмінну кислотність і викликає токсикоз у рослин;
- низька забезпеченість елементами живлення рослин.

Несприятливі фізичні властивості і наявність ущільненого ілювіального горизонту в середній частині профілю і відповідна диференціація водопроникності, відсутність агрономічно цінної структури: в горизонті HE - неміцно-грудокувата, в горизонті E - плитчасто-пилувата і призмovidна в горизонті I.

Провівши якісну оцінку дерново-підзолистих ґрунтів Полісся професор А.І.Сірий прийшов до висновку, що вони мають низьку природну родючість. Найменш родючі – це дерново-прихованопідзолисті ґрунти - бал бонітету 11. Глинисто-піщані і піщані мають 17-22 бали (табл. 3.7).

Забезпеченість елементами живлення у них вища ніж у піщаних різновидів. Кількість рухомих фосфатів становить 4,0-5,4, а обмінного калію – 4,3-5,3 мг на 100 г ґрунту

Вони мають більш сприятливі водно-фізичні властивості, нижчу водопроникність, за рахунок водонепроникних ілювіальних прошарків (ортзанд). Змінюється також співвідношення капілярної і некапілярної пористості (34, 11%), зменшується аерація. Це сприятливо позначається на водно-повітряному режимі даних ґрунтів.

Таблиця 3.7 – Якісна оцінка (бонітування) дерново-підзолистих ґрунтів (А.І.Сірий, 1998р.)

Ґрунти	Основні типові критерії								Поправки на			Бонітет ґрунтів
	гумус		фосфор		калій		ммзпв		Середній бал	кислотність		
	т/га у шарі 0-100 см	бал	Мг P ₂ O ₅ 100г ґрунту	бал	Мг K ₂ O 100 г ґрунту	бал	ММ 0-100см	бал		кислотність	к/мг	
Дерново-приховано-підзолистий (борові піски) на давньо-алювіальних відкладах (Чернігівська обл.)	38	8	2,4	10	1,9	11	82	41	17	0,74	0,91	11
Глинисто-піщаний (Чернігівська обл.)	43	9	2,8	11	2,6	15	125	63	24	0,74	0,91	17
Дерново-слабопідзолистий піщаний на водно-льодовикових відкладах (Чернігівська обл.)	53	11	3,9	16	2,8	16	118	59	24	0,95	0,91	19
Глинисто-піщаний на водно-льодовикових відкладах (Сумська обл.)	55	12	3,4	16	4,4	22	148	74	28	0,85	0,91	22
Супіщаний на водно-льодовикових відкладах (Чернігівська обл.)	68	14	5,2	21	4,1	21	162	81	32	0,92	0,91	27
Легкосуглинковий на морені (Чернігівська обл.)	71	14	5,4	22	5,3	31	171	86	34	0,92	0,91	27
Дерново-середньопідзолистий супіщаний на морені (Чернігівської обл.)	73	15	4,0	16	4,3	25	175	88	35	0,92	0,93	30
Легкосуглинковий на морені (Сумська обл.)	80	16	8,9	45	8,3	42	176	88	37	0,85	0,91	29

Запас продуктивної вологи досягає 175-190 мм у метровій товщі. Як наслідок бонітет їх становить 29-30 балів.

Сільськогосподарське використання і заходи підвищення родючості дерново-підзолистих ґрунтів

Основними причинами, що знижують продуктивність сільськогосподарських культур і ускладнюють ефективність заходів підвищення родючості дерново-підзолистих ґрунтів є легкий механічний склад, надлишкове зволоження, низький вміст гумусу, макро- і мікроелементів живлення рослин та підвищена кислотність.

Дерново-слабко- і середньопідзолисті піщані, глинисто-піщані та їх глеюваті різновиди зайняті переважно лісами. В землеробстві використовується 811 тис. га або 30% загальної площі. Грунти мають дуже низьку родючість. Характеризуються підвищеною кислотністю, низьким вмістом гумусу і елементами живлення, мають низьку вологоємкість і високу аерацію, тому не можуть утримувати необхідні запаси продуктивної вологи. В них низька біогенність і нітрифікаційна здатність.

На таких ґрунтах вирощують найбільш невибагливі до елементів живлення і вологи культури: озиме жито, гречку, картоплю, ячмінь, овес, люпин та ін. Погано ростуть конюшина і люцерна. На різновидах, в яких на глибині до одного метра залягає морена або суглина, які зменшують фільтрацію води, за умов правильного застосування добрив вирощують озиму пшеницю та льон-довгунець. Дерново-підзолисті піщані ґрунти малопридатні під багаторічні плодові насадження.

В сівозміні найбільш ефективна різноглибинна система обробітку ґрунту, в якій поєднується оранка, неглибокий і поверхневий обробіток полиневими лущильниками, дисковими боронами, плоскорізними знаряддями, оранка з ґрунтопоглибленням, тощо. Глибину та чергування способів обробітку в сівозміні встановлюють залежно від особливостей ґрунту, властивостей культур, ступення забур'яненості поля та погодних умов.

Оранку дерново-підзолистих піщаних та глинисто-піщаних ґрунтів, як правило, проводять на глибину 18-20 см в полях з просапними культурами, при вирощуванні яких вносять органічні добрива.

Основними видами органічних добрив є підстилковий гній і торфокомпости, дози яких становлять 20-30 т/га з інтервалом внесення через 2-3 роки. Періодичне внесення органічних добрив в нормі 18-20 т/га сівозміної площі у поєднанні з зеленими добривами, дає можливість підтримувати бездефіцитний баланс гумусу і покращувати його якість. Додатковим джерелом органічної речовини може бути солома зернових колосових (жито, озима пшениця, ячмінь, овес).

На кожному тону соломи додатково вносять 10 кг діючої речовини азоту для компенсації азотної нестачі. Встановлено, що 4 т/га соломи + N₄₀ за своєю дією і післядією на підвищення родючості ґрунту та врожайності сільськогосподарських культур рівноцінно 20 т/га гною.

Ширше в якості органічних добрив слід застосовувати гноївку і сечу тварин, пташиний послід, безпідстилковий гній, вермикопости, озерні сапропелі та ін. після відповідної переробки або компостування.

Для корінного підвищення родючості дерново-підзолистих піщаних та глинисто-піщаних кислих ґрунтів разом з іншими органічними заходами обов'язковим є вапнування.

Вапнування – нейтралізує надлишкову кислотність, забезпечує рослини елементом живлення – кальцієм, посилює мікробіологічну

активність ґрунту знижує вміст розчинних токсичних сполук – алюмінію, заліза, марганцю, покращує агрегатний склад, агрохімічні і фізико-хімічні властивості, суттєво підвищує ефективність мінеральних добрив.

Найбільш інтенсивно вапно починає діяти через 1-2 роки після внесення. Тому його слід застосовувати під культуру, яка найменш чутлива до кислого середовища. За даними науково-дослідних установ України та Полісся, місце внесення вапна в сівозміні має значення там де вирощують картоплю, льон, люпин. Виходячи з того, що картопля найкраще росте при $pH_{кел}$ 5,0-5,5. люпин – 4,5-6,0, а льон – 5,5-6,5, вапнування слід проводити так, щоб не змінювати ці значення. Виходячи з цього в зерно-льоно-картопляних сівозмінах усі види помелених вапнякових матеріалів у рекомендованих дозах вносять при вирощуванні картоплі: восени – під зяблеву оранку або навесні - під переорювання зябу чи культивацію; при вирощуванні льону та люпину – восени під зяблеву оранку.

Недоцільно вносити вапно під картоплю, льон та люпин у формі оксиду і гідроксиду кальцію, які різко змінюють реакцію ґрунту. Кращою формою вапна для цих ґрунтів є доломітове борошно.

На піщаних та глинисто-піщаних ґрунтах ефективним заходом є внесення лучного мергелю (місцевого вапнякового матеріалу), який крім карбонатів кальцію містить до 25-30% мулистих частинок. Це збагачує ґрунт мінеральними колоїдами, що збільшує зв'язність, буферність і вологемкість ґрунту, покращує його поживний режим. Крім лучного мергелю, можна застосовувати мергелі Київського ярусу, м'яку крейду, вапнякові туфи.

Дози вапна розраховують за величиною гідролітичної кислотності та $pH_{кел}$. Так, при $pH_{кел}$ 4,5 - 4,6, доза вапна для дерново-підзолистих піщаних та глинисто-піщаних ґрунтів становить 3,0 і 2,5 т/га і відповідно при $pH_{кел}$ 4,7-5,0 - 2,0-1,5 т/га; $pH_{кел}$ 5,1-5,6 - 1,0-0,5 т/га.

З часом дія вапна затухає, бо значна частина кальцію вимивається у підґрунтові води, частина йде на нейтралізацію фізіологічно-кислих мінеральних добрив, а також нейтралізацію речовин, що випадають з кислотними ;ощами. Тому виникає потреба у повторному вапнуванні.

За даними Українського науково-дослідного інституту землеробства, баланс кальцію та магнію у кислих ґрунтах Полісся складається таким чином, що повторне вапнування слід проводити через 5-6 років після першого.

На дерново-підзолистих піщаних і глинисто-піщаних ґрунтах при внесенні гною і вапна досить ефективним є мінеральні добрива. Практика свідчить, по найкраще співвідношення між NPK становить 1-1,2; 0,7-0,9; 0,8-0,9. Проте мінеральні добрива слід вносити у помірних дозах локальним способом найкраще навесні перед або під час сівби, щоб запобігти їх вимивання.

Для підвищення ефективності застосування мінеральних добрив треба ретельно підбирати форми відповідно до типу та біологічних особливостей вирощуваних у сівозміні культур.

Нітратні й нітратно-аміачні форми азотних добрив на піщаних та глинисто-піщаних ґрунтах краще вносити навесні після переорювання зябу під передпосівний обробіток ґрунту, у рядки та під час підживлення. Аміачні добрива (сірчаноокислий амоній, хлористий амоній, аміачну воду, безводний аміак) та сечовину можна застосовувати під зяблеву оранку.

З фосфорних добрив на дерново-підзолистих кислих і малонасичених основами ґрунтах, крім суперфосфату, можна застосовувати фосфоритне борошно й фосфошлак. Під впливом кислотності нерозчиний $\text{Ca}(\text{PO}_4)_2$ переходить в розчинні, доступні рослинам форми CaHPO_4 і $\text{Ca}(\text{H}_2\text{PO}_4)_2$. Найкраще засвоюють фосфор фосфорного борошна озиме жито, конюшина і горох. Під льон, який має слаборозвинену кореневу систему, застосовують тільки гранульований суперфосфат, який вносять локально в рядки при посіві. Фосфорне борошно дозволено в органічному агровиробництві.

На піщаних ґрунтах добрий ефект мають калійні добрива. Найкращі форми це сірчаноокислий калій, калімагnezія або калімагnezіальний концентрат. Хлорвмісні калійні добрива негативно впливають на врожаї та якість продукції картоплі, гречки, льону, тому їх треба вносити під зяблевий обробіток, щоб наявний у них хлор за осінньо-зимовий період вимивався з верхніх шарів.

Дерново-підзолисті супіщані і суглинкові ґрунти – найбільш освоєні ґрунти Полісся. На них припадає близько 1155 тис. га орних земель або 46% ріллі. Переважно це дерново-слабо-, середньо- і сильнопідзолисті ґрунти та їх глеюваті різновиди. Серед цих різновидів найбільш висока питома вага ріллі - 83,6% від загальної площі 707,2 тис. га припадає на дерново-підзолисті супіщані ґрунти. Загальна площа суглинкових різновидів становить 345,5 тис. га, в тому числі ріллі - 176,4 тис. га або 51%.

Дерново-підзолисті супіщані і легкосуглинкові ґрунти характеризуються більш високою родючістю порівняно з піщаними та глинисто-піщаними різновидами. В них вищий вміст і запаси гумусу, елементів живлення і запаси продуктивної вологи. Тому на таких ґрунтах вирощують всі районовані сільськогосподарські культури Полісся, більш вимогливі до родючості ґрунту – озиму пшеницю, льон, кукурудзу, кормові буряки, конюшину та ін. Супіщані ґрунти можуть бути використані під сади. Вони є добрими під черешню. Дерново-підзолисті легкосуглинкові ґрунти є цілком задовільні під плодові насадження.

На дерново-підзолистих супіщаних і легкосуглинкових ґрунтах також застосовують систему різноглибиного обробітку. На ґрунтах з достатнім гумусово-елювіальним горизонтом орють під просапні на 28-25 см, під

інші культури сівозміни – на 18-20 см. На поверхнево-оглесних відмінах застосовують ґрунтопоглиблення до 28-30 см. Оранка, як і на піщаних ґрунтах, поєднується з не глибоким і поверхневим обробітком дисковими боронами і плоскорізними знаряддями залежно від вирощуваних культур, ступення забур'яненості поля і погодних умов.

З добрив на цих ґрунтах перевага надається підстилковому гною і торфокомпостам. Для приготування компостів використовують безпідстилковий гній, гноївку і сечу тварин, пташиний послід та ін. Гній та компости застосовують в нормах від 20 до 40 т/га і більше переважно під просяпні культури та озиму пшеницю.

В господарствах, де мало гною, чи на віддалених полях слід залишати солому з компенсацією азотної недостачі, використовувати посіви люпину та інших сидератів на зелене добриво.

В польових сівозмінах на дерново-підзолистих супіщаних і легкосуглинкових ґрунтах обов'язковим є посів багаторічних трав. Вони сприяють нагромадженню в ґрунті органічних речовин, рухомих сполук азоту, фосфору калію, кальцію, магнію та ін. Покращуються водно-фізичні і фізико-хімічні властивості, посилюються мікробіологічні і біологічні процеси, що позитивно відбивається на врожайності вирощуваних культур.

Одним із обов'язкових агрозаходів для дерново-підзолистих супіщаних та легкосуглинкових ґрунтів є вапнування. На таких ґрунтах норми вапна дещо вищі ніж на піщаних і глинисто-піщаних різновидах. Вони відповідають: 0,75 норми вапна за гідролітичною кислотністю, їх застосовують раз у 8-10 років у сівозмінах з люпином, льоном і картоплею безпосередньо під передпосівну культивування зябу під ці культури. Вапно можна вносити під оранку зябу під попередники або передпопередники, кормових коренеплодів, конюшини чи кукурудзи. Для вапнування застосовують доломітове борошно, м'яку крейду, вапнякові туфи та ін.

Гній у тому ж полі, що й вапно, можна вносити, коли pH_{KCl} ґрунту нижче 5. Коли цей показник вище 5, краще давати їх у різних полях сівозміни.

З мінеральних добрив найбільшу потребу сільськогосподарські культури відчувають в азотних і калійних, в меншій мірі у фосфорних. На фоні гною і вапнування співвідношення NPK в сівозміні слід підтримувати відповідно 1,0:0,8:0,9, проте для окремих культур співвідношення може бути іншим. Так, для озимої пшениці найкраще співвідношення NPK буде 1,4:0,7:1,0, а для картоплі 0,5:0,2:1,0.

Важливими агротехнічними заходами є поглиблення орного шару та його окультурення. При поглибленні орного шару слід враховувати біологічні особливості культур. Добре реагують на поглиблення орного шару люцерна сіння, конюшина червона, кормові боби, середня реакція на глибокий обробіток у кукурудзи, картоплі, тимофіївки.

В добре окультуреному орному шарі збільшується вміст гумусу, елементів живлення, зберігається волога опадів, набувають більш інтенсивного розвитку біологічні процеси, зменшується кислотність. В результаті суттєво зростає ефективність всіх агротехнічних заходів і створюються умови для отримання високих і стійких урожаїв.

Дерново-підзолисті оглеєні ґрунти включають дерново-слабопідзолисті глейові піщані і глинисто-піщані, дерново-середньо- і сильнопідзолисті глейові супіщані і суглинкові, а також дерново-середньо- і сильнопідзолисті поверхнево-оглеєні, переважно суглинкові різновиди.

Дані ґрунти формуються в умовах періодичного надлишкового зволоження, що суттєво впливає на їх агрохімічні, фізико-хімічні та водно-фізичні властивості і характер сільськогосподарського використання.

Низька родючість і недостатня врожайність вирощуваних культур обумовлені несприятливим водно-повітряним режимом, підвищеною кислотністю, значним розвитком глесутворювального процесу, наявністю великої кількості рухомих сполук заліза та алюмінію.

На перезвожених ґрунтах стиглість ґрунту настає пізніше, що затримує весняні польові роботи і не дозволяє висівати на таких ґрунтах рані ярові культури в оптимальні строки. Посіви озимих культур часто вимокують, сильно страждають корене- і бульбоплоди. Влітку та восени затримується збирання врожаю.

В оглеєних горизонтах дерново-підзолистих ґрунтів накопичується значна кількість закисних сполук марганцю та міді. Внаслідок високого вмісту рухомих сполук алюмінію ґрунти мають підвищену кислотність.

Дерново-підзолисті оглеєні ґрунти придатні для вирощування коноплі, пізніх ярих зернових і овочевих культур. На ґрунтах супіщаного механічного складу вирощують кормові культури і багаторічні трави. Не рекомендується використовувати дерново-підзолисті глесві ґрунти при вирощуванні картоплі та під посадку плодкових багаторічних насаджень.

Для підвищення родючості дерново-підзолистих оглеєних ґрунтів застосовують комплекс заходів: осушення, хімічна меліорація, систематичне застосування органічних і мінеральних добрив, з обов'язковим розділеним внесенням азоту, застосування нескладних агроеліоративних заходів (вужькозгонна оранка, борознування, розпушення підорного шару, щілювання, профілювання поверхні, посів на гребнях та ін.).

Окультурення даних ґрунтів починається з пониження підґрунтових вод шляхом закладки дренажу, за допомогою канав, каналів та ін. Гончарні груби закладаються на глибину 1,0-1,5м з відстанню у міжряддях 15-20м і нахилом в бік водовідводного каналу 0,002-0,003. Ефективність дренажу зростає, якщо додатково проводиться щілювання або кротування дренованого ґрунту. З надлишком вологи з ґрунту вимиваються рухомі сполуки заліза та алюмінію.

Для усунення підвищеної кислотності проводять вапнування. Норми вапна визначають комплексом показників: ступенем і величиною кислотності ґрунту, ступенем насиченості його основами, гранулометричним складом і вмістом органічної речовини, відношенням культур сівозмін до реакції середовища. На дерново-підзолистих глейових ґрунтах вони коливаються в межах від 3 до 7 т/га чистого карбонату кальцію.

На оглеєних ґрунтах вапно бажано вносити разом з фосфоритним борошном. Під дією останнього рухомий алюміній входить до комплексних сполук, в складі яких втрачає токсичність відносно рослин.

Враховуючи інтенсивне вимивання поживних речовин, систему удобрення і меліоративні заходи планують таким чином, щоб до мінімуму звести можливі їх витрати. Так, якщо фосфорні та калійні мінеральні добрива можна вносити під основний обробіток, то ефект від азотних добрив досягається при розділеному їх внесенні.

Органічні добрива на супіщаних і легкосуглинкових різновидах оглеєних ґрунтів вносять в нормах, не більше 20 т/га, а на піщаних і глинисто-піщаних, норму гною під картоплю збільшують до 30-40 т/га.

Значні площі дерново-підзолистих оглеєних ґрунтів зайняті природними сінокосами і пасовищами. На таких землях внесення мінеральних добрив слід поєднувати з вапнуванням. Норма вапна становить 0,5-0,75 гідролітичної кислотності. Вапнякові добрива вносять поверхнево і заробляють важкою дисковою бороною.

Своєрідність даних ґрунтів визначило специфіку їх сільськогосподарського використання і окультурення, які направлені перш за все на збагачення орного шару поживними речовинами, на створення умов для акумуляції і закріплення елементів живлення рослин та органічної речовини за умов регулювання водно-повітряного режиму.

3.2.4. Дернові ґрунти (Phaozems)

Дернові ґрунти відносяться до інтразональних. Вони зустрічаються майже в усіх ґрунтово-кліматичних зонах, але найбільше поширені на Поліссі. Тут вони займають площу 1706 тис. га, або біля 20% території зони (Житомирська, Чернігівська, Київська, Волинська, Рівненська обл.).

Утворились дані ґрунти під трав'янистою рослинністю внаслідок дернового процесу ґрунтоутворення, найбільш суттєвою рисою якого є акумуляція гумусу у верхніх горизонтах. Дернові ґрунти формуються на різних елементах рельєфу, ґрунтоутворних породах, за різних умов

зволоження, тому їх розділяють на чотири самостійних типи: дерново-карбонатні, дерново-карбонатні оглеєні, дернові скелетні, дернові борові і дернові оглеєні ґрунти.

Класифікація дернових ґрунтів

За даними Українського науково-дослідного інституту ґрунтознавства агрохімії ім. О.Н.Соколовського (М.І.Полупан) розвиток *дерново-карбонатних ґрунтів* приурочено до ділянок, де залягають карбонатні ґрунтотвірні породи. Переважно це вапняки, крейдові відкладення, вапнякові мергелі, валунні і безвалунні суглинки і глини з вапняковими конкреціями.

Згідно класифікації, серед дерново-карбонатних ґрунтів виділяють два типи: дерново-карбонатні та оглеєні, які за ступенем вилугуваності від карбонатів кальцію розподіляють на підтипи: *карбонатні* – «скипають» з поверхні; *вилуговані* – «скипають» у перехідному горизонті; *опідзолені* – «скипають» в породі, мають ознаки перерозподілу колоїдів.

Найбільш поширені такі роди дерново-карбонатних ґрунтів:

Модальні (карбонатні) – «скипають» від 10% НСІ з поверхні. У найменуванні ґрунту назва даного роду опускається.

Еродовані відрізняються від модальних частковою або повною відсутністю верхніх генетичних горизонтів внаслідок процесів водної ерозії. Залягають на вершинах горбів і прилеглих до них схилах серед дерново-карбонатних ґрунтів.

Намиті залягають у сідловинах між крейдовими горбами, улуговинах і на шлейфах схилів. Відрізняються підвищеною потужністю гумусового горизонту (Нк) – 35-40 см і всього пухкого шару понад – 1м. Переважно вилуговані.

Розподіл на види здійснюють:

– *За потужністю пухкого вивіреного шару порід*: слабозвинуті – до 25 см; короткопрофільні – 25-45см; звичайні – понад 45 см.

– *За вмістом гумусу* слабогумусовані менше 3%; малогумусовані 3-6%.

– *За ступенем еродованості*: слабозмиті – змито до половини гумусового горизонту (Нк), втрачено до 20% гумусу, під час оранки розорюється верхня частина перехідного горизонту. Орний шар карбонатний, іноді з дрібними уламками крейди; середньозмиті – змито весь гумусовий горизонт (Нк) втрачено 20-40% гумусу, розорюється перехідний горизонт (НРк), поверхня якого неоднорідна за забарвленням, з білуватими плямами і уламками крейди. Весь профіль щербистий;

сильнозмиті – змито всю гумусовану частину профілю (Нк+НРк), втрачено 40-60% гумусу. Профіль представлений слабогумусованою пухкою породою. Поверхня ґрунту білувата, сильнощербниста.

–*За ступенем оглеєння:* глеюваті – у ґрунтотвірній породі сліди оглеєння; глейові – суцільне оглеєння всього профіля.

–*За ступенем щербнистості:* слабощербнисті – щербінь займає на 1 м² 10-30%; середньощербнисті – 30-50%; сильнощербнисті – понад 50%.

Виділяють: літологічні серії – крейдо-мергельні, вапнякові, черепашкові та інші; варіанти – цілинні, освоєні, окультурені, зрошувані, дренажні; різновидності – розподіляють за механічним складом.

Класифікація дернових скелетних ґрунтів представлена в таблиці 3.8.

При назві ґрунту слово модальні опускається. Виділяють літологічну серію, варіант і різновидність аналогічно як для всіх дернових ґрунтів.

Таблиця 3.8 – Класифікація дернових скелетних ґрунтів (Український науково-дослідний інститут ґрунтознавства і агрохімії ім. О.Н.Соколовського, 1988)

Підтип	Рід	Вид
		<i>За потужністю пухкого вивіреного шару:</i> слаборозвинені до 25 см коротко профільні - 25-45 см звичайні - понад 45 см
Модальні	Модальні	<i>За ступенем кам'янистості:</i> слабокам'янисті (каміння займає до 10% на 1 м ²); середньокам'янісл - 10-30%; сильнокам'янисті - понад 30%
Опідзолені	Модальні	<i>За ступенем щербнистості:</i> слабощербнисті (щербень займає 10-30% на 1 м ²); середньощербнисті - 30-50%; сильнощербнисті - понад 50%

Дернові борові ґрунти займають тераси рік в усіх ґрунтово-кліматичних зонах України. Утворились на давньоалювіальних і моренних піщаних відкладеннях під зрідженими сосновими лісами зі слабо розвинутою трав'янистою рослинністю. Після знищення лісів вони легко піддаються дефляції. Профіль їх слабо диференційований. Містять мало гумусу. Пухка незв'язна маса піску має дуже несприятливі водний, повітряний, поживний і тепловий режими. Класифікація дернових борових ґрунтів представлена в таблиці 3.9.

У назві ґрунту слово модальні не вживається. Виділяють літологічну серію (давньоалювіальні відклади і давньоалювіальні відклади з похованими ґрунтами), варіант і різновидність аналогічно до всіх дернових ґрунтів.

Дернові оглеєні ґрунти залягають на понижених елементах рельєфу (на заплавах і над заплавами терасах рік, в широких і неглибоких

Таблиця 3.9 – Класифікація дернових борових ґрунтів (Український науково-дослідний інститут ґрунтознавства і агрохімії ім. О.Н.Соколовського, 1988)

Підтип	Рід	Вид
Дернові борові	Модальні дефльовані, залізисті, псевдофібові	<i>За потужністю гумусованого шару (Н+НР):</i> слабкорозвинуп - менше 25 см короткопрофільні - 25-45 см
Дернові борові опідзолені	Модальні	<i>За глибиною залягання похованих ґрунтів:</i> неглибокопоховані на 0,5-1 м глибокопоховані на 1-2 м
Черноземовидні борові	Модальні	<i>За потужністю гумусового шару (Н+НР):</i> неглибокі 45-65 см середньо глибокі до 85 см глибокі - до 120 см і більше

слабостічних пониженнях вододілів, по периферії боліт) формуються на алювіальних, флювіогляціальних і суглинкових відкладах під лучною, лучно-болотною і дерев'янистою рослинністю в умовах надлишкового постійного підґрунтового і періодичного поверхневого зволоження.

Класифікація дерново-глейових ґрунтів представлена в таблиці 3.10.

Таблиця 3.10 – Класифікація дерново-глейових ґрунтів (за Гнатенко О.Ф., Капштик М.В, Петренко Л.Р., Вітлицьким С.В., 2005)

Підтип	Рід	Вид
Дернові оглеєні, дернові опідзолені оглеєні, дернові осолоділі оглеєні, дернові оглеєні, дернові оглеєні, солончакуваті, дернові оглеєні солонцюваті	Модальні, карбонатні, мерчелисто-карбонатні, засолені, намігі, ортзандові, ортштейнові	За ступенем оглеєння, опідзолення, солонцюватості, осолодіння, засолення

При назві ґрунту слово модальні опускається. Виділяють літологічну серію (лесові оглеєні, лесовидні суглинки оглеєні, водно-льодовикові оглеєні, давньоалювіальні оглеєні, крейдо-мергельні оглеєні та інші), варіант і різновидність аналогічно як для всіх дернових ґрунтів.

Найбільш поширені види ґрунтів:

– *глейових* – характеризуються наявністю справжніх глейових горизонтів (оглиненних, в'язких, сизих з бурими плямами і розводами), формуються в умовах відносно постійного рівня підґрунтових вод, при забрудненому їх відтоці;

глейоватих – відрізняються інтенсивною відмитістю нижньої частини

профілю від глинистих речовин і формуються в умовах дуже змінного протягом року рівня підгрунтових вод, при їх доброму відтоці.

Виділяють дернові глеюваті та глейові намиті ґрунти, що залягають у підніжжі схилів, вкритих дерновими ґрунтами. Такі ґрунти мають глибокий гумусовий горизонт – значно глибший, ніж на вододілах.

У випадках великого вмісту заліза у підгрунтових водах в умовах нейтрального середовища формуються ортзандові або ортштейнові горизонти. Дернові ґрунти з наявністю таких горизонтів відносять до *рудякових*.

При насиченні підгрунтових вод вуглекислими солями кальцію і магнію формуються мергелісті горизонти. Ґрунти з такими горизонтами віднесені до *дернових мергелісто-карбонатних*.

Якщо підгрунтові води засолені легкорозчинними солями формуються *дернові солончакуваті* або *дернові осолоділі ґрунти*.

Виділяють *дернові опідзолені оглеені ґрунти*, у яких відбувається перерозподіл колоїдів, пов'язаний з впливом дерев'янистої рослинності.

Будова профілю і морфологічні ознаки

Дерново-карбонатні ґрунти. Відомі ще під назвою рендзини, ці ґрунти поширені в західній частині Полісся, де вони утворились на покладах крейдяного мергелю. Інколи такі ґрунти формуються і на водно-льодовикових пісках та супісках, що неглибоко (шаром до 50 см) покривають крейдяний мергель. Через високу насиченість карбонатами, підзолистий процес або зовсім не розвивається, або дуже загальмований, профіль недиференційований, відзначається поступовим зменшенням вмісту гумусово-глинистих речовин згори до низу. Реакція ґрунтового розчину нейтральна або слабколужна, насиченість основами дуже висока. Характерна діагностична ознака – вміст гумусу у верхньому горизонті становить 2,5-4%.

Агровиробничі властивості дерново-карбонатних ґрунтів визначаються глибиною пухкого звітреного шару, у зв'язку з чим виділяють слабко розвинені (15-30 см), короткопрофільні (30-45 см) та звичайні (>45 см) види цих ґрунтів. Генетичні горизонти позначаються символами: Нк (гумусовий), НРк (перехідний), РК (крейдяний мергель). Добре розвинені дерново-карбонатні ґрунти мають глибину гумусованої частини профілю 50-60 см а пухкий шар може досягати понад 1 м.

Виділяють роди вилугованих (карбонати кальцію з верхнього горизонту вилуговані) та опідзолених ґрунтів.

В улоговинах та міжрядових зниженнях, перезволожуваних поверховими чи неглибокими підґрунтовими водами, залягають дерново-карбонат оглеєні ґрунти, що містять гумусу (4-5%) та краще забезпечені вологою, ніж їх неоглеєні аналоги.

Дернові скелетні (літогенні) ґрунти. Поширені в області Українського кристалічного щита, в тих місцях, кристалічні породи (граніти, габро, діорити) виходять на поверхню або покриваються товщею осадових порід не глибше 50 см. Такими осадовими породами можуть бути водно-льодовикові піски та супіски. Ґрунти слабо озвинені, згори до низу у профілі зменшується вміст дрібнозему та зростає міст скелету. Придатність скелетних ґрунтів до обробітку визначається простором для коріння – глибиною пухкого шару, яка у слаборозвинених видів становить до 25 см, короткопрофільних 25-45, а у звичайних (модальних) перевищує 45 см. Генетичні горизонти дернових скелетних ґрунтів такі: гусовий Hg, перехідний HPg та материнська порода P_g. У слаборозвинених видів перехідний горизонт відсутній. Часом зустрічаються дернові скелетні опідзолені ґрунти, в гумусовому горизонті яких з'являється борошніста присипка SiO₂ та деяка плитчаста структура, а в перехідному горизонті – побурілість та грудкувато-горіхувата структура.

Дерново-борово-залізисті ґрунти. Ця група ґрунтів поширена переважно на річкових піщаних борових терасах, складених давньоалювіальними відкладеннями в зоні Полісся та Лісостепу. Тераси покриті сосновими насадженнями. Трав'яниста рослинність розвинена слабо. Діагностичною особливістю цих ґрунтів є слабка текстурна (гранулометрична) диференціація профілю та наявність зуглених решток в гумусовому горизонті. Від дерново-підзолистих піщаних ґрунтів дані ґрунти відрізняються відсутністю морфологічних ознак опідзолення. Найчастіше в профілі дерново-борових залізистих ґрунтів виділяється хвойно-лишайникова підстилка Ho, гумусовий горизонт He з дуже слабкими ознаками елювіальності та різким переходом до залізисто-ілювіального If горизонту бурувато-іржавого забарвлення.

Дерново-борові залізисто-ілювіальні ґрунти відрізняються від дерново-борових залізистих тим, що в них горизонт P_i відокремлюється від горизонту He збідненим на глину елювіальним горизонтом Re.

Дерново-борові псевдофіброві ґрунти в своєму профілі мають слабо-елювійований гумусовий горизонт He, слабо елювійовану породу Pe (освітлений пісок) та псевдофібровий пісок Pf. Товщина псевдофібр 1-2 см, вони мають буро-червоне забарвлення, відзначаючись твердістю та ущільненням.

Дернові борові ґрунти. На борових терасах річок ці ґрунти поширені в різних зонах. Інколи вони залягають на піщаних пасмах та руслових валах. Дернові борові ґрунти – результат дернового процесу ґрунтоутворення, тобто розвиваються вони під трав'янистою рослинністю і

мають акумулятивний тип профілю. Однак цей профіль може бути розвинутим більшою чи меншою мірою. *Власне дерново-борові ґрунти* мають слабо розвинений профіль з такою будовою: Н + Ph + Р (гумусовий горизонт досить різко переходить в породу). Більш розвиненим є профіль *чорноземовидних борових ґрунтів* (Н + НР + Ph + Р), в яких добре виражені перехідні горизонти. Дернові борові ґрунти формуються як на давньоалювіальних, так і меншою мірою на водно-льодовикових пісках.

Дернові глейові ґрунти. Приурочені до знижених елементів рельєфу на вододілах чи терасових рівнинах, рідко на піщаних підвищеннях, що утворюються на масивах боліт.

Дернові глесві ґрунти можуть формуватися на водно-льодовикових супісках та суглинках, мергелізованих відкладеннях (на території Волино-Подільсько височини), давньоалювіальних пісках та піщано-черепашкових відкладеннях.

Акумулятивний тип профілю утворюється за умов надмірного підґрунтового та поверхневого зволоження, переважно під трав'янистою рослинністю. Будову профілю можна записати за допомогою наступних індексів генетичних горизонтів: Н+НРgl+Pg1. Вміст гумусу у верхньому генетичному горизонті залежно від гранулометричного складу коливається в межах від 1 до 5%

За мірою розвитку оглеєння дернові ґрунти поділяють на глеюваті та власне глейові. Перші з них мають справжні глейові горизонти сизого чи маслянистого кольору з бурими плямами і формуються за умов постійного підтоплення підґрунтовими водами. Другі формуються за умов чергування підтоплення з осіданням рівня та відтоку підґрунтових вод.

Якщо підґрунтові води засолені, то на дерново глейових ґрунтах розвиваються солончаковість чи осолодіння. Дернові глейові опідзолені ґрунти мають ознаки розподілу колоїдів у профілі, який може бути викликаний лише під впливом дерев'янистих рослин. На ціліні будову профілю дернових глейових ґрунтів можна записати такою сумою індексів: Hd + Hgl + Phgl + Pg1. Дернина Hd товщиною 5-10 см густо пронизана коренями трав.

Наприклад, *дерновий глеюватий* піщаний чи глинисто-піщаний ґрунт на пісках має глибину профілю до 40см, а оглеєність проявляється на глибині від 1 до 1,5 м.

Дерновий глейовий ґрунт такого ж гранулометричного складу має більш гумусований верхній горизонт, а ознаки оглеєння спостерігаються на глибині від 0,5 до 1м. Є й сильно глейові ґрунти, у яких ознаки оглеєння з'являються у верхньому шарі (0-50 см).

Дернові опідзолені оглесні ґрунти. Поширені в Прикарпатті, де вони залягають на широких терасових рівнинах, а на вододілах зустрічаються значно рідше. Сформувалися такі ґрунти на давньоалювіальних, давньоозерних та покривних суглинкових відкладеннях. Верхні горизонти

мають характерний буруватий відтінок. Будову профілю залежно від міри оглеєння та глибини ґрунтоутворення можна записати сумою таких індексів:

- дернові опідзолені глибокі глеюваті: He + Hpi + Igl + Pgl;
- дернові опідзолені глейові: Hen + Higl + Igl + Pgl;
- дернові опідзолені сильноглейові: Hegl + Hpigl + Igl + Pgl.

Склад і властивості дернових ґрунтів

Дерново-карбонатні ґрунти за механічним складом переважно легко- (37,4%) і середньо суглинкові (33,8) різновиди. Супіщані займають 19,6, важко суглинкові 19,8, а глинисто-піщані – 1,2% (Д.І.Ковалишин, 1988).

Залежно від механічного складу змінюються їх водно-фізичні властивості. Щільність ґрунту у глинисто-піщаних різновидів коливається в межах 1,45-1,68, легкосуглинкових 1,20-1,35 і важко суглинкових 1,18-1,25 г/см³.

Важчання механічного складу супроводжується збільшенням загальної пористості в орному шарі з 44 до 55%, зменшенням пористості аерації, з 34 до 26%, найменша вологемність зростає з 40 до 70 мм. Однак максимально можливі запаси змінюються слабо і в шарі 0-100 см становлять 170-175 мм.

Вміст гумусу в орному шарі глинисто-піщаних і супіщаних різновидів становить 2,0-2,5%, легкосуглинкових 2,7-4,0%. Тип гумусу (табл. 3.11) фульватно-гуматний (Сгк : Сфк = 1-2) або гуматно-фульватний (0,5-1).

В складі гумінових і фульвокислот переважають фракції зв'язані з кальцієм.

Ступінь насиченості основами становить 90-95%. Місткість вбирання коливається в межах 30-50 мг-екв на 100 г ґрунту. Реакція ґрунтового розчину нейтральна або слабо лужна (рН_{Н₂О} 7-8).

За валовим хімічним складом профіль диференційований слабо. Порівняно з дерново-підзолистими ґрунтами вони містять менше SiO₂ і більше СаО. З глибиною кількість кальцію зростає, а всіх інших оксидів зменшується. Ґрунти бідні на бор, мідь, кобальт, цинк, проте багаті елементами азотного і зольного живлення рослин, однак фосфор в них зв'язаний карбонатами у важкодоступні форми.

Основними заходами підвищення їх родючості є збереження і накопичення вологи та збільшення рухомості поживних речовин, що досягається правильним своєчасним обробітком ґрунту, застосуванням фізіологічно кислих форм мінеральних добрив – суперфосфату, сирих калійних солей, внесення бору, міді, кобальту.

Таблиця 3.11 – Вміст і груповий склад гумусу дернових ґрунтів

Генетичний горизонт, глибина, см	Загальний вміст гумусу, %	С органічний в ґрунті, %	С _{тк}	С _{фк}	С _{залишку}	С _{тк} /С _{фк}	Тип гумусу
			% до загально С				
<i>Дерново-карбонатний легкосуглинковий на елювії крейдяних порід (М.Б. Лісовий, 1979)</i>							
Н _к 0-10	3,32	1,93	41,8	38,9	19,3	1,07	фульватно-гуматний
НР _к 21-30	1,50	0,87	37,9	39,1	23,0	0,97	гуматно-фульватний
<i>Дерновий скелетний щербисто-супіщаний на водно-льодовикових відкладах підстелених ґрунтами (Л.В. Крючков, 1974)</i>							
Н _{д2} -12	1,83	1,06	26,3	56,5	17,2	0,47	фульватний
РН _д 25-35	1,13	0,66	25,0	54,3	20,8	0,46	фульватний

В землеробстві використовують ґрунти, в яких твердий пласт крейди залягає глибше 25-30 см. При меншій глибині профілю ґрунти малопродатні для вирощування сільськогосподарських культур.

Типові дерново-карбонатні ґрунти з розвинутим профілем мають високу природну родючість і відносяться до кращих ґрунтів Полісся, на них вирощують озиму пшеницю, цукровий буряк, кукурудзу, проте, вони малопродатні під картоплю і зовсім непродатні під люпин, льон, хміль і плодові насадження.

Дерново-літогенні (скелетні) ґрунти за механічним складом щербисто-супіщані з переважанням у складі дрібнозему грубого пілу, містять багато каміння і щебеню, кількість якого з глибиною збільшується.

З даними Д.І.Ковалишин (1988) з підвищенням ступеня вивітрювання породи у верхньому горизонті зростає вміст SiO₂ (79%), зменшується кількість Al₂O₃ (8,6%). В породі різко зменшується вміст кремнезему (55%) і збільшується кількість інших оксидів, особливо алюмінію (25%) і кальцію (6%). Заліза мало по всьому профілю. Співвідношення SiO₂:R₂O₃ знижується з 7,5 в горизонті Н_д до 2 в породі (табл. 3.12).

Ґрунти мають високу рівноважну щільність (1,43-1,66 г/см³), несприятливу для сільськогосподарських культур. Щільність твердої фази 2,60-2,71 г/см³, загальна пористість орного шару – 49-54, аерації – 44-48% ґрунти здатні до самоущільнення після обробітку.

Максимальна гігроскопічність становить 1-1,2% водопроникність – 10 мм/хв.. Ґрунти відносяться до «теплих» з підвищеною сухістю. Весняні польові роботи на таких ґрунтах починають на 2-3 тижні раніше, ніж на ґрунтах важкого механічного складу. Влітку такі ґрунти висихають і рослини відчувають нестачу вологи.

Таблиця 3.12 – Валовий хімічний склад дернових скелетних ґрунтів на кристалічних породах (Д.І. Ковалишин, 1988)

Показники	Генетичний горизонт		
	Нд	НРд	Рд
Шар ґрунту, см	0-10	10-20	20-50
Вміст оксидів, %			
SiO ₂	78,8	67,8	55,2
Al ₂ O ₃	8,6	16,9	25,9
Fe ₂ O ₃	1,9	1,7	2,3
CaO	2,2	4,0	6,1
MgO	0,9	1,6	2,5
Na ₂ O	0,9	1,5	1,9
K ₂ O	1,2	1,2	1,0
SiO ₂ : R ₂ O ₃	7,5	3,6	2,0

Валовий хімічний склад дерново-борових ґрунтів тісно пов'язаний з механічним. В них понад 90% SiO₂, близько 2% Al₂O₃ і коло 0,5% Fe₂O₃. Оксиди основних металів становлять частки відсотка.

Ґрунти містять багато марганцю (9,5 мг на кг ґрунту), титану. Мають підвищений вміст бору, міді, кобальту, барію та інших мікроелементів.

Вміст гумусу 1,1-1,8%. Тип гумусу фульватний (C_{тк}: C_{фк} < 0,5). В складі гумінових і фульвокислот переважають фракції, зв'язані з рухомими півтора оксидами.

Ґрунти насичені основами на 75-80%, реакція ґрунтового розчину нейтральна (рН_{H2O} 7-7,3) ємність вбирання досить висока - 15-20 мг екв на 100 г ґрунту.

Отже, дерново-літогенні ґрунти досить родючі, але внаслідок кам'янистості вони мало придатні для вирощування сільськогосподарських культур.

Дерново-борові ґрунти формуються на давньоавілюальних водно льодовикових відкладеннях піщаного і глинисто-піщаного механічного складу. Відносяться до інтразональних ґрунтів, бо поширені як на Поліссі, так і в Лісостепу та Степу України, на терасах річок. Формуються під зрідженими сосновими лісами з слаборозвиненою трав'янистою рослинністю. Після знищення лісів вони легко піддаються дефляції. До сільськогосподарських угідь залучено близько 50 тис. га. За даними Д.І.Тихоненка, Д.І.Ковалишин (1988) дерново-борові ґрунти піщаного або глинисто-піщаного механічного складу. Серед фракцій механічних елементів переважають грубий і середній пісок. Містять невелику кількість мулу і глини (2-8%). Максимум вмісту мулу припадає на верхній

генетичний горизонт і поступово зменшується з глибиною, досягаючи мінімуму в материнській породі. В псевдофібрах і ортзандах кількість глинистої фракції зростає до 10-20%.

Дерново-борові піщані ґрунти дуже бідні на мікроелементи, особливо на бор, мідь, цинк, кількість яких становить тисячні і десятитисячні частки відсотка.

Вміст обмінних кальцію і магнію низький в орному шарі - 2-6 мг-екв на 100 г ґрунту і знижується в глибше розташованих горизонтах. Насиченість ґрунтів основами в розораних ґрунтах 70-85, а в ґрунтах під лісом 40-60%. Ґрунти характеризуються слабо кислою реакцією ґрунтового розчину (рН 6-6,5).

Ґрунти містять 0,6-1% гумусу, вміст якого різко зменшується з глибиною. Склад гумусу фульватний $C_{TK} : C_{фк} = 0,5-0,8$. Ґрунти бідні на елементи живлення. Валовий вміст азоту становить 0,02-0,03 фосфору 0,07-0,09 і калію 0,5-1,0%. Це свідчить про низьку потенціальну родючість даних ґрунтів.

Дерново-глейові ґрунти залягають на понижених елементах рельєфу в заплавах і надзаплавах терасах річок, в широких і неглибоких слабостічних пониженнях вододілів на території боліт, формуються на алювіальних, флювіогляціальних суглинкових відкладах під лучною, лучново-болотною і дерев'янистою рослинністю в умовах надлишкового постійного підґрунтового і періодично поверхневого зволоження. Це обумовлює оглеєння їх профілю, яке проявляється у вигляді сизих, іржавих і вохристих плям та розводів, наявність залізо марганцевих конкрецій, знебарвлення піску, а в суглинкових різновидах – з'являється в'язкість і здатність до прилипання. На властивості і будову дернових ґрунтів, сформованих в заплавах рік, впливає намулок паводкових вод, що періодично вкривають заплаву.

Залежно від ступеня вираженості глейового процесу виділяють такі види ґрунтів: глеюваті, глейові і поверхнево глейові. До глеюватих відносять ґрунти, в яких оглеєна тільки порода, в назві ґрунту це опускається.

В глейових ґрунтах оглеєним є весь профіль (табл. 3.13), під перехідним горизонтом залягає сизий і в'язкий глей. За гранулометричним складом ґрунт відноситься до піщано-легкосуглинкових, вміст мулу і фізичної глини поступово зменшується з глибиною і знову підвищується у ґрунотвірній породі. За кислотністю він належить до слабо кислих (рН сольовий 5,5-5,8), а за гідролітичною кислотністю – близький до нейтральних (1,0-2,8 мг-екв на 100 г ґрунту), вміст гумусу – середній (4%).

У слабоповерхнево-оглеєних різновидах оглеєння починається з поверхні. Характеризується наявністю рідких іржаво-вохристих плям і дрібних залізо-марганцевих конкрецій. В середньо-поверхнево-

Таблиця 3.13 – Характеристика дернових глейових ґрунтів на водно-льодовикових відкладеннях (Атлас почв Української ССР, 1979г.)

Показники	Генетичний горизонт			
	Hgl	HPgl	Pgl	pGl
Шар ґрунту, см	4-10	20-30	50-60	100-110
Вміст часток, %				
<0,01 мм	25,0	24,0	17,3	29,3
<0,001 мм	17,3	16,3	13,4	19,7
pH солевий	5,5	5,5	5,8	5,7
Сума увібраних катіонів, мг-екв на 100 г ґрунту	16,0	10,5	8,1	7,6
Гідролітична кислотність, мг-екв на 100 г ґрунту	2,8	2,0	1,1	1,0
Ступінь насиченості основами, %	75	82	87	85
Гумус (за Тюрнімом), %	4,0	3,4	0,2	0,2

оглесних ґрунтах є велика кількість грубих залізисто-марганцевих бобовин.

За ступенем розвитку профілю виділяють дерново-глейові ґрунти (Н+НР =50 см) і дерново-глеюваті (Н + НР > 50 см). Такі ґрунти займають центральну рівнинну частину заплави річок Дніпра, Десни, Прип'яті і заплави невеликих річок. Зустрічаються на вододілах, де формуються на озерних відкладеннях.

Якісна оцінка дернових ґрунтів свідчить, що їх потенціальна родючість досить низька і залежить від потужності горизонтів Н+НР, механічного складу і породи, на якій вони утворились (табл. 3.14). Бал бонітету коливається від 40 у дерново-карбонатному ґрунті до 11 у дерново-борових на перевіюваних пісках.

Дернові ґрунти в більшості випадків використовуються як природні кормові угіддя. Кормова цінність неосушених луків низька, бо переважають осоки, кислі злаки і неїстівне різнотрав'я. Під оранку їх освоєно не більше 20%, а вся інша площа – це пасовища і сінокоси.

Першочерговим заходом покращення таких луків є регулювання рівня підґрунтових вод, оранка болотним плугом на глибину 25-30 см з наступним добрим подрібненням дернини важкою дисковою бороною. Дернові борові піщані ґрунти краще залишати під лісом.

Таблиця 3.14 – Якісна оцінка (бонітування) найбільш поширених дернових ґрунтів Полісся України (А.І.Сррий, 1985)

Ґрунти	Основні типові критерії						Середній бал				Поправки на				
	гумус		азот		фосфор		калій		ммзпв		кислотність	гідроморфність	скелетність	Клімат	Бонітет ґрунтів
	г/га	0-100 см	г/100 г	г/100 г	г/100 г	г/100 г	г/100 г	г/100 г	г/100 см	г/100 см					
Дерново-карбонатний глибокий хрящувато-слабощербистий піщано-легкосуглинковий на еловій маргелю	156	31	5,9	59	1,3	22	6,2	36	148	74	45		0,95	0,93	40
Дерново-карбонатний малопотужений хрящевато-середньощербистий піщано-легкосуглинковий на еловій мергелю	89	18	2,9	29	1,0	17	3,7	22	106	53	28		0,80	0,93	21
Дерновий глейовий неглибокий суцільний	183	37	6,3	32	3,4	14	5,0	29	146	73	37		0,92	0,61	19
Дерновий опідзолений глейовий глибокий суцільний	298	60	11,1	56	6,9	28	6,4	38	157	79	52		0,96	0,61	28
Дерновий глейовий карбонатний суцільний	330	66	14,2	71	3,8	13	6,7	39	159	79			0,61		30
Дерново-боровий на переуволожених пісках: піщаний глинисто-піщаний	38	8	2,0	10	2,4	10	1,9	11	82	41	16			0,91	11
	46	9	2,4	12	3,0	12	2,2	13	126	63	22			0,91	17

3.2.5. Алювіальні ґрунти (*Fluvisols*)

Умови утворення алювіальних ґрунтів. Велика група алювіальних (заплавних) ґрунтів формується на заплавних терасах річкових долин. Практично всі ріки і річки мають заплави. Чим ширша річка, тим ширша її заплава. Проте бувають винятки, зустрічаються річки, у яких заплави слабо розвинуті або зовсім відсутні (гірські райони).

На Поліссі налічується понад 600 річок, з яких 20 довжиною понад 100 км, що становить 0,25 км на кожний квадратний кілометр площі, а всього на Україні зареєстровано 22500 річок, або 0,20 км/км². На всіх цих річках мають місце два специфічних процеси – заплавний і алювіальний.

Заплавний процес – це періодичне затоплення ґрунтів заплавної тераси паводковими водами. За протяжністю затоплення розрізняють коротке затоплення – 7 днів, середнє – від 7 до 15 днів, довгочасне від 15 до 30 днів, дуже довгочасне стояння талих вод понад 30 днів. Велика маса води, що надходить у заплаву під час повені, докорінно змінює водно-повітряний режим території, пом'якшує температурні умови, створює специфічний мікроклімат, визначає направленість та інтенсивність мікробіологічних процесів, визначає склад і продуктивність рослинності.

Заплавні процеси обумовлюють сільськогосподарське використання алювіальних ґрунтів – коротке затоплення переносить всі культури; середнє – не витримують озимі культури; довготривале – не дозволяє вирощувати плодіві насадження; дуже довготривале – переносить лише осоки і кореневищні злаки.

Алювіальний процес – це накопичення річкового алювію внаслідок осідання на поверхні заплавних ґрунтів твердих частинок, принесених з паводковими водами. Щорічно відкладений шар алювію називається намулком, який відразу залучається до ґрунтотворення. Тому алювіальні ґрунти постійно «ростуть» угору, систематично отримуючи свіжі порції ґрунтотворної породи. Неодмінним фактором алювіального ґрунтотворення є підґрунтові води, рівень яких змінюється під час повені. Алювіальний процес збагачує ґрунт поживними речовинами, мулистим матеріалом, формує рельєф заплави, забезпечує поширення різних видів рослин, підтримує родючість заплавних земель і визначає їх сільськогосподарське використання.

За В.Р.Вільямсом, розвинута заплава розподіляється на три частини: приуслову, центральну, і притерасну (рис. 3.13), які відрізняються за складом алювіальних відкладень, рельєфом, гідрологічними умовами, як наслідок, за рослинністю і ґрунтовим покривом.

Приуслова заплава являє собою вузьку смугу, що безпосередньо прилягає до русла річки. Ширина приуслової заплави як правило невелика – у малих річок 20-50 метрів, проте у великих річок може



Рис. 3.13. Поперечний переріз басейну і долини ріки (М. П.Толстой, 1991): ВЛ - лінія водо розділу

досягати декількох кілометрів. Вона найбільш висока, складена з грубого матеріалу, механічний склад окремих шарів не однорідний (піщаний або супіщаний), тому її називають *шаруватою*. Рельєф хвилястий, з піщаними валами і високими гривами. Травостій зріджений, видовий склад рослинності бідний. В цій частині заплави формуються слабозвинуті, малопродуктивні алювіальні дернові ґрунти.

Центральна заплава – це найбільш широка частина долини ріки. Утворюється з пилюватих і мулистих часток, характеризується суглинковим і глинистим механічним складом. Для цієї частини заплави характерна шаруватість ґрунтів. В період сніготанення, під час повені вода приносить не відсортований матеріал, а грубі частинки відкладаються першими; в міру зниження швидкості течії води накопичується більш дисперсний матеріал – формуються алювіальні відкладення з характерною шаруватою будовою.

Рельєф центральної заплави рівнинний з піднятими гривами і пониженнями між ними – лотами. В цій частині заплави утворюються луки трьох рівнів – недостатньо, середньо і надлишково зволожені. Луки характеризуються багатоманітною трав'янистою рослинністю і довготривалим періодом використання. В центральній частині заплави знаходяться стариці, оточені чагарниковою рослинністю. В цій частині заплави, залежно від зволоження території, формуються різноманітні ґрунти – від дернових до алювіальних болотних.

Притерасна заплава – найвіддаленіша від русла ріки і понижена частина заплави. Тут відкладається найбільш дисперсний матеріал, що визначає суглинковий, важко суглинковий і навіть глинистий механічний склад ґрунтів. Ця частина заплави завжди перезволожена і заболочена. На

ній ростуть вологолюбиві високостебельні рослини. Формуються лучно-мулувато-болотні і мулувато-торфяно-глейові ґрунти.

Значний вплив на процеси ґрунтотворення в заплавах мають підґрунтові води. В період межені підґрунтові води, дреновані річкою, виходять до заплави з корінного берега, а в прируслової частині опускаються відносно глибоко і не впливають на ґрунтотворення. В центральній частині заплави вони знаходяться неглибоко, на рівні нижньої частини ґрунтового профілю обумовлюючи розвиток типового гідроморфно-акумулятивного ґрунтотворення а в притерасній частині заплави вода стоїть на поверхні викликаючи заболочення.

Алювіальні ґрунти характеризуються постійним (але необов'язково щорічним) затопленням паводковими водами і нагромадженням на поверхні ґрунту прошарків намулку чи алювію. Інтенсивність прояву таких процесів залежить від режиму паводків, які бувають різної інтенсивності і в різних частинах заплави не однакові. Алювіальні ґрунти відрізняються високою біо генністю і інтенсивністю ґрунтотворення. Вони дуже різноманітні за режимами, будовою і властивостями, що обумовлює складний ґрунтовий покрив, який має зональні і місцеві відмінності.

Алювіальні ґрунти відносяться до гідроморфних і є інтразональними бо поширені в усіх ґрунтово-кліматичних зонах України. Площа сільськогосподарських угідь в країні на алювіальних ґрунтах становить 631,9, з яких 235,4 тис. га рілля.

За характером водного режиму і пов'язаних з ним процесів обміну між ґрунтом і рослинністю алювіальні ґрунти поділяються на *три групи*:

Дернові – розвиваються в умовах короточасного зволоження паводковими водами. Рівень підґрунтових вод більшу частину року лежить глибоко і капілярна кайма знаходиться нижче ґрунтового профілю, тому біогенна акумуляція у верхніх горизонтах відбувається головним чином за рахунок речовин, які містяться в ґрунтовому профілі; відкладені наноси мають легкий механічний склад, бідні на основи і органічну речовину.

Лучні – розвиваються в умовах зволоження паводковими і підґрунтовими водами, що залягають на глибині 1-2 м; капілярна кайма знаходиться в межах ґрунтового профілю. Біогенна акумуляція у верхніх горизонтах ґрунту відбувається в значній мірі за рахунок речовин, що містяться в підґрунтових водах; важливу роль у формуванні цих ґрунтів відіграють досить важкі і збагачені основами і органічними речовинами намулки.

Болотні – розвиваються в умовах довгострокового паводкового і стійкого надлишкового атмосферного і підґрунтового зволоження, характеризуються накопиченням нерозкладених рослинних решток, а також речовин, що надходять з підґрунтових вод і приносяться паводковими водами.

За реакцією, особливостями складу і властивостями алювіальні ґрунти також поділяють на три групи: кислі, що характеризуються не насиченістю основами; насичені основами, як правило нейтральні і слабо кислі; карбонатні – мають слабо лужну реакцію, насичені основами.

Класифікація та властивості алювіальних ґрунтів. Розвиток алювіальних ґрунтів відбувається на алювіальних, алювіальних оглеєних та алювіальних відкладеннях підстелених рілею. Класифікація алювіальних ґрунтів наведена в табл. 3.15. Залежно від того, у якій частині заплави і під якою рослинністю формуються алювіальні ґрунти, їх поділяють на три типи: *алювіальні дернові, лучні та лучно болотні*.

Алювіальні дернові ґрунти утворюються головним чином під луками, місцями остепнілими чагарниками і прирусовими лісами, в умовах короткочасного затоплення або бисто текучими паводковими водами, з яких відкладається велика кількість алювію, переважно легкого механічного складу. На високій заплаві практично не відкладається намулів. Після паводка межа капілярної кайми опускається за межі ґрунтового профілю. Ґрунти не перезволожені, оглеєння відсутнє.

Будова профілю алювіальних дерновокислих ґрунтів може бути виражена такою системою генетичних горизонтів: Nd + N + Ph + P:

Nd - слабоущільнена землиста дернина, звичайно невеликої потужності.

N - гумусовий горизонт, неміцно грудочкуватої структури. Потужність його залежно від ступеня розвитку ґрунтів і активності алювіального процесу коливається в межах від 3 до 20 см.

Ph - перехідний шаруватий горизонт. Не завжди добре розвинутий, особливо в малопотужних дернових ґрунтах.

P - алювій різного механічного складу. В прирусовій заплаві шаруватий, легкого механічного складу.

Найбільш характерними водно-фізичними властивостями ґрунтів є висока водопроникність, добра аерація, переважно низхідні токи вологи, високе значення окисно-відновного потенціалу, кисла реакція ($pH_{H_2O} < 6$) і низка насиченість основами (10-20%). Вміст гумусу 1-2%, в складі гумусу незначна перевага гумінових кислот над фульвокислотами. Вміст зольних елементів в доступній формі для рослин різний і залежить від складу алювіальних ґрунтів.

В типі *алювіальних дернових ґрунтів* виділяють *чотири підтипи*:

алювіальні дернові шаруваті примітивні – найбільш молоді ґрунти. Вони мають таку систему генетичних горизонтів – $P_1h_1 + P_2h_2 + \dots + P_nh_n$. Приурочені до прирусових валів, гряд і островів; розвиваються під дуже зрідженою травянистою рослинністю. Поверхня, на якій розвиваються ці ґрунти, підвищена на 3-10 м над рівнем води в межень; морфологічні ознаки виражені слабо – у вигляді сіро-бурого або сірого забарвлення гумусом окремих шарів алювія, переважно у верхній частині профілю.

Таблиця 3.15 – Класифікація алювіальних ґрунтів (Український науково-дослідний інститут ґрунтознавства та агрохімії ім. О.Н.Соколовського, 1988)

Тип	Підтип	Рід	Вид
Алювіальні дернові	Модальні, примітивні шаруваті опідзолені	Модальні, кислі, шаруваті, оглеєні	За глибиною гумусового шару, ступенем опідзоленості, шаруватості, оглеєності
Алювіальні лучні	Модальні, опідзолені, Солонцюваті, осолоділі, буроземні	Модальні, карбонатні, шаруваті, опідзолені поверхнево, глибоко солонцюваті, засолені, оглеєні	За глибиною гумусового шару, глибиною залягання карбонатів ступенем шаруватості, опідзоленості, солонцюватості, оглеєння, засолення
Алювіальні лучно-болотні	Модальні, солонцюваті, осолоділі	Модальні, оторфовані, шаруваті	За ступенем солонцюватості, осолодіння

Оглеєння відсутнє. Кількість гумусу в P_1h_1 не перевищує 1-2%. Ґрунти бідні на поживні речовини, слабо насичені основами, малопродуктивні. Використовуються під випаси;

– *алювіально дернові шаруваті* – приурочені до прируслової частини заплави, складеної переважно з грубого алювію, підвищені на 3-4 м над рівнем води в межень; розвиваються під заплавними лісами і злаково-різнотравними луками. Мають таку систему генетичних горизонтів:

$Hd + H + Ph + P$.

Кількість гумусу в горизонті H не перевищує 1-2%; проте в похованих горизонтах гумусу може бути більше. Реакція середовища слабко кисла або близька до нейтральної ($pH_{ксл}$ 5.5-6.7). Вміст обмінних катіонів і елементів живлення рослин низький. Частково розорюються при наявності обвалування і захисних деревянисто-чагарникових наносів та внесенні добрив, але частіше використовуються як сінокоси;

– *алювіальні модальні (звичайні) дернові* – залягають на більш високих елементах рельєфу центральної заплави, розвиваються на алювії різного механічного складу під кореневищними злаковими луками і заплавними лісами. Мають сформований профіль з потужним, особливо під луками, гумусовим горизонтом (20-30 см) грудочкувато-зернистої структури. Мають таку систему генетичних горизонтів $Hd + H + PH + P$.

Вміст гумусу в верхньому горизонті H 3-5%; в складі гумусу переважають фульвокислоти, реакція ґрунту слабокисла, під лісом кисла ($pH_{ксл}$ 4-6). Вміст обмінних катіонів невисокий (10-20 мг. екв на 100 г ґрунту). Ці ґрунти є цінним земельним фондом Полісся, бо придатні після розорення і внесенні добрив під овочеві культури;

–*алювіальні дернові опідзолени* – приурочені до високої заплави, яка підіймається на 6-7 м над рівнем води в межень, рідко затоплюється повене вими водами. Формується на алювії різного механічного складу під різно травними луками і лісами з мохово-травянистим покривом. Мають таку систему генетичних горизонтів $Hd + He + P_{Hl} + P$.

Гумусовий горизонт еловійований, біляво-сірий, німічно-грудочкуватої структури, в нижній частині зустрічаються окремі біляві плями. Перехідний горизонт бурий, шаруватий, зустрічаються окремі іржаво-вохристі плями і примазки (ознака минулої оглеєності), горизонт послідовно переходить в ясно шарувату ґрунтотворну породу

Реакція в ґрунтах суглинкового механічного складу по всьому профілю кисла ($pH_{KCl} \cong 4$). Піщані ґрунти менш кислі ($pH_{KCl} = 4-5$). Опідзолений горизонт He збіднений на обмінні катіони. Вміст гумусу 3-5%, різко падає з глибиною. В складі гумусу переважають фульвокислоти. Дані волового і механічного складу підтверджують епізодичність цих процесів.

При освоєнні потребують внесення вапна, повної норми добрив, тобто тих же агротехнічних заходів, що і ґрунти підзолистого типу.

Алювіальні лучні ґрунти. Покривають центральні частини заплав, де вони формуються під лучною рослинністю в умовах затоплення спокійними паводковими водами на алювіальних відкладеннях піщанно-суглинкового чи суглинкового механічного складу. Після паводка верхня межа капілярної кайми постійно або періодично знаходиться в межах ґрунтового профілю, тому нижні генетичні горизонти мають ознаки оглеєння. Спокійний режим паводків обумовлює добрий розподіл гумусованого намулку. Поширені алювіальні лучні ґрунти переважно у заплавах малих річок. Будова їх профілю може бути виражена такою системою генетичних горизонтів: $Hd + H + H_{P_k} + Ph_{Kgl}$. Ґрунтотворна порода P_{Kgl} – суглинковий оглеєний, інколи шаруватий алювій.

Найбільш характерними фізико-хімічними властивостями алювіальних лучних ґрунтів є оптимальна (інколи надлишкова) вологість гумусових горизонтів, висока вологосміність, зміна нисхідних потоків вологи висхідними, сезонно нестійкі значення ОВП, кисла реакція ($pH_{H_2O} < 6$). У вертикальній частині профілю багато рухомого заліза, більша частина якого знаходиться в окисленій формі, а в нижній частині профілю – закисній. Вміст гумусу в горизонті H коливається в межах 4-6%. В складі гумусу переважають фульвокислоти пов'язані з повітраоксидами. Вміст зольних елементів нестійкий – може різко змінюватись залежно від складу алювіальних наносів.

Залежно від ґрунтово-кліматичної зони виділяють підтипи: *модальні (звичайні), опідзолени, солонцюваті, осолоділі, буроземні*. Розподіл на роди: *модальні (звичайні), карбонатні* – при наявності скипання з 10% HCl ,

шаруваті – при наявності прошарків алювію; *озалізнені* – мають озалізнені горизонти або орудіння гідрогенного походження; *солонцюваті* – в нижній частині гумусового горизонту мають морфологічно і хімічно виражений солонцевий горизонт; *засолені* – містять в профілі легкорозчинні солі однак без поверхневого максимуму в їх розподілі; *оглеєні* – з ознаками оглеєння.

Розподіл на види здійснюється за глибиною гумусового профілю: неповно розвинуті (<25 см), короткопрофільні (25-45 см), неглибокі (45-65 см), середньоглибокі (65-85 см), глибокі (85-120 см) і дуже глибокі (>120 см);

За вмістом гумусу: слабогумусовані (<2%), малогумусні (2-4%), середньогумусні (4-6%) і дуже гумусовані (>6%). Виділяють види і за ступенем опідзолення, осолодіння, оглеєння за морфологічними ознаками.

Алювіальні лучні ґрунти використовуються переважно як сінокоси і пасовища.

Алювіальні лучно-болотні ґрунти.

Формуються на притерасних заплавах в умовах постійного перезволоження під вологолюбивою болотною рослинністю на алювіальних відкладеннях переважно суглинкового механічного складу. Тривалість щорічного затоплення становить понад 30 днів. Підґрунтові води залягають близько до поверхні і нижче 1-1,5 м не опускаються, що обумовлює перебування профілю майже в режимі капілярної вологості. Характер мінералізації і підґрунтових вод обумовлює формування засолених, озалізнених, карбонатних чи інших ґрунтів.

Алювіальні лучно-болотні ґрунти поділяються на два підтипи:

Алювіальні лучно-болотні ґрунти мають таку систему генетичних горизонтів Hd+N+HPgl+Pgl.

Алювіальні лучно болотні оторфовані ґрунти мають оторфованість у поверхневому горизонті. Будова їх профілю: перегнійно-аккумулятивний оторфований Th, глибиною 10-20 см, перегнійно-аккумулятивний H_{gl}, перехідний до породи Ph_{gl} горизонти і оглеєна порода P_{gl}. Сумарна глибина профілю 40-70 см.

Лучні ґрунти

Дана група ґрунтів об'єднує алювіальні, алювіальні лучно-болотні, лучно-болотні, лучні ґрунти, які відносяться до гідроморфних і є інразональними, бо поширені в усіх ґрунтово-кліматичних зонах України.

Лучні ґрунти формуються під лучною злаково-осоково-різнотравною рослинністю на плато, терасах рік, шлейфах схилів, днищах балок при участі підґрунтових вод і розчинних в них речовин. За даними Н.Б.Вернердер, при рівні підґрунтових вод 1-2 м, на суглинкових відкладеннях утворюються лучні ґрунти, при рівні 1-1,5 м – лучно-болотні, а при рівні менше 1 м – болотні ґрунти.

Площа сільськогосподарських угідь в країні на лучних ґрунтах становить 1206 тис. га (рілля 478).

На Поліссі поширені переважно короткопрофільні лучні ґрунти. Вони дуже різні за механічним складом (від звязно-піщаних до середньосуглинкових), ґрунтотворними породами, проявом процесів оглеєння.

Лучні ґрунти мають таку будову профілю: гумусовий дернинний горизонт Hd, гумусовий H, перехідний HP, нижній перехідний оглеєний Phgl горизонт і оглеєнна ґрунтотворна порода Pgl.

Лучні опідзолені ґрунти формуються на таких від'ємних формах рельєфу, які в наш час, або колись були вкриті лісовою рослинністю. Вони мають таку будову профілю: He+HPi+Phigl+Pgl.

Властивості лучних ґрунтів визначаються переважно механічним складом. Піщані та супіщані-слабогумусовані (1,5-2%), суглинкові містять гумусу до 3-5%. Тип гумусу фульватний (Сгк:Сфк = 0,7-0,8), в складі гумінових кислот переважають фракції, зв'язані з кальцієм і півторооксидами. Непогано забезпечені елементами живлення рослин. Реакція ґрунтового розчину слабокисла, або нейтральна.

Лучні ґрунти використовують як високопродуктивні сінокоси. Вони придатні для вирощування овочевих і кормових культур та багаторічних трав. В орному фонді Полісся їх задіяно до 2%.

3.2.6. Болотні ґрунти (Histosols)

Торфові болотні ґрунти на території України утворились в різних ґрунтово-кліматичних зонах відповідно до яких вони набули характерних морфологічних ознак, властивостей, екологічної і агрономічної цінності. Загальна їх площа становить 1202,1 тис. га, в тому числі використовується в сільськогосподарському виробництві 570,4 тис. га.

За умовами водно мінерального живлення болотні ґрунти поділяються на ґрунти верхових, перехідних і низинних боліт (рис. 3.14). Ґрунти верхових і перехідних боліт в Україні займають незначну площу, зустрічаються переважно на Поліссі (на півночі Ровенської, північному заході Житомирської областей) і в Карпатах, дуже рідко в малому Поліссі і на піщаних терасах Лісостепу. Вони становлять лише 5% всієї площі болотних ґрунтів країни.

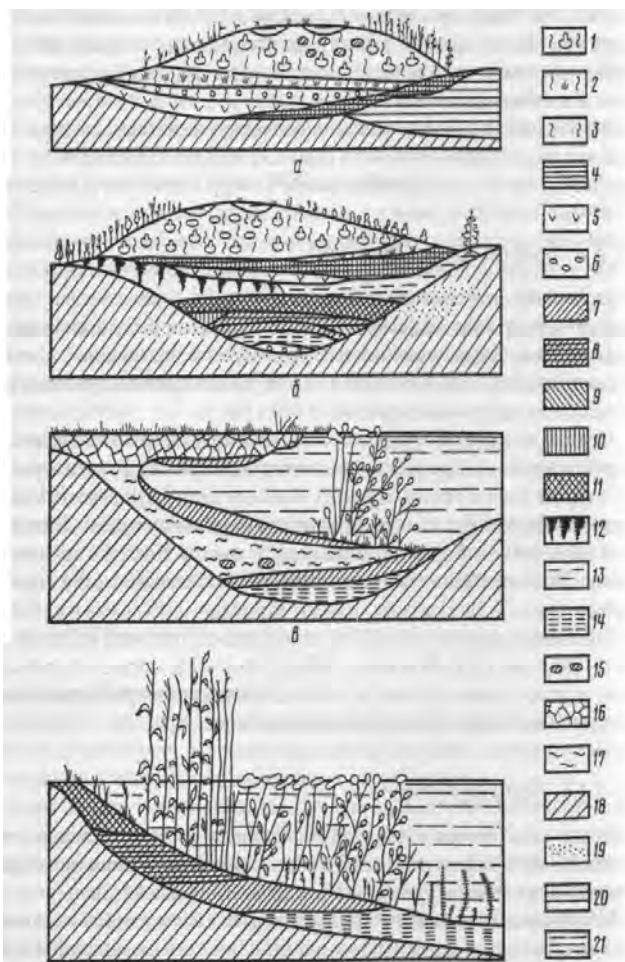


Рис. 3.14. Генетичні типи боліт і їх будова у розрізі (М.П.Толстой, 1991):

а - верховне болото; б - низинне болото, перекрите верховим; в – болото, що утворилось при заростанні озера,заповнене мулом, водою, має торф'яну кірку; г - поступове заростання водойми. 1 - сфагновий торф із пеньками сосни; 2 - пухівково-сфагновий торф; 3 - осоковий і лісовий торф; 4 - шейхцерієво-сфагновий торф; 5 – гіпсовий торф; 6 - прісноводний мергель; 7 - сапропелевий торф; 8 - очеретяний торф; 9 - камишовий торф; 10-хвощовий торф; 11-осоковий і лісовий торф; 12 - осоково-вербовий торф; 13 - лісовий торф; 14 - сапропеліт; 15 -включення сапропелю; 16 - торф стоплення; 17 - мул; 18 - суглинок і супісок; 19 - суглинок з піщаними прошарками; 20 - глина; 21 - вода

Найбільше поширені в Україні ґрунти низинних торфових боліт. На Поліссі – 635,1 тис. га, в Лісостепу – 305,4, Степу – 7,9, гірських та передгірських районах Карпат – 19,4 тис.га. Вони займають заплави річок, придолини, притерасні зниження, днища балок, улоговини тощо. Профіль долини річки з болотами представлений на рис.3.15.

Походження та екологічна роль боліт

Болота утворюються в умовах застійного надмірного зволоження - підґрунтового або поверхневого (рис. 3.16). Розрізняють два основних типи болото утворення: заболочення суходолів і заторфовування водоїм.

Заболочення суходолів має декілька шляхів, але завжди відбувається за умов застійного гідроморфного режиму, який може утворюватись атмосферними, наливними, схиловими і русловими, підґрунтовими та підґрунтово- напірними водами.

Заболочення водами атмосферних опадів має поверхневий характер і спостерігається коли кількість опадів перевищує випаровуваність. Відбувається на вирівняних територіях з недостатньою дренажністю, складених важкими за механічним складом ґрунтами і ґрунтоутворними породами, з низькою водопроникністю, за наявності вологоємного органічного покриву на поверхні у вигляді потужної лісової підстилки або мохово-лишайникової рослинності. За таких умов утворюються *верхові аліготрофні* або *мезотрофні болота*.

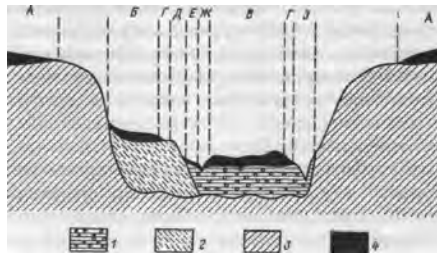


Рис. 3.15. Профіль долини річки з болотами (М.П.Толстой, 1991):

А - верхнє водороздільне болото; Б - болото другої тераси; В - болото центральної частини заплави; Г - заболочений ліс; Д - ліс на дренажній частині другої тераси; Е - притерасне болото; Ж - притерасна річка; З - прируслова незаболочена частина заплави; 1 і 2 – алювіальні відклади першої і другої терас; 3 - постпліоценові алювіальні відклади; 4 – торф

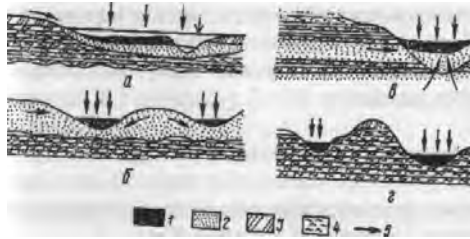


Рис. 3.16. Схема живлення боліт (М.П.Толстой, 1991):

а - наливне; б - ґрунтове; в - змішане; г - атмосферне; 1 - торф; 2 - пісок; 3 - спісок; 4 - валунні углинки; 5 - джерело живлення

Заболочення наливними схилувими і русловими водами призводить до виникнення перехідних чи низинних боліт біля підніжжя схилів та в річкових долинах. За підґрунтового заболочення формуються низинні болота.

При зволоженні ґрунту атмосферними опадами, бідними на біофільні елементи або м'якими підґрунтовими водами формуються болотні, торфувато-глейові, торфо-глейові, торфові ґрунти і торфовища верхові. При зволоженні ґрунту жорсткими підґрунтовими водами, насиченими гідрокарбонатом кальцію $\text{Ca}(\text{HCO}_3)_2$, в ґрунті створюються більш сприятливі умови гумусонакопичення завдяки наявності іона кальцію в розчині. В даному випадку формуються дерново-глейові, болотні ґрунти і торфовища низинні.

Утворення боліт на території України внаслідок заболочення суші нетипове. Заторфовування водойм домінує. Тобто значно важливіше значення має водний фактор: процес поступового заростання (розвиток сплавини) водойм (рис. 3.14) з утворенням торфу різного складу відповідно стадії заболочення.

Заростання властиве озерним і старорічищним мілководдям та мілководдям штучних водосховищ. Наростання сплавини має місце на озерах з відносно обривистими берегами.

Генезис торфовищ на місці водойм, озер, старорічищ є своєрідним поєднанням породи і ґрунотворення. В початковій фазі відбувається розшарування глини, мергелю, піску і органічних решток (планктону і бентосу), тобто породотворення. Поступово відбувається обміління водоймища та заселення його листяно-стебловими рослинами. Згодом до породотворення приєднується процес ґрунотворення, який посилюється із зменшенням глибини водоймища і протікає під впливом бактеріальної мікрофлори, яка використовує кисень органічних речовин та болотної рослинності, пристосованої до без кисневого середовища, вона здатна

постачати корені киснем повітря через стебло (трав'яні болотні рослини) або за допомогою коротких повітряних корінців (мохи).

Заторфовування водойм відбувається як зверху, так і знизу. Поверхню торфової товщі поступово заселяють представники болотної рослинності, що прискорює накопичення торфу, утворюється його потужний шар (1-4 м і більше).

За С.М.Тюремновим, *торф* – це порода органогенного походження, яка утворилася в результаті нагромадження напіврозкладених решток в умовах надмірної вологості і недостатнього доступу повітря, із вмістом мінеральних речовин до 50% у розрахунку на абсолютно суху речовину. Відкладення, подібні торфу, але із вмістом мінеральних речовин понад 50%, прийнято відносити до мінеральних відкладів.

Екологічна роль боліт. Сучасні болота відіграють певну роль у природі, пов'язану з великим геологічним та малим біологічним кругообігом речовин на Землі. Болота – це геохімічні бар'єри, в яких нагромаджуються певні елементи.

На болотистих місцевостях, де відносні відмітки поверхні значно коливаються і розвинений поверхневий стік, болота відіграють роль механічного бар'єру, затримуючи дрібнозем, що змивається з навколишніх ґрунтів.

Як фізико-хімічні бар'єри болота затримують і нагромаджують ряд цінних речовин, що мігрують у біосфері, і переводять їх з геологічного кругообігу в біологічний завдяки акумулюючій ролі болотної рослинності.

Фізико-хімічне поглинання і нагромадження речовин значною мірою зобов'язане великій абсорбційній здатності торфу. Торф – природний абсорбент, заряджений від'ємно. Він поглинає в болотах, крізь які повільно проходять підґрунтові води або поверхневий стік, мігруючі хімічні елементи у катіонній формі і цим створює умови для нагромадження в торфовій товщі міді, цинку, свинцю та інших катіонів.

Болота, що виникли у місцях розвитку елювіальних процесів, які надають рухомості ряду хімічних елементів у ґрунтах та загалом у корі звітрявання, стають перешкодою на шляху міграції речовин у геологічному кругообігу і цим запобігають збідненню ландшафтів на цінні геохімічні елементи і преш за все біогенні.

Зміна параметрів окислювально-відновного та кислотно-лужного середовища в торфах змінює склад та кількість його мінеральної частини. З підвищенням рН осаджаються фосфати, так в анаеробних умовах фосфат заліза випадає в осад при рН середовища 4,1-4,2, а фосфат кальцію – при рН 7,0-7,5. При рН>3,5 двохвалентне залізо переходить у хімічно нерухомий стан, тривалентне втрачає рухомість при рН>5,5. При формуванні торфовищ, їх наростанні в товщину і ширину, йде площинний розвиток боліт, які нівелюють мезо і мікрорельєф місцевості і поступово

призводять до підвищення загального рівня підгрунтових вод. За таких умов збільшується зволоження мінеральних ґрунтів, що за певних умов викликає затухання процесів водної та вітрової ерозії, сприяє закріпленню дефлюючих пісків.

Болота затримують продукти водної та вітрової ерозії, що запобігає замулюванню ними річок і водойм, мінералізації і евтрофікації води у водоймах, виносу мінеральних речовин в океан. Розвиток боліт призводить до збільшення обводненості території. До певних меж це позитивне явище, бо надає змогу рослинності споживати капілярну вологу і нагромаджувати біомасу. Проте коли рівень підгрунтових вод піднімається вище критичного на значній площі відбувається оглешення мінеральних ґрунтів, продуктивність яких знижується. Виникає необхідність в осушувальній меліорації ґрунтів.

Позитивна чи негативна роль боліт залежить від ступеня заболоченості території. В Українському Поліссі оптимальна заболоченість території становить 16-18%.

Велика екологічна роль боліт полягає і в тому, що вони є місцем поселення і розмноження цінних представників тваринного світу, а також ареалами цінних ягідних, лікарських та рідкісних видів рослинності. На болотах Українського Полісся росте близько 300 видів вищих рослин, або 20% флори регіону. Зокрема такі рослини, як лепеха звичайна, багно звичайне, сухоцвіт драбинний, росичка, бобівник, чорниця, журавлина, валеріана болотна та інші. Важливе екологічне значення болота мають як місця заселення фауною болотного і водно-болотного комплексів. На самих болотах і по їх краях гніздяться чайки і крячки, пастушкові птахи (лисуха, очеретянка); всі види болотних курочок, качки (крижень, шилохвіст, червоноголовий та білоклювий нурець), деякі види куликів (бекас, дулець та інші). Екологічну цінність мають лелеки і чайки, особливо чорний лелека і сірий журавель, занесені в «Червону книгу України».

Болота відіграють велику кліматоутворюючу роль. За певної заболоченості території вони виступають як природні утворення, що зумовлюють зволоження місцевості і пом'якшення клімату. Болота впливають на тепловий і радіаційний баланс місцевості, кругообіг води у природі, величину випаровування, температуру і вологість повітря, частоту та інтенсивність приморозків та ряд інших явищ.

Болота створюють підвищену відносну вологість повітря на прилеглих територіях, зайнятих полями, лісами і луками, сприяють утворенню туманів, роси. Останнє особливо важливе у посушливі періоди літа. Проте за великої заболоченості території погіршується мікроклімат – він стає вологим і сирим.

З боліт протягом року повільно й рівномірно витікають численні струмки, живлять річки та озера. З невеликого болота на Валдайській

височині бере початок Дніпро, більшість річок Українського Полісся починається в болотних місцевостях.

Більшість боліт регулюють і підтримують рівень підґрунтових вод на великих площах прилеглих територій, особливо з піщаними та супіщаними ґрунтами. Глибоке осушення боліт припиняє виконання болотами функцій акумуляторів вологи, регуляторів стоку і водного режиму прилеглих територій, що позначається на кліматичних умовах району.

Кожне болото має свій водозбірний басейн поверхневого і підґрунтового стоків, у тому числі хімічного стоку органічних і мінеральних речовин, які переважно нагромаджуються в болотах завдяки фізико-хімічній вбирній здатності торфів і значній біологічній поглинальній властивості рослин.

Болотні води переважно утворюють єдиний горизонт з підґрунтовими водами прилеглих територій, а найчастіше водозбірного басейну великої річки. З розвитком боліт рівень підґрунтових вод на прилеглих до болота мінеральних землях підвищується. Після досягнення критичного рівня, починається заболочення суходолів, наростає оглеєння ґрунтів, які втрачають родючість. Тому оптимізація рівня підґрунтових вод на болотах і екологічного підпорядкованих прилеглих землях повинна бути основним завданням осушувальної меліорації.

Що стосується верхових боліт, то в останні роки спеціалісти дійшли висновку, що їх не слід рекомендувати під сільськогосподарське освоєння. Адже тільки добре розкладені (гуміфіковані) та багатозольні торфоболотні ґрунти, що перебувають чи тривалий час перебували під залуженням і достатньо зволожені, більш менш довговічні в сільськогосподарській культурі. Інші різновиди торфовищ, особливо за недостатнього зволоження, поступово деградують.

На сьогоднішній день екологічна роль боліт ще недостатньо вивчена, тому ще немає критеріїв їх позитивної ролі в ландшафтах взагалі чи у межах певних заболочених територій.

Генезис болотних ґрунтів

Гідроморфні ґрунти утворюються при надмірному зволоженні, яке є невід'ємною умовою для розвитку болотної рослинності, торфоутворень і оглеєння мінеральної частини.

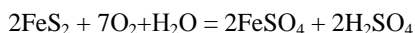
Ґрунтоутворення вивчали Я.М.Афанасьєв, А.А.Завалишин, К.В.Веригіна С.П.Ярков, І.С.Кауричев, Ф.Р.Зайдельман і багато інших вчених, які з'ясували, що *оглеєння* – це складний біохімічний відновний

процес, що відбувається в анаеробних умовах при наявності органічної речовини і участі анаеробних мікроорганізмів.

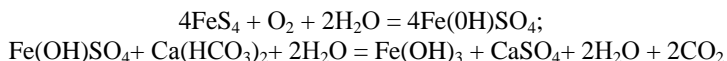
За Г.М.Висоцьким, *глей* – це більш менш щільна суглинкова, глиниста або органо-мінеральна порода брудно зеленого, сизого, синюватого чи неоднорідного забарвлення, що формується в умовах довгострокового перезволоження.

При глеєутворенні відбувається руйнування первинних і вторинних мінералів. Перетворень зазнають сполуки з перемінним ступенем окислення елементів. Алюмофераліти руйнуються фульвокислотами. Найбільш характерна особливість глеєутворення – відновлення окисного заліза до закисного.

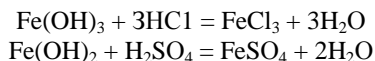
Внаслідок окисно-відновних процесів в ґрунті мінерали, що містять залізо, руйнуються. Під впливом кисню повітря і життєдіяльності мікроорганізмів двовалентні форми заліза переходять у тривалентні. Наприклад, окислення піриту в присутності кисню відбувається за схемою:



Отже, при окисненні піриту спочатку утворюється сульфат закису заліза і сірчана кислота. Остання реагує з ґрунтовими основами, а сульфат закису заліза зазнає подальшого окислення за схемою:

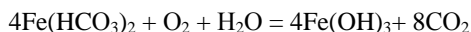


В кислому середовищі гідроксиди добре розчинні:

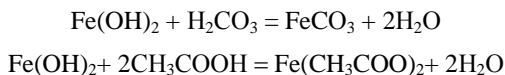


За періодичного перезволоження сполуки заліза можуть знаходитись, як в окисній, так і закисній формах, залежно від тривалості періоду перезволоження і аерації.

При відновних умовах (наявність вуглекислоти) утворюються карбонат $[\text{FeCO}_3]$ і гідрокарбонат $[\text{Fe}(\text{HCO}_3)_2]$ заліза, які добре розчинні у воді і при заміні відновних умов на окислювальні легко окислюються до гідроксиду заліза:

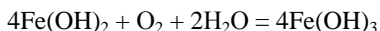


Гідроксид заліза має основні властивості і легко вступає у взаємодію з кислотами:

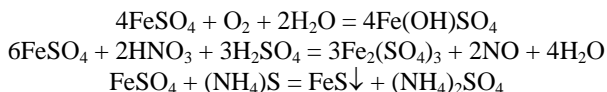


В анаеробних умовах при перезволоженні в ґрунті нагромаджується вівіаніт $\text{Fe}_3(\text{PO}_4)_2 \cdot 8\text{H}_2\text{O}$ і ферозит $\text{KFe}_3(\text{SO}_4)_2(\text{OH})_6$.

За наявності кисню повітря $\text{Fe}(\text{OH})_2$ окислюється до $\text{Fe}(\text{OH})_3$:



Солі двовалентного заліза виявляють відновні властивості і досить легко окислюються до сполук тривалентного заліза киснем повітря та різними окислювачами як у розчині, так і кристалічному стані. Реакції відбуваються як у кислому, так і нейтральному середовищах, наприклад:



Залізо входить до складу колоїдів ґрунту у формі гідрооксидів $\text{Fe}_2\text{O}_3 \cdot n\text{H}_2\text{O}$. Аморфні гелі таких сполук можуть кристалізуватися з утворенням лімоніту – $2\text{Fe}_2\text{O}_3 \cdot 3\text{H}_2\text{O}$. Проте частина таких гелів вступає у взаємодію з гумусовими кислотами та колоїдним кремнеземом $\text{SiO}_2 \cdot n\text{H}_2\text{O}$, утворюючи складні органомінеральні і залізо-кремневі комплекси.

Стійкість комплексів різна. Вона залежить від реакції ґрунтового розчину проте їх утворення можливе при розкладі органічних решток, що суттєво підвищує міграційну здатність заліза в ґрунтовому профілі.

Отже *оглесення* – складний біохімічний процес метаморфічного перетворення мінеральної або органо-мінеральної ґрунтової маси внаслідок постійного або довгострокового періодичного перезволоження ґрунту, яке призводить до інтенсивного розвитку відновних процесів, що змінюються (інколи локально) на окисні процеси; оглесення відбувається при наявності органічної речовини за участю анаеробних мікроорганізмів, характеризується відновленням елементів з перемінною валентністю (Fe, Mn, S та N), руйнуванням первинних мінералів, синтезом специфічних вторинних мінералів, які мають у кристалічній гратці іони з низькою валентністю, незначним виносом основ та інколи супроводжується акумуляцією сполук заліза, сірки, фосфору, кремнію.

Торфоутворення – накопичення на земній поверхні напіврозкладених рослинних решток, які утворилися в умовах надмірного зволоження.

Відбувається торфоутворення за умов наявності вологолюбної трав'яної рослинності, мохів і перезволоження території з постійними анаеробними умовами на межі атмосфери і ґрунту.

Надмірне зволоження сприяє розвитку вологолюбних рослин, які за посилення оторфовування змінюються зеленими, а потім білими мохами.

Провідна роль в торфоутворенні належить мохам (гіпнові зелені, білі сфагнові, зозулин льон). З трав'янистих рослин у торфоутворенні беруть

участь різні види осок, пухівки, очерету, рогози, канарникової трави, напівчагарникові і дерев'яністі рослини (журавлиний вереск, верба, вільха чорна, сіра та ін.).

За надмірного зволоження створюються анаеробні умови, які уповільнюють трансформацію органічної речовини, що надходить на поверхню ґрунту. Рослинні рештки знаходяться у напіврозкладеному стані, кліткові мембрани мохів залишаються водонепроникними, що обумовлює формування торфу, який насичений вологою (95% маси припадає на воду). Аеруються лише верхні 5-10 см торфової товщі.

Водно-повітряний режим торфовищ відіграє провідну роль у перетворенні органічної речовини, її гуміфікації і мінералізації.

Анаеробні умови за надмірного зволоження сприяють утворенню низькомолекулярних органічних кислот: оцтової, молочної та ін. Кислоти пригнічують мікробіологічну активність. Рослинні рештки трансформуються під впливом не спорозосних бактерій і грибів. В міру розкладення органічної речовини спочатку зростає частка спорозосних бактерій, а далі, тих, що розкладають целюлозу. Посилення біохімічних процесів призводить до розпаду тканин рослинних решток і вони втрачають клітинну будову.

Ступінь розкладу торфу покладено в основу його генетичної і агрономічної оцінки. Чим більше трансформована торфова товща, тим більшу родючість мають ґрунти. Розклад рослинних решток сприяє вивільненню зольних елементів і азоту, які переходять у доступні для рослин форми. Поєднання процесів оглеєння і торфоутворення визначає ступінь прояву болотного процесу ґрунтоутворення і різноманітність гідроморфних ґрунтів.

Класифікація болотних ґрунтів

Болотні ґрунти різних ґрунтово-кліматичних зон України, маючи загальні ознаки (наявність органогенного шару і оглеєння), наділені і зональними обливостями.

На Поліссі болотні ґрунти мають глибокий торфований горизонт і значно рідше утворюються в заплавах рік. В Лісостепу і Степу болотні ґрунти приурочені переважно до заплавам і представлені болотними заплавними ґрунтами, мають торфові горизонти меншої потужності, часто засолені, осолонцьовані, карбонатні.

Класифікацію болотних ґрунтів наведено в табл. 3.16. Згідно класифікацією виділяють такі типи: болотні верхові, перехідні і низинні

Таблиця 3.16 – Класифікація болотних ґрунтів (за Гнатенком О.Ф., Капштик М.В., Петренко Л.Р., Вітлицьким С.В., 2005)

Підтип	Рід	Підрід	Вид
Тип: Болотні верхіві та перехідні			
Торфувато-глейові (Т<30 см) Торфово-глейові (Т 30-50 см) Торфовища (Т>50 см)	Модальні, перехідні, гумусово-залізісті	За ботанічним складом органогенного горизонту: дерев'янисто-мохові, трав'янисто-мохові	За глибиною торфового шару, ступенем розкладу торфу
Тип: Болотні низинні			
А. Органогенні			
Торфувато-глейові (Т<30 см) Торфово-глейові (Т 30-50 см) Торфовища (Т>50 см) Мулуват-торфові (Tal, Tdl)	Модальні (нормальнозольні), карбонатні, солонцювато-солончакові, сульфатно-кислі, оруденілі, замулені	За ботанічним складом Органогенного горизонту; трав'янисті, дерев'янисто-трав'янисті	За глибиною торфового шару, ступенем розкладення і гуміфікації органічної речовини, зольності і якісним складом золи, ступенем і типом засолення, глибиною шару перекриття, цілинні, осушені (дреновані)
Б. Мінеральні			
Болотні мінеральні [Hd(T)] Мулуват-глейові (Hdgl) Перегнійно-глейові (Hgl)	Модальні, карбонатні, амергельовані, солонцювато-солончакові		За глибиною гумусованого шару не розроблено, за вмістом гумусу, за наявністю скипання від НСІ, ступенем і типом засолення

ґрунти, а також болотні мінеральні ґрунти. Болотні органогенні ґрунти розподіляють за глибиною торфового горизонту: торфувато-глейові (Т до 30 см), торфоглейові (Т - 30-50 см) і торфовища (Т>50 см): неглибокі (50-100 см), середньоглибокі (100-200 см), глибокі (200-400 см) та надглибокі (Т>400 см) В мулуват-торфових ґрунтах виділяють горизонти: алювіальні Tal чи делювіальні Tdl нанесені горизонти на поверхні ґрунту.

Серед підтипів болотних низинних мінеральних ґрунтів розрізняють: болотні мінеральні з горизонтом оторфованої дернини Hd_(T), мулуват-глейові Hdgl і перегнійно-глейові Hgl.

За ступенем розкладу органічної речовини осушені торфові ґрунти розподіляються на слабо- та середньорозкладені, гуміфіковані, перегнійні і мінералізовані.

За ступенем розкладу торфу (табл. 3.17) виділяють ґрунти:

- *торфові* – ступінь розкладення 25%, торф бурий з великою кількістю добре помітних рослинних решток;
- *торфо-перегнійний* – ступінь розкладу торфу 25-45%. Торф коричнево-бурий, аморфний з напіврозкладеними рослинними рештками;
- *перегній* – ступінь розкладу понад 45%, торф чорно-бурий, аморфний, рослинні рештки слабо розпізнаються, дуже мається.

Ступінь розкладення торфу можна визначити за показниками його гуміфікації (ПГТ), який розраховується множенням вмісту гумінових кислот в торфі ($C_{ГК}, \%$) на показник їх оптичної щільності $\epsilon_{465}^{0,001\%}$ (Д.С.Орлов, Т.О.Горелова):

$$ПГТ = C_{ГК} \times \epsilon_{465}^{0,001\%}$$

Таблиця 3.17 – Ступінь розкладу торфових ґрунтів за ознаками (С.Т.Вознюк, 1984)

Ґрунт	Діагностичні ознаки
Слабо розкладений торф	Ступінь розкладу менше 20% – рослинні рештки складають основну масу, торф волокнистої структури, при стисканні в руці вигікає світла або ж зовсім безбарвна вода, торф між пальцями не продавлюється.
Середньо-розкладений торф	Ступінь розкладу від 20% до 30% – рослинні рештки добре помітні, вода коричнево-бура, поверхня зразка торфу після стискання лоретка від залишків рослин руку майже не забруднює.
Перегнійно-торфовий (гуміфікований)	Ступінь розкладу 30-50% – рослинна структура нечітка, рослинні рештки мало помітні або локальні, маса торфу продавлюється крізь пальці при стисканні, забруднюючи руку, торф темно-коричневий, вода забарвлена водорозчинною органікою.
Торфово-перегнійний	Ступінь розкладу понад 50% – рослинні рештки візуально не помітні, ґрунт аморфно-дрібногрудкуватої структури, темно-коричневий, «озеленений», добре продавлюється крізь пальці, прилипає до руки.
Мінералізований (гідрофобний) торфовий	Утворюється на пересушених ділянках, буруватого або попелясто-сірого забарвлення, рослинні рештки роздрібнені, з порушеною клітинною структурою, обвуглені, слабогумусований, вологоємність низька, легко піддається розпиленню та вітровій ерозії.

Відповідно даному показнику ступінь гуміфікації торфу може бути виражена як:

дуже низька <0,5
 низька 0,5-1,5

середня	1,5-2,5
висока	2,5-3,5
дуже висока	3,5-4,5

Ботанічний склад – враховують лише для слабо- і середньо розкладених торфів, серед яких виділяють: мохові, трав'яні, та їх комбінації – мохово-трав'яні, дерев'янисто-трав'яні і т.п.

За ступенем зольності виділяють: низько зольні (золи до 8%), середньо зольні (8-20), високо зольні (20-50), мулувато-торфові (50-80) і мінеральні болотні ґрунти (понад 80%).

За якісним складом золи болотні ґрунти поділяють на: карбонатні («скипають» від 10% HCl); вилуговані – не містять карбонатів і легкорозчинних солей; залістисті (оруденелі) – містять від 6 до 25% Fe₂O₃; вівіанітові нагромаджують Fe₃(PO₄)₂ містять понад 0,7% P₂O₅; вилуговані – не містять легкорозчинних солей; карбонатів; солончакуваті в складі золи від 0,3 до 2% водорозчинних солей; солончакувато-солонцюваті.

За ступенем засолення враховуючи щільність болотні ґрунти поділяють на слабо-, середньо- і сильно засолені.

За типом засолення болотні ґрунти поділяють: на содово-хлоридні, содово-сульфатні, хлоридно-содові, сульфатно-гідрокарбонатні та ін.

Болотні ґрунти перекриті зверху сучасними мінеральними наносами алювіального походження поділяють на: *мілкопоховані* 15-25 та *глибоко поховані* 25-45 см.

Підстилаючі мінеральні породи згруповані так: болотні ґрунти на суглинкових і глинистих породах, болотні ґрунти на лучних мергелях і крейді; болотні ґрунти на супіщаних і піщаних відкладах.

Болотні ґрунти поділяють на *цілинні* (неосушені) і *дреновані* (осушені).

Розрізняють також підтипи:

- болотних мінеральних – наявність горизонту Hd (т) - оторфована дернина;
- мулувато-глейові Hdgl – дернина оглеєна
- перегнійно-глейові з Н – гумусовим горизонтом і оглеєними нижчими горизонтами RHgl+, P(hg), +Pgl.

Болотні мінеральні ґрунти на види розділяють за глибиною гумусового профілю: *неповно розвинуті* (<25 см), *коротко профільні* (65-85 см), *глибокі* (85-120 см) і *дуже глибокі* (>120 см). За вмістом гумусу: *слабогумусовані* (<2%), *малогумусовані* (2-4%), *середньогумусовані* (4-6%) і *дуже гумусовані* (>6%). За ступенем опідзолення, осолодіння, оглеєння за морфологічними ознаками.

Властивості і використання болотних ґрунтів

Ґрунти верхових та перехідних боліт мають низьку зольність (2-6%), високу кислотність (рН ґрунтового розчину 3,5-4,5) та характерну опуклу поверхню.

Будова профілю торфово-глейових ґрунтів верхових боліт: він складається з торфового горизонту Т глибиною не більше 30 см, світло-бурого, волокнистого, біля поверхні з моховою дерниною Т_д нерозкладеного сфагнуму та оглеєного мінерального горизонту, що вважається материнською породою.

Ґрунти низинних боліт складають до 98% всього болотного фонду України. Вони приурочені до заплавл річок, прадолін, притерасних знижень, днищ балок, озерних котловин тощо. Утворилися ці ґрунти під осоками, очеретом, рогозою, вільхою, хвощем, гіпновим мохом тощо. Ґрунти мають середню і високу зольність, широкий діапазон реакції (рН=5-8,5) ґрунтового розчину, значно вищий вміст елементів живлення, ніж верхові болотні ґрунти.

Болотні мінеральні ґрунти в цілинному варіанті мають таку будову профілю: оторфований горизонт Н_д(Т) + гумусовий глейовий Н_г1(Т) + перехідний глейовий ПНГ1 + глейова ґрунтотворна порода РГ1.

Торфові середньоглибокі ґрунти різної зольності мають профіль, що розчленовуються на ряд торфових горизонтів різного ступеня розкладу та різного ботанічного складу. Для цілинного варіанту будову профілю можна записати так: Т₀+Т₁+Т₂+Т₃ і т.д., а для осушеного варіанту – Т₁Н+Т₂Н+Т₃h і т.д., підстилаючою породою є або сильно оглеєна мінеральна порода РГ1, або глей G1.

Властивості торфових ґрунтів визначається їх органоменим походженням. Вони відносяться до потенційно родючих. Перш за все це стосується низинних боліт, торф яких багатий на азот, кальцій, інколи фосфор, характеризується нейтральною або слабо кислою реакцією. Однак торфові ґрунти мають ряд негативних властивостей, які обмежують їх сільськогосподарське використання. До таких властивостей відносяться: висока вологоємність і теплоємність торфу, низька щільність, а також тепло- і температуропровідність, що обумовлено незначним вмістом твердої фази (мінеральних речовин).

Для торфовищ з високим ступенем розкладу торфу характерна низька водопроникність, а для слабо розкладених – невелика висота капілярного підняття води, перетворення торфа при обробітку у пиловидний стан.

Осушення боліт не усуває багатьох негативних властивостей торфових ґрунтів. Воно приводить лише до перерозподілу фаз торфу, взаємному обміну води і повітря. В неосушеному торфі в одиниці об'єму знаходиться 88-94% води, тверда фаза становить лише 5-7%, а вміст повітря – 0-5%. В

осушених торфовищах залучених у сільськогосподарське виробництво, частка твердої фази в процесі розкладу органічної речовини збільшується до 10-15%. Співвідношення води і повітря може суттєво змінюватись залежно від погодних умов і регулювання водно-повітряного режиму. Збільшення вмісту твердої фази після осушення підвищує щільність і зменшує вологемність. Однак показники щільності лишаються набагато нижчими (0,13-0,30 г/см³), ніж в мінеральних ґрунтах і далекими від оптимальних для більшості сільськогосподарських культур.

Несприятливі фізичні і водно-фізичні властивості торфу сприяють розвитку ерозії, затруднюють впровадження сучасних технологій, бо створюють труднощі при проходженні ґрунтооброблювальної, посівної і збиральної техніки, особливо в період випадання рясних опадів. Несуча здатність торфових ґрунтів при вологості 80-85% не перевищує 0,5-1,0 кг/см². Відповідно, трактори загального призначення, розраховані на ґрунти середньої і високої несучої здатності, на торфовищах у більшості випадків непридатні. Крім того, різко знижується коефіцієнт зчеплення як колісних, так і гусеничних тракторів, тобто зменшується їх тягові зусилля (порівняно з роботою на мінеральному ґрунті), що значно ускладнює експлуатацію агрегатів. Коефіцієнт перекочування тракторів на торфовищах у 2 рази вищий, ніж на мінеральних ґрунтах. Це збільшує втрати потужності на рух машини, знижує коефіцієнт корисної дії.

Болотні ґрунти мають несприятливий температурний режим, що обумовлено специфічними водно-фізичними властивостями торфу. Теплоємність його в 2 рази вище, ніж у піску і глини. Величина теплоємності залежить від зволоженості. Так, якщо теплоємність сухого торфу становить 0,15 кал/см³, от насиченого водою до повної вологемності – понад 0,90 кал/см³. Внаслідок цього вологий торфовий ґрунт потребує набагато більше тепла для свого нагрівання, ніж мінеральний. Витрати тепла на випаровування також більш високі, тому торфовища відносять до категорії холодних ґрунтів.

Теплові властивості ґрунту характеризують теплопровідністю. Чим вона вища, тим краща тепловіддача і тим швидше прогривається і охолоджується ґрунт. За своєю теплопровідністю торф займає останнє місце серед інших ґрунтоутворюючих порід. Так, коефіцієнт теплопровідності сухого торфу дорівнює 0,00027, сирого – 0,0011, сухого піску – 0,0097, сирого - 0,04.

Внаслідок низької теплопровідності торфового ґрунту, витрати тепла з верхнього горизонту вночі не поповнюються його притоком з нижніх шарів. Низький коефіцієнт теплопровідності і сильна віддача тепла верхніми шарами є основною причиною частих радіаційних заморозків. Темне забарвлення болотних ґрунтів сприяє сильному поглинанню тепла і їх перегріву у сонячні дні. У зв'язку з цим торфові ґрунти мають велику амплітуду коливань температури протягом доби. В сонячну погоду на

поверхні температура досягає 50-60°C. Нічна віддача викликає сильне їх охолодження. Великий перепад добових температур у поверхневому шарі торфовища негативно впливає на життєдіяльність мікроорганізмів і розвиток корневих систем рослин. Постійне перегрівання ґрунту вдень веде до сильного висушування верхнього шару і втраті здатності до змочування. Таке торфовище може спалахнути навіть від іскри працюючого двигуна.

Незадовільні теплові властивості торфових ґрунтів скорочують безморозний період, під час якого рослини можуть вегетувати. Протягом вегетаційного періоду днів із заморозками на торфово-болотних ґрунтах в 2-2,5 разів більше, ніж на мінеральних. Це нерідко призводить до сильного пошкодження або загибелі посівів, особливо теплолюбних культур.

Внаслідок великої теплоємності і поганої теплопровідності торфові ґрунти відтають повільніше, ніж мінеральні. Це відсуває початок весняних польових робіт, скорочує період вегетації, обумовлює застосування спеціальних технологій передпосівного обробітку і посіву до повного відтанення орного шару по мерзлій підшві. Довгострокове збереження мерзлого шару викликає застій талих вод в мікропониженнях і посіви озимини вимокують.

Вміст великої кількості азоту є позитивним для торфових ґрунтів. Однак інколи його надлишок активізує синтез білкових речовин, уповільнює синтез вуглеводів і порушує нормальне співвідношення між цими речовинами. Надмірний вміст азоту приводить до полягання культур (особливо озимих), зниженню врожаю та його якості. Рослини на торфових ґрунтах більшою мірою, ніж на мінеральних, піддаються фітопатологічним захворюванням. Високі запаси азоту і вологи створюють сприятливе середовище для швидкого поширення бур'янів.

Торфові ґрунти потребують більше калійних добрив, ніж мінеральні. Це обумовлено тим, що колоїдний комплекс торфових ґрунтів представлений переважно органічною речовиною, нездатною утворювати з калієм стійкі сполуки. Калій, внесений з добривами не закріплюється в ґрунті, частково засвоюється рослинами і виноситься з урожаєм, а частина, що залишається, мігрує по ґрунтовому профілю, забруднюючи природні води.

Великої шкоди зазнають озимі культури при промерзанні насиченого до повної вологості торфового ґрунту. В ньому утворюється багато великих кристалів льоду, які сильно розчленовують рухомий торфовий субстрат, утворюючи мережу тріщин, що викликає розрив корневих систем. Верхній шар торфовища внаслідок взаємодії з кристалами льоду і наступного відтавання набуває губчастої будови. Танення льоду і осідання ґрунту призводить до випирання рослин. Крім того, навесні при підвищенні температури підвищується інтенсивність випаровування з

поверхні, і верхній шар пересихає. Кількість і розмір тріщин збільшується, а це ще більше пошкоджує рослини.

Торф здатний міцно утримувати значну частину поглинутої води: вода, яка не використовується становить 35-40% повної вологості. За високого ступеня розкладу торфу його водопроникність різко знижується і наближається до водопроникності глини. Маючи не велику водопідйомну здатність, рослини можуть потерпати від дефіциту вологи навіть при її великих запасах на глибині.

Внаслідок надмірного пересихання торфові ґрунти сильно зменшуються в об'ємі, а при інтенсивному обробітку і переосушенні набувають порошкоподібної будови і втрачають здатність вбирати вологу. Однак головна негативна властивість торфових ґрунтів є схильність їх органічної речовини до швидкої мінералізації після осушення і зменшення її запасів аж до повного зникнення.

Маючи високу потенціальну родючість торфові ґрунти за основними типовими критеріями оцінені на 105 і 181 бал. Однак, введені поправки на гідроморфність і клімат відносять ці ґрунти до низькородючих. Вони дістали оцінки 22 і 35 бали. Отже основним фактором, лімітуючим родючість болотних ґрунтів є їх гідроморфність. До них можуть додаватись засоленість і солонцюватість (табл. 3.18).

Створювати сприятливі умови для вирощування сільськогосподарських культур на осушених болотах, необхідно одночасно з гідротехнічними заходами. Необхідно покращувати фізичні і водно фізичні властивості торфових ґрунтів, регулювати їх тепловий і поживний режими.

Таблиця 3.18 – Якісна оцінка (бонітування) болотних ґрунтів Українського Полісся (А.І.Сірий, 1985)

Ґрунти	Основні типові критерії										Середній бал	Поправки на		Бонітет ґрунтів, бал
	гумус		азот		фосфор		калій		ММЗПВ			гідроморфність	клімат	
	т/га у шарі 0-100	бал	мг/100 г	бал	мг/100 г	бал	мг/100 г	бал	т/га у шарі 0-100 см	бал				
Торфовище неглибоке неосушене	828	166	32	159	0,5	8	8,2	20	360	180	105	0,21	0,91	20
Торфовище глибоке середньо розкладене неосушене	1736	347	48	240	2,1	8	3,4	20	580	290	181	0,21	0,91	35

Параметри *болотних* ґрунтів різного *рівня* родючості ще не розроблені, на практиці добрі результати дає комплекс заходів з *окультурення* ґрунтів, він включає:

- осушення, створення дренажних систем подвійного регулювання; культуртехнічні роботи;
- глибоке меліоративне рихлення, агротехнічні меліоративні прийоми; внесення сполук кальцію;
- підбір сільськогосподарських культур, пристосованих до умов перезволоження і перезвожених засоленних ґрунтів;
- використання мінеральних, органічних і мікродобрив (міді);
- збагачення органічних горизонтів мінеральними речовинами.

Культурнотехнічні роботи направлені на створення поверхні ґрунту, придатної для обробітку і вирощування сільськогосподарських культур. Для цього видаляють дерев'янисту і чагарникову рослинність, її залишки, каміння, кочки, здійснюють планування поверхні.

Для покращення водно-повітряного режиму осушених болотних ґрунтів говодять глибоке меліоративне рихлення. Розрізняють такі способи рихлення: суцільне, рихлення-кrotування, рихлення-кrotування смугами. Рихлення проводять на глибину 0,5-0,6 м, тобто на 20-25 см вище глибини закладки дрен.

За кислої реакції ґрунтів застосовують вапнування, яке сприяє оптимізації реакції ґрунтового середовища, оструктуренню орного шару, нейтралізації токсичних солей заліза і алюмінію. На болотних солонцюватих ґрунтах, з лужною реакцією, застосовують гіпсові і сульфатні матеріали (фосфогіпс, гіпс, сірчану кислоту, залізний купорос).

Вирощування культур, пристосованих до умов гігоморфних і галогенних гідроморфних ґрунтів, дозволяє підвищити продуктивність використання перезвожених земель. Оструктурення болотних ґрунтів передбачає внесення фосфорних, калійних, мінеральних добрив, мікродобрив, гною, торфогнійних компостів, застосування спеціальних прийомів обробітку: вузькозагонна і профілююча оранка, фрезерування, гребнювання та інше, що збільшує поверхневий стік і випаровування води з ґрунту.

Ефективним є збагачення орного шару торфових ґрунтів мінеральними речовинами (піском, суглинками, глиною, землею, мергелем та ін.), що підвищує щільність торфу, знижує його зсідання, посилює процес гуміфікації, зменшує можливість прояву вітрової ерозії і загоряння торфу.

Освоєння і окультурення болотних ґрунтів має ряд особливостей:

– окультурення направлено на зміни деяких агрономічних властивостей ґрунтів, які лімітують продуктивність культурних рослин (реакція ґрунту, засоленість, солонцюватість, водно-повітряний і тепловий режими);

- потужний органогенний горизонт торфових ґрунтів за обробітку набуває чіткої диференціації на орний і підорний шари, особливо за інтенсивністю біохімічних процесів і окисно відновлювальних умов;

- освоєння болотних ґрунтів супроводжується зменшенням в них органічної речовини внаслідок посилення її гуміфікації. Вважається, що чим вищий ступінь розкладу торфу, тим родючіший ґрунт;

- на осушених землях поверхнєве зволоження набуває більшого значення, ніж підґрунтове зволоження орних ґрунтів, внаслідок чого в дренажні води надходить значна кількість сполук азоту та інших елементів, які вносять при вирощуванні сільськогосподарських культур;

- окультурення супроводжується покращенням технологічних властивостей земель, підвищенням прохідності сільськогосподарської техніки.

Досвід інтенсивного осушення боліт свідчить, що поряд з передбаченими і неминучими змінами природи осушуваних земель, часто мають місце і непередбачені наслідки меліорації. Так, переосушення ділянок з торфовими і піщаними ґрунтами, через різке зниження рівня підґрунтових вод і велику строкатість ґрунтових і рельєфних умов неодмінно викликає посилення ерозійних процесів; занесення луків продуктами ерозії, замулення малих річок і озер; спостерігається негативний вплив на залишені для охорони боліт масиви та лісонасадження, підтоплення значних площ у пониззях рік, повторне заболочування осушених земель; при осушенні торфовищ сумарний винос мінеральних солей зростає в 1,5-2 рази і більше; збільшується концентрація нітратів у підґрунтових і річкових водах; з поверхневим стоком щорічно виноситься до 1,5 т/га органічної речовини; в багатьох випадках знижується продуктивність лісів, а в деяких місцях спостерігається їх засихання; посилюється здатність займання, змінюється типова лісова і лісоболотна флора й фауна.

Не можна не враховувати, що на болотні екосистеми негативно впливають надмірні рекреаційні навантаження, нерегульоване використання ресурсів ягідних і лікарських рослин, мисливської дичини, торфорозробки, пожежі, евтрофікація водойм і водостоків. Під впливом стоків з полів з високою концентрацією добрив та пестицидів, має місце загальне забруднення болотної флори і фауни, ряд інших змін болотних екосистем.

Враховуючи важливу природоохоронну роль боліт у біосфері, на початку 70-х років погляд на природні болотні утворення змінився.

Корисні функції неосушених боліт і негативні наслідки їх осушувальної меліорації свідчать, що осушення боліт для сільськогосподарського використання в кожному конкретному випадку необхідно всебічно обґрунтовувати, залишення найбільш цінних із них у

природному стані з народно-господарської та екологічної точок зору є найдоцільнішим.

Контрольні питання

1. Опишіть умови ґрунтоутворення у Поліссі.
2. Дайте характеристику дерново-підзолистим ґрунтам, будова їх профілю та морфологічні ознаки.
3. Охарактеризуйте умови утворення дернових ґрунтів, дайте їх характеристику та опишіть їх властивості.
4. Умови утворення алювіальних ґрунтів, їх класифікація та властивості.
5. Охарактеризуйте походження та екологічну роль боліт.
6. Дайте класифікацію болотним ґрунтам та опишіть їх властивості.

3.3. ҐРУНТИ ЛІСОСТЕПУ

Лісостепова ґрунтово-кліматична зона в межах України простягається суцільною смугою від передгір'я Карпат на заході до кордонів з Росією на 500 км і є перехідною від лісо-лучної до чорноземно-степової. Ширина зони півночі на південь коливається в межах 150-330 км. Лісостеп витягнутий з північного сходу на південний захід країни поступово розширюється в цьому напрямку у зв'язку із зволоженням клімату.

На півночі зона межує з Поліссям, природна межа з яким на всьому протязі виражена чітко. Менш чітка границя на переході до північного степу. На території Лісостепу майже повністю розміщуються Львівська, Хмельницька, Вінницька, Черкаська, Полтавська області. На межі з поліською зоною до лісостепу належать центральні та східні райони Рівненської, Волинської, Житомирської та Чернігівської областей; на межі з степовою зоною – деякі райони Івано-Франківської, Чернівецької, Одеської, Кіровоградської та Харківської областей.

Лісостепова ґрунтово-кліматична зона виразно поділяється на три природні фізико-географічні провінції: Прикарпатську, Правобережно-Дніпровську і Лівобережно-Дніпровську.

Прикарпатська ґрунтова провінція (західний Лісостеп) порівняно найбільш складна і різноманітна за геоморфологією, рельєфом та іншими природними умовами. Займає велику територію Волино-Подільської височини і включає Волинське і Подільське плато, Опілля і Розточчя (Тернопільська, Хмельницька області та північні райони Чернігівської області).

Правобережно-Дніпровська ґрунтова провінція (Правобережний Лісостеп) займає південні частини Житомирської і Київської областей, більші частини Хмельницької, Вінницької, Черкаської і крайні північні райони Одеської і Кіровоградської областей.

Лівобережно-Дніпровська ґрунтова провінція (Лівобережний Лісостеп) включає Лівобережну наддніпрянську низину яка простягається широкою смугою вздовж річок Сейму, Десни і Дніпра, охоплюючи частини Сумської, Чернігівської, Київської, Черкаської і Полтавської областей та лівобережну підвищену рівнину (більші частини Сумської, Полтавської і Харківської областей).

Загальна площа Лісостепу України складає 20699,3 тис.га, або 34,4% території країни. Сільськогосподарські угіддя займають 35% державного фонду земель. З цієї площі обробляється понад 65%, пасовищ – 6,3, сіножатей – 8,5, садів і ягідників – 0,7, інших угідь – 19,5%.

Ґрунтовий покрив зони складний, місцями дуже строкатий. Представлені понад 160 ґрунтовими відмінами дуже широкого генетичного і агрономічного діапазонів, які зустрічаються в різноманітних комплексах.

3.3.1. Умови ґрунтоутворення

Клімат Лісостепу помірно-континентальний, теплий з достатнім зволоженням на заході і нестійким на сході, з нейтральним балансом вологи і періодично промивним водним режимом.

Найвологіший західний Лісостеп, клімат якого подібний до західного Полісся. Тут найвищий в зоні і дуже високий коефіцієнт зволоження (ГТК >2 в прикарпатській смузі і 1,4-2,0 на сході). Кількість атмосферних опадів 550-700 мм і більше на рік і 400-500 мм за теплий період. Можливі сильні зливи (понад 100мм). Сільськогосподарські культури добре забезпечені вологою (запас продуктивної вологи в метровому шарі навесні становить 160-180 мм, знижуючись до 50-80 мм в період вегетації культур).

Культури добре забезпечені теплом. Період з температурами повітря вище 0°C дорівнює 250-270 днів; сума активних температур (понад 10°C) – 2400-2600°C, безморозний період триває 165-190 днів.

Правобережний і Лівобережний Лісостеп зволожені значно менше (ГТК в північній периферії обох частин становить 1,1-1,2, а в південній і східній частині дорівнює 1,0). Середньорічна сума атмосферних опадів становить 500-580 мм, а за теплий період випадає 350-400 мм. Вирощувані культури менше забезпечені вологою ніж в західному Лісостепу. Середні

багаторічні запаси продуктивної вологи в метровому шарі становлять 130-170 мм навесні під час сівби і 50-80 мм в період збирання врожаю.

Теплові умови дещо інші ніж на Поліссі. Період із середньодобовою температурою вище 0°C триває 240-250 днів (на сході менше 240 днів). Сума активних температур (понад 10°C) дорівнює 2600-2800° і до 3000° у східній частині зони яка межує зі Степом. Баланс вологи в західній провінції позитивний, на решті території Лісостепу – нейтральний; ГТК по зоні в цілому дорівнює 1. Тобто кількість опадів приблизно дорівнює кількості вологи, яка випаровується.

Кліматичні умови визначають характер сільськогосподарського використання земель. Серед сільськогосподарських угідь переважає рілля. Господарства спеціалізуються на вирощуванні озимої пшениці, кукурудзи, цукрових буряків, овочів, плодово-ягідних і кормових культур.

Рельєф. Лісостеп України має дуже різноманітний рельєф. Загалом це підвищена рівнина з розвиненим водноерозійним рельєфом.

Для Правобережного Лісостепу найбільш характерний широкохвилястий водноерозійний рельєф. Він властивий територіям корінного плато з стародавньою, добре вираженою водноерозійною мережею. Балки переважно глибокі, широкі з великою протяжністю, але порівняно мало розгалужені. Балочна мережа має значну густоту. Міжбалочні вододіли широкі і високі з добре вираженим плато, площа яких дорівнює приблизно площі схилів. Схили добре виражені – рівні, переважно пологі, рідше похилі.

На вододільних плато розвинений мікрорельєф у формі улоговин і западин.

Є в цій частині Лісостепу і малопродуктивні яружно-балочні землі. Найбільш поширені вони в Правобережно-Придніпровському регіоні, розміщеному вздовж правого берега р. Дніпро від м.Києва до м.Дніпропетровська. Сформувались під впливом глибокого (100-160м) місцевого базису ерозії. Горизонтальне розчленування становить 1,3-1,5км/км², а в районі Канева сягає 4,2 км/км². Загальна еродованість території регіону становить 34,9%. Рілля еродована на 31,4%, а природні кормові угіддя на 65,4%.

В Лівобережному Лісостепу переважає плоскорівнинний водноерозійний рельєф. Балки, як правило, неглибокі, але часто широкі з плоскою долиною. На давній терасі Дніпра ширина якої на лівому березі в окремих місцях становить понад 100 км, мікрорельєф виражений видовженими депресіями – блюдцеподібними западинами.

У Донецькій області, в районі Северодонецька, на високому правому березі р. Сіверський Донець розташована Сіверсько-Донецько-Орельська яружно-балочна система де значні площі розчленовані ярами і розмиті рівчачками.

В західному Лісостепу вузькохвилястий водноерозійний рельєф, а подекуди і гребнеподібний, характерний для сильно підвищених територій корінного плато і прибережних прирічкових смуг. Тут густа мережа сильно вироблених балок, які розчленяють місцевість на вузькі вододіли, з перевагою схилів над площею плато.

Вузькі вододіли плато переходять у пологі й спадисті схили, які займають переважну площу масивів, значні площі припадають на стрімкі схили, на яких дуже розвинений стік води в період сніготанення і зливових дощів. Тому тут сильно розвинений площинний змив ґрунту та лінійний розмив (яружна ерозія). Остання найбільш інтенсивно виражена в Придніпровській яружно-балочній системі.

В Лісостепу поширений також водноаккумулятивний тип рельєфу, який властивий річковим терасам, що вкриті лесовидними суглинками. Це дуже рівні, навіть плоскі території, позбавлені будь-яких ерозійних форм (балок, ярів), але всіяні западинами, ерозія майже відсутня, територія майже не дренажена і тому підґрунтові води залягають неглибоко, капілярно зв'язані з ґрунтами, викликаючи їх перезволоження.

Рослинність відіграла провідну роль у формуванні ґрунтового покриву Лісостепу. Складна історія її розвитку визначила майже всю структуру ґрунтового покриву зони, зокрема географію і топографію найпоширеніших у ній опідзолених і реградованих ґрунтів та чорноземів.

Для лісостепової флористичної зони характерно чергування лісових і степових екосистем. Лісова рослинність зосереджена на високих, добре дренажених ділянках місцевості і представлена дубовими, дубово-грабовими і дубово-кленовими-липовими лісами. В долинах рік ростуть соснові і сосново-дубові ліси, а також ясен, вяз, осокір, верба, вільха. В західній частині Лісостепу острівне розповсюдження має бук.

На Правобережжі Дніпра широко зустрічається граб, в той час як на Лівобережжі він не займає домінуючої ролі. На Правобережжі перший ярус утворює дуб, ясен і явір, другий – клен гостролистий і граб польовий. В підліску: ліщина, бересклет, крушина, калина, свидина, гордовина, бузина чорна і червона.

На Лівобережжі поширений дуб з домішками клену та липи. В підліску: ліщина, клен татарський, горноклен, глід, терен, шипшина.

В західному Лісостепу перший ярус утворює дуб, граб, клен гостролистий, берест, явір, зустрічається бук. В підліску: ліщина, бересклет, глід, черемшина.

Трав'яний ярус добре розвинений і різноманітний. У його складі копитень, купина, зірочник лісовий, осока волосиста, підмаренник запашний.

В Лісостепу на піщаних борових терасах поширені соснові і сосново-дубові ліси. Заплавні ліси представлені липовими і вільховими дібровами.

Лучно-стєпова рослиннїсть Лїсостєпу приурочена до понижень і слабо дренованих вододїлїв. Лучнї стєпи тепер всї розоранї. Тому природна рослиннїсть на них майже вїдсутня.

В минулому для Лїсостєпу характернї лучнї стєпи, якї поєднували ознаки лукїв та стєпїв. Тут були поширенї рїзнотравно-ковилївї, рїзнотравно-типчакково-ковилївї, типчакково-тонконоговї, рїзнотравно-куничниковї-стєколосовї угруповання, домінантами яких є ковїла волосиста, їоанна вузьколиста, типчак, келерїя гребїнчаста і пївнічностєпова; рїзнотрав'я – гадючник, шавлїя лучна і поникла, шолудавник чубатий.

У заплавах рїчок поширенї заплавлнї луки: в умовах перемїнного водного режиму прируслової частини розвивається вузьколистоноговї й ранньоосоковї остєпенї луки, у центральнїй частинї – лучнокострицевї, повзучопирїїнї, лучнолисохвостовї луки, а в притерасї – воднолєпешняковї, лїсячоосоковї і гостроосоковї болотистї вїдмїни. Однак в заплавах Днїпра і його лївобережних притоках, зї значним поширенням засолених і солонцевих ґрунтїв в складї лучної рослиннїстї з'являються галофїти. При содовому засоленнї – хрїниця хрещувата, покїсниця розставлена, стєлошок середнїй, лутїга дрїбнолисткава; хлоридному – свїнорїй пальчастий, лутїга татарська, тамарикс.

Болїт на територїї Лїсостєпу мало (230 тис. га). Це низиннї болота. В умовах близького залягання вапнякових і лесових порїд формуються алкалїтрофнї болота, покритї трав'яними, трав'яно-гїпновими, а в притерасї – вїльховими ценозами.

Ґрунтотворнї породи. Характерною особливїстю складу ґрунтотворних порїд Лїсостєпу є їх лїтологїчна одноманїтнїсть на територїї. За винятком заплавлних, пїщаних терасових і сильнєеродованих ґрунтїв, що залягають на єлювїї корїнних порїд. Решта ґрунтїв сформувалась на лесах. У пївнічно-захїднїй частинї лесах переважно властивий грубопилувато легкосуглинковий механїчний склад, що обумовлює високу здатнїсть до розмивання і викликає їнтенсивнє яроутворення на сїльськогосподарських угїддях, а також площинний змив ґрунтїв.

У межах Приднїпровської терасовї низовини лєси переважно середньо-суглинкового механїчного складу. Для них характерна висока насиченїсть кальцїєм, нейтральна реакцїя, формування сприятливих водно-фїзичних і фїзико-механїчних властивостей ґрунтїв. Все це обумовлено специфїкою хїмїчного і мїнерального складїв породи, до якої входить вїд 6 до 13% вуглекислих солей кальцїю і магнїю. Негативною властивїстю ряду лесових порїд Приднїпровської терасовї рївнини (на Лївобережжї) є засоленїсть їх водорозчинними солями (головним чїном содою), близьке залягання до поверхнї слабомїнералїзованих (але тих, що

містять соду) ґрунтових вод. Це обумовлює утворення солончакуватих ґрунтів і солонців содового засолення.

Волино-Подільська і Лівобережна підвищена рівнини характеризуються давнім водноерозійним рельєфом, що добре дрениє місцевість і сприяє ерозії. На плакорних нееродованих чи малоеродованих (широкохвилястих) ділянках лесова товща досягає досить значної потужності (25-30 м), розчленовуючись при цьому на 5-6 ярусів, розділених 4-5 горизонтами похованих ґрунтів.

На сильноеродованих територіях, наприклад на Поділлі, в Придніпров'ї та інших аналогічних місцях з вузькохвилястим та гребнеподібним рельєфом, лес часто відсутній зовсім (його змито), а ґрунтоутворюючими виступають місцеві корінні породи. У крайній південній частині зони Лісостепу в основі лесової товщі з'являється так званий «шоколадний лес», потужність якого на південь зростає. Такі особливості супроводжуються інтенсивнішим вивітрюванням первинних мінералів і нагромадженням плівок гідрооксидів заліза, важким механічним складом (важкий суглинок, легка глина).

На південній периферії Лівобережного високого Лісостепу в нижніх горизонтах ґрунтового профілю з'являється солевий акумулятивний горизонт, що містить сульфати, особливо гіпс.

Отже переважаючі ґрунтоутворні породи лісостепової зони – леси і лесовидні суглинки. Головною особливістю яких є карбонатність, сприятливі фізичні і фізико-хімічні властивості, що в багатьох випадках визначає агрономічно цінні властивості ґрунтів зони.

3.3.2. Генезис ґрунтів Лісостепу

Формування ґрунтів Лісостепу України проходить в умовах помірно теплого і помірно вологого клімату, складного розчленованого рельєфу, під наметом широколистяної лісової і лучно-степової трав'яної рослинності на карбонатних ґрунтоутворних породах (переважно лесах і лесовидних суглинках).

ґрунти лісостепової зони мають ґрунтовий профіль, диференційований за елювіальним типом (крім чорноземів вилугованих і типових). Провідними ґрунтоутворними процесами в зоні є дерновий (гумусо-акумулятивний) і підзолистий. Крім них протікають процеси лесиважу, вилуговання і реградації.

Питанню походження лісостепової зони і зональних ґрунтів присвячено багато досліджень. Вивчення генезису сірих лісових ґрунтів пов'язано з іменами В.В.Докучаєва, С.І.Коржинського, І.В.Тюриня,

В.Р.Вільямса, В.І.Танфільєва і багатьох інших вчених. Про походження лісостепового ландшафту відповідних йому ґрунтів існує декілька гіпотез.

Природно-історична гіпотеза формування сірих лісових ґрунтів під корінними широколистяними лісами, а чорноземів під лучно-степовою рослинністю сформульована В.В.Докучаєвим. На його думку сірі лісові ґрунти самостійний тип: ясно-сірі і сірі ґрунти утворювалися під впливом переважно лісової рослинності, а темно-сірі зазнали слабого впливу лісу, при більш інтенсивному впливі трав'яної рослинності.

Гіпотеза заліснення території (деградації) висвітлена С.І.Коржинським і підтримана П.А.Костичевим, М.М.Сибірцевим, К.Д.Глинкою. Згідно положень даної гіпотези сірі лісові ґрунти мають вторинне походження і утворилися з чорноземів. Спочатку з півночі відбувається наступ лісової рослинності, яка витісняє степову трав'яну рослинність, викликаючи деградацію чорноземів і утворення на їх основі сірих лісових ґрунтів.

Гіпотеза остепення території (проградації) про поступове витіснення лісу степовою рослинністю була започаткована В.І.Танфільєвим, П.М.Криловим, її дотримувалися В.Р.Вільямс, В.О.Францисон, І.В.Тюрин та ін. За уявленнями прихильників даної гіпотези на території сучасного Лісостепу росли шпилькові і дрібнолистяні ліси, які внаслідок потепління клімату змінювались широколистяними лісами, а слідом і трав'яною рослинністю. Такі зміни сприяли затуханню підзолистого процесу ґрунтоутворення і посиленню дернового. За таких умов сірі лісові ґрунти поступово трансформувались в чорноземи. Там де ліс зберігся, залишилися сірі лісові ґрунти.

В.В.Докучаєв відстоював свою *ідею про генетичну самостійність сірих лісових ґрунтів*. Це підтвержують сучасні експериментальні дані вивчення біологічного кругообігу речовин і розвитку дернового та підзолистого процесів, які свідчать про вірність поглядів Докучаєва. Встановлено, що ландшафтно-географічна зона поширення сірих лісових ґрунтів стабільна у просторі і часі. Ґрунтоутворення під наметом широколистяних, переважно дубових, лісів за участю лучно-степової трав'яної рослинності приводить до формування сірих лісових ґрунтів, які слід вважати як самостійний генетичний тип.

Разом з тим допускається, що процеси висвітлені в гіпотезах С.І.Коржинського і В.І.Танфільєва мають локальне значення. Процес деградації чорноземів (в їх розумінні) спостерігається в південних, а проградації в північних районах лісостепової зони.

В лісостеповій зоні під наметом широколистяних лісів підзолистий процес протікає повільніше ніж в зоні Полісся, а добре розвинута трав'яниста рослинність створює кращі умови для дернового процесу. За умов періодичного промивного водного режиму змінюється характер і інтенсивність кругообігу речовин та умови гуміфікації. В ґрунт та на його

поверхню щорічно надходить значна маса рослинного опаду, багатого азотом, основами і особливо кальцієм.

В північній частині Лісостепу під широколистяними лісами органічні сполуки, що утворюються в процесі мікробіологічної трансформації мінералізуються повільно. Частково вони нейтралізуються основами, які містяться в опаді з утворенням складних органо-мінеральних речовин, однак значна їх частина припадає на гумінові кислоти не зв'язані з кальцієм, які здатні до міграції. У верхньому горизонті нерозчинних гумусових речовин утворюється мало.

Розчинні органічні сполуки повільно руйнують силікати, утворюють комплексні сполуки з залізом і разом з ним в періоди достатнього зволоження мігрують вниз по профілю ґрунту, полімеризуючись в ілювіальному горизонті. Так утворюються ясно-сірі і сірі лісові ґрунти, які мають чітку диференціацію за елювіально-ілювіальним типом.

Далі на південь Лісостепу під зрідженими освітленими дубовими лісами збільшується частина трав'яної рослинності, процес гумусонакопичення посилюється. Зростання сухості території, коливань добових і сезонних температур посилює розклад мікроорганізмами багатого зольними елементами опаду і утворення гумінових кислот, пов'язаних з кальцієм. За таких умов утворюються темно-сірі опідзолені ґрунти. Для них характерно збереження розподілу профілю на зони вимивання і акумуляції. Однак в цих ґрунтах важко встановити ознаки руйнування органо-мінеральних сполук і утворення нових ґрунтових мінералів в ілювіальному горизонті.

Таким чином, в лісостеповій зоні під широколистяною деревною і розвинутою трав'яною рослинністю процес гумусонакопичення має свою особливість. Надходження органічних речовин в сірі лісові ґрунти пов'язано з переносом їх нисхідними потіками вологи з лісової підстилки. Гумусовий горизонт цих ґрунтів поширюється глибше в низ.

Гумусо-аккумулятивний (дерновий) процес в умовах Лісостепу протікає не самостійно. При формуванні сірих лісових ґрунтів він поєднується з процесами опідзолення і лесиважу.

Підзолистий процес ґрунтотворення в лісостеповій зоні послаблений, бо лісовий опад широколистяних лісів, багатий зольними елементами і особливо кальцієм, а ґрунтотворними породами є леси і лесовидні суглинки, які мають значний вміст карбонатів.

Лесиваж – процес механічного виносу колоїдів в слабогумусованому, біологічно активному, середньо- або слабокислому середовищі. Кислоти, які утворюються в лісовому опаді, малоагресивні і руйнівної дії щодо мінеральної частини ґрунту не виявляють. При лесиважі глинисті і мулисті частинки зазнають лише механічного переносу без будь-яких хімічних трансформацій. Це підтверджується однорідністю валового і мінералогічного складу мулистої фракції по генетичних горизонтах сірих

лісових ґрунтів. Співвідношення $\text{SiO}_2:\text{FeO}_3$ в мулистій фракції лесивованих ґрунтів з глибиною майже не змінюється.

В лісостеповій зоні поширений *процес реградації*, суть якого полягає в тому, що при потеплінні клімату, вирубці лісів і розорюванні земель відбувається заміна деревної рослинності на трав'яну або культурну. За таких умов змінюється гідротермічний режим ґрунту. Висхідні токи вологи набувають переваги над нисхідними. Вологи випаровується більше, ніж надходить з атмосферними опадами. Органічні рештки, що надходять в ґрунт частково мінералізуються, а решта гуміфікується у вигляді фульво- і гумінових кислот. Склад гумусу стає гуматно-фульватним.

Глибоко проникаюча коренева система трав'яної рослинності використовувє кальцій з низчих горизонтів ґрунту, який після їх відмирання накопичується в формі CaCO_3 у верхній частині профілю. Гідрокарбонати кальцію $[\text{Ca}(\text{HCO}_3)_2]$ надходять угору по капілярах ґрунту з висхідними токами вологи. Відбувається насичення вбирного комплексу основами, змінюється реакція середовища від кислої до нейтральної, лінія «закипання» піднімається в ілювіальний горизонт, а іноді вище, покращуються водно-фізичні та фізико-хімічні властивості. В гумусо-елювіальному горизонті утворюється дрібногрудочкувата або зерниста структура. Загальний вміст гумусу підвищується. За рахунок активізації життєдіяльності мікро- та мезофауни ґрунт стає пухкішим, пронизаним густою мережею черворіин.

Проте ознаки елювіально-ілювіальної диференціації профілю зберігаються. За морфологією в гумусо-елювіальному горизонті на структурних окремостях присутня борошниста крем'янка. Ілювіальний горизонт має буре забарвлення і призматичну структуру, а за даними хімічних аналізів спостерігається перерозподіл мулу та півтораоксидів по профілю. Так утворюються сірі та темно-сірі реградовані ґрунти.

Отже *сірі лісові ґрунти* утворюються під впливом сумісного протікання трьох основних процесів: *гумусо-аккумулятивного* (дернового), *опідзолення* (підзолистого) і *лесиважу*. За певних умов проявляється процес реградації. Характер проходження і інтенсивність процесів змінюються залежно від факторів ґрунтоутворення.

Походження чорноземів довгий час знаходилося у центрі уваги дослідників. Вивчення чорноземів степів в свій час відіграло провідну роль у створенні в Росії ґрунтознавства як науки.

Першим дослідником чорнозему на території Російської імперії був М.В.Ломоносов. Він перший розробив в основному вірну теорію походження чорноземів. Ще у 1763 р. він відзначав, що походження чорнозему пов'язано з гниттям тваринних і рослинних тіл.

Однак вчення М.В.Ломоносова про походження чорнозему тривалий час лишалось непоміченим. Навіть після опублікування В.І.Вернадським

(1900р.) висловлювань М.В.Ломоносова частина вчених не знайшла можливим визнати його першим дослідником, який дав практично вірну теорію походження чорноземів.

Про походження чорноземів існує понад двадцять гіпотез, проте їх можна звести до декількох основних. Так, Палас (1799р.), Мурчинсон (1842р.), Петцольд (1851р.) та ін. пов'язували *походження чорноземів з морськими відкладеннями*: мулом і тваринними залишками. Ехвальд (1850р.), Борисяк (1852р.), Романовський (1863р.) та ін. висловлювались за *болотне походження чорноземів*. Тюльденштедт (1787р.), Болотов (1791р.), Терман (1832р.), Еверсман (1870р.) вважали що чорнозем має *наземне рослинне походження*. Однак Докучаєв «батьком» наукової постановки питання про походження чорнозема вважав Ф.Рупрехта (1866р.). Відомо, що Рупрехт дійшов висновку, що *чорнозем утворився з степової рослинності шляхом просочування перегною згори до низу*.

П.Карпинський(1873р.), Г.І Таперильєв (1894р.) основним фактором в утворенні чорнозему вважали лес – ґрунтотворну породу. Ч.Дарвін надавав вирішальну роль в утворенні чорноземів не рослинам, а тваринам, як населяють ґрунт, і в першу чергу дощовим черв'яками.

В.Докучаєв в своїй класичній праці «Русский чернозем» (1883р.) після критичної оцінки всіх теорій походження чорнозему дійшов висновку, що чорнозем утворюється під впливом степової трав'яної рослинності на будь якій породі, як шляхом просочування перегною зверху, так і гуміфікацією кореневих решток у масі ґрунту, і що ні ліс, ні болото не здатні створити чорнозем. ***Докучаєв походження чорнозему сформулював як результат сукупної дії клімату, віку країни, рослинності, рельєфу місцевості і материнської породи***, але по суті в утворенні чорнозему надавав визначного значення кліматичним умовам.

В протилежність цьому П.А.Костичев (1885) провідну роль в утворенні чорнозему надавав властивостям самої маси ґрунту, біологічній діяльності організмів, рельєфу; стану вологості або сухості ґрунту; він ставить це у залежність не від клімату, а від пухкості і щільності ґрунту, рівнинності і нахилу місцевості. Своїми спостереженнями Костичев показав, що межі поширення чорноземів не співпадають з кліматичними границями. Досить переконливо критикуючи Рупрехта і частково Докучаєва про вимивання перегною зверху, Костичев висловлювався за утворення перегною в масі ґрунту лише за рахунок розкладу кореневих решток на місці.

В.Р.Вільямс, розвиваючи точку зору Костичева, вважав чорнозем продуктом історичного розвитку, пов'язуючи його походження з еволюцією болотних і дерново-підзолих ґрунтів. Враховуючи історичні і біологічні моменти, Вільямс надавав великого значення властивостям материнської породи, її хімічному складу, на що не звернув відповідної

уваги Костичев. В зв'язку з цим він розрізняв чорноземи на карбонатній і некарбонатній моренах.

За сучасних уявлень в лісостеповій зоні чорноземний (гумусо-аккумулятивний) процес ґрунтотворення протікає під наметом трав'яної рослинності в умовах помірно вологого клімату ($\Gamma\text{TK}=1$), переважно на пухких карбонатних ґрунтотворних породах (лесах і лесовидних суглинках). Суть процесу полягає у збагаченні ґрунтотворної породи або ґрунтової товщі (особливо верхньої частини специфічними гумусовими речовинами кислотної природи (переважно гуміновими і фульвокислотами та гуміном). Складовими гумусо-аккумулятивного процесу є ґрунтотворення і гумусонакопичення.

Гумусотворення – процес мікробіологічного розкладу рослинних решток на місці їх відмирання і наступної їх гуміфікації без переміщення по профілю ґрунту. Воно характеризується утворенням гумусових плівок темного забарвлення на поверхні і в середині агрегатів грудочкуватої або зернистої структури та потемнінням верхніх горизонтів загалом, які містять найбільшу кількість живих і відмерлих коренів.

Гумусонакопичення – процес акумуляції гумусу у поверхневому горизонті ґрунту внаслідок розкладу рослинних решток, гумусотворення, переміщення і поступового збагачення ним горизонтів ґрунту. Цей процес призводить до утворення поверхневого найбільш темного і оструктуреного у профілі гумусового горизонту, грудкуватої або зернистої структури.

Помірне або періодичне зволоження за непромивного водного режиму, яке характеризується чергуванням нисхідних і висхідних токів ґрунтової вологи, призводить до рівномірного насичення товщі гумусовими речовинами вилугування легкорозчинних сполук гідрокарбонатів кальцію та магнію.

Карбонати кальцію та магнію вимиваються з верхньої частини профілю у перехідні до ґрунтотворної породи горизонти. Насиченість ґрунтового вбирного комплексу Ca^{++} і Mg^{++} та закріплення ґрунтових колоїдів (коагуляція) сприяє створенню агрономічно цінної водотривкої зернисто-грудочкуватої структури. Накопичення гумусу супроводжується підвищенням запасів азоту, вуглецю, сірки, фосфору, кальцію, магнію та інших біофільних елементів. Руйнування мінеральної частини ґрунту не спостерігається.

Отже гумусово-аккумулятивний процес призводить до формування чорноземних ґрунтів, які характеризуються високою гумусованістю, насиченістю ґрунтового вбирного комплексу Ca^{++} і Mg^{++} , нейтральною або близькою до неї реакцією ґрунтового розчину, сприятливими фізичними, водно-фізичними і фізико-хімічними властивостями. Профіль ґрунтів являє собою поступовий перехід від гумусового горизонту до

негумусованої ґрунтотворної породи. Перерозподіл колоїдів у профілі відсутній. Так утворюються чорноземи типові.

За певних умов коли гумусово-акумулятивний процес протікає сумісно з підзолистим утворюються чорноземи опідзолені. Вони поширені в північній частині Лісостепу і приурочені до периферії існуючих або колишніх широколистяних просвітлених лісових масивів.

У своєму розвитку чорноземи опідзолені пройшли дві фази – нетривалу лісову (підзолисту) і степову (чорноземну). Тому їх профіль має ознаки підзолистого процесу (диференціація профілю за елювіально-ілювіальним типом, наявність кремнеземистої присипки в гумусовому горизонті, ущільнення і оглинення в середній частині профіля, горіхувату структуру в ілювіальному горизонті, сліди коренів дерев'яних порід, глибока вилугованість від карбонатів) і гумусово-акумулятивного (рівномірна, глибока і висока гумусованість, сліди землерійів на глибині до 2 м).

За сумісного протікання процесів гумусово-акумулятивного і вилугування утворюються чорноземи вилуговані.

Вилугування – процес збіднення того чи іншого горизонту основами внаслідок їх виходу з ґрунтового вбирного комплексу, розчинення і наступного вносу. Вилуговані з верхніх горизонтів основи можуть бути винесені за межі ґрунтового профілю або акумульовані у відповідному ілювіальному горизонті

Вилугуванню карбонатів сприяють періоди з відносно великою кількістю опадів, полегшений механічний склад ґрунтотворних порід та форми рельєфу, за яких акумулюються води поверхневого стоку.

Утворилися чорноземи вилуговані під рідкістїйними широколистяними лісами на периферії лісових масивів під лучною різнотравно-злаковою рослинністю в атмосферних умовах з додатковим внутріґрунтовым дренажем. Їх формування пов'язано з вимиванням карбонатів нисхідними токами води. Вилугування кальцію супроводжується збільшенням глибини гумусових горизонтів і профілю в цілому при зменшенні вмісту гумусу.

Чорноземи вилуговані невеликими масивами зустрічаються по всій лісостеповій зоні, але основні їх ареали зосереджені на Правобережжі, особливо на Подільській височині та у західному Лісостепу. Вони оплямовують чи вклинюються в масиви чорноземів опідзолених або типових і за ознаками займають проміжне положення між ними.

Як і в сірих лісових ґрунтах, так і в чорноземах опідзолених може відбуватися процес реградації. Чорноземи реградовані формуються виключно в атмосферних умовах на увалистих вододілах або схилах південної та південно-західної експозиції, на околицях чорноземів опідзолених чи серед них, займаючи вершини пагорбів

Це ґрунти складного генезису, вони утворилися переважно з чорноземів опідзолених звільнених з-під лісу і сильно змінених давньою землеробською культурою, яка відновила дерновий (гумусо-аккумулятивний) процес. Заміна дерев'яної рослинності на трав'яну викликає зміну гідрологічного режиму ґрунту, посилює висхідні токи вологи, разом з якими відбувається піднесення карбонатів з ґрунтоутворної породи (лесу) і вторинне закарбонатування раніше вилугованих горизонтів, йде інтенсивне насичення колоїдного комплексу увібраним кальцієм, підвищується гумусованість, покращується оструктуреність, спостерігається деяке зривлення ґрунтової маси, реакція ґрунтового розчину стає нейтральною або наближається до неї. В цілому покращуються водно-фізичні і агрономічні властивості раніше опідзолених ґрунтів. Проте ознаки, набуті при проходженні підзолистого процесу, зберігаються. Це наявність елювіально-ілювіальної диференціації і перерозподілу оксидів по профілю ґрунту.

Чорноземи реградовані у ґрунтовому покриву Лісостепу за площею знаходяться на третьому місці після чорноземів типових і сірих лісових ґрунтів. Поширені вони серед чорноземів вилугованих і опідзолених. Зустрічаються в правобережному (на Придніпровській височині), лівобережному і західному Лісостепу.

Формування ґрунтів лісостепової зони протікає в умовах нестійкого атмосферного зволоження, складного розчленованого рельєфу, під впливом широколистяної лісової і трав'яної різнотравно-злакової рослинності, переважно на карбонатних ґрунтоутворних породах (лесах і лесовидних суглинках). Тому за протікання дернового і підзолистого процесів та багатовікової діяльності людини ґрунтоутворний процес проходив неодноразово і по-різному. Зональними ґрунтами Лісостепу є – сірі лісові ґрунти і чорноземи типові, опідзолені, вилуговані, реградовані. По долинах річок поширені лучні і лучно-болотні ґрунти, зустрічаються болотні. На Лівобережжі є масиви солончакуватих і солонцевих ґрунтів.

Ясно-сірі і сірі лісові ґрунти поширені в північній частині Лісостепу і займають площу 1635,5 тис.га або 12,4%, відповідно темно-сірі й чорноземи опідзолені 3271,0 тис.га або 24,7% і найбільші площі 7213,7 тис.га або 54,6% орних земель приходиться на чорноземи типові. Решта ґрунтів займає 4,4% від площі ґрунтів зони.

3.3.3. Сірі лісові ґрунти та їх класифікація

Сірі лісові ґрунти вперше були описані В.В.Докучаєвим в роботі «Русский чернозем» (1883). В подальшому М.М.Сибірцев (1895) виділив їх як самостійний тип ґрунтів (лісові землі). Роботами К.Д.Глінки, С.О.Захарова, А.А.Завалишина, І.В.Тюрина, В.М.Фридланда Е.М.Іванова та багатьох інших вчених тип сірих лісових ґрунтів було поділено на три підтипи: ясно-сірі, сірі і темно- сірі лісові ґрунти.

Проте в Україні Н.Б.Вернандер, М.І.Полупан, Н.М.Бреус та інші вчені враховуючи характер та інтенсивність протікання процесу опідзолення в лісостеповій зоні вважають за доцільне виділяти два виразно відмінні типи ґрунтів: справжні лісові, власне підзолисті лісостепові (сірі та ясно-сірі лісові) і опідзолені (темно-сірі та чорноземи опідзолені). Класифікація сірих лісових ґрунтів подана в табл. 3.19.

Згідно класифікації виділяють три типи сірих лісових ґрунтів: *сірі лісові*, *сірі лісові поверхнево-оглеєні* і *сірі лісові оглеєні*.

Тип сірих лісових ґрунтів поділяється на 7 підтипів. В західній частині Лісостепу формуються ясно-сірі буруваті, ясно-сірі вологі, сірі буруваті та сірі вологі ґрунти. На Правобережжі і менше на Лівобережжі – ясно-сірі та сірі лісові ґрунти. В гірській області Криму - сірі гірсько-лісостепові ґрунти.

Таблиця 3.19 – Класифікація сірих лісових ґрунтів

(Інститут ґрунтознавства і агрохімії УААН ім..О.Н.Соколовського, 1988)

Тип	Підтип	Рід	Вид
Сірі лісові	Ясно-сірі буруваті, ясно-сірі вологі, ясно-сірі, сірі буруваті, сірі вологі,сірі, сірі гірські	Модальні, еродовані, вторинно-лучнуваті, реградовані, мочаристі, плантажовані	Модальні, за ступенем еродованості, реградованості, глибиною лучнованості і підстилення
Сірі лісові поверхнево-оглеєні	Ясно-сірі поверхнево-оглеєні, сірі поверхнево-оглеєні	Модальні	За ступеням оглеєння
Сірі лісові оглеєні	Ясно-сірі оглеєні, сірі оглеєні	Модальні, засолені	Модальні за глибиною, ступенем засолення і оглеєння

Розподіл на ясно-сірі та сірі лісові ґрунти здійснюється за морфологічними ознаками. Перші мають гумусо-елювіальний горизонт (HE) глибиною до 20 см, за яким чітко виражені елювіальний (Eh) та ілювіальний (I) горизонти, і ґрунтотворна порода (Pк). В сірих лісових

грунтах гумусо-елювіальний горизонт глибший (20-30 см) і відсутній чисто елювіальний горизонт.

Найбільш поширені роди сірих лісових ґрунтів:

- *модальні (звичайні)* – ознаки і властивості відповідають основним характеристикам підтипу. У найменуванні сірих лісових ґрунтів назва даного роду опускається, еродовані відрізняються від модальних частково або повною відсутністю верхніх генетичних горизонтів внаслідок процесів водної ерозії;

- *намиті* – зустрічаються на шлейфах схилів і днищах балок, формуються за рахунок додаткового наміву, гумусово-елювіальний горизонт у порівнянні з модальними ґрунтами більш глибокий, часто шаруватий;

- *реградовані (вторинно насичені)* відрізняються від модальних родів сірих лісових ґрунтів підвищеною лінією залягання карбонатів. «Закипання» від 10% НС1 спостерігається в ілювіальному (Ik), рідше у наділювіальному (E1/к, H1/к) горизонті;

- *вторинно лучнуваті та лучні* - зустрічаються в зонах підтоплення серед сірих лісових ґрунтів. Характеризуються заляганням ґрунтових вод на глибині 3-5 м у лучнуватих і вище 3 м - у лучних. В залежності від часу підтоплення ґрунтоутворна порода може бути оглеєна або мергелізована;

- *засолені* - формуються в умовах близького (2-4 м) рівня мінералізованих ґрунтових вод; зустрічаються серед сірих лісових оглеєних ґрунтів.

Розподіл сірих лісових ґрунтів на види за ступенем еродованості:

- *слабозмиті* - гумусо-елювіальний горизонт (HE) змитий до 1/3 перинної глибини, втрачено до 20% гумусу, на поверхні ріллі вимоїни.

- *середньорозмиті* - гумусо-елювіальний горизонт (HE) змитий більше як на 1/3, втрачено 20-40% гумусу, під час оранки розорюють верхню частину горизонту Ih, орний шар має буруватий відтінок.

- *сильно розмиті* – змито весь гумусо-елювіальний (HE), елювіально-ілювіальний (E1) і частково ілювіальний (I) горизонти; втрачено 40-60% гумусу, орний шар складається переважно з ілювіального горизонту.

За ступенем реградації:

- *слабореградовані* – ілювіальний горизонт (IPк) і слабо- ілювіювана частина ґрунтоутворної породи (Pік) містять певну кількість карбонатів. У порівнянні з горизонтами модальних видів більш розпушені.

- *середнореградовані* – карбонати містить нижня частина ілювіального горизонту (Ik).

- *сильнореградовані* – окарбонатачена верхня частина ілювіального горизонту (Iпк).

За характером і ступенем оглеєння:

- *поверхнево-оглеєні* – характеризуються поверхневим оглеєнням усього ґрунтового профілю і верхньої частини безкарбонатної лесової

породи. Оглеєння у вигляді вохристих або сизовохристих плям, з наявністю дрібних бобовин. Серед сірих лісових та сірих лісових оглеєних не виділяють.

–*грунтово-оглеєні* – зволоження змішане, але оглеєння обумовлено неглибоким (2-4 м) заляганням підґрунтових вод. Виділяють тільки в сірих лісових оглеєних ґрунтах, які поділяють на глеюваті і глейові.

–*глеюваті* – оглеєні, перехідні до породи ілювіювані горизонти і порода (IPgl, Pigl, PKgl); оглеєння у вигляді сірих або іржаво-вохристих плям і розводів, поодинокі бобовини чи пунктуації.

–*глейові* – характеризуються оглеєнням в ілювіальному, перехідних ілювіальних горизонтах і породі (Igl, Ipgl, Pigl, PKgl). Ознаки оглеєння проявляються чіткіше, сизе або зеленкуватосизе забарвлення на бурому фоні, бобовини.

За глибиною і ступенем засолення:

–*солончакуваті* – з глибини 40-50 см засолені переважно содою. Реакція ґрунтового розчину в горизонті HE слабокисла або близька до нейтральної. Виділяють тільки серед сірих лісових оглеєних ґрунтах.

–*солончакові* – характеризуються засоленням переважно содою всього ґрунтового профілю, при підсиханні на поверхні утворюються білуваті вицвіти солей, іноді кірка, реакція ґрунтового розчину слаболужна. Виділяють тільки серед сірих лісових оглеєних ґрунтах.

Виділяють літологічну серію, тобто ґрунтоутвірні породи, на яких формуються сірі лісові ґрунти. Переважно це леси та лесовидні суглинки. Проте в їх якості можуть бути алювіальні, водно-льодовикові, червоно-буроглинисті, лесові відкладення, що підстилаються пісками, рінею, глиною, щільними карбонатними породами, вапняками, сланцями та ін.

Виділяють варіанти: цілинні, освоєні, окультурені, зрошувані, дренавані. Поділ на різновидності здійснюється за механічним складом ґрунту: піщані, глинисто-піщані, супіщані, легко-, середньо і важкосуглинкові.

Будова профілю і морфологічні ознаки

Сірі лісові ґрунти.

Генетично профіль сірих лісових ґрунтів характеризується чітким розподілом за елювіально-ілювіальним типом. В верхньому неглибокому гумусо-елювіальному горизонті відмічається акумуляція гумусу. Наступний – елювіально-ілювіальний горизонт за яким йде ілювідована порода. За класифікацією на підтиповому рівні виділяють *ясно-сірі* і *сірі лісові ґрунти*.

Ясно-сірі лісові ґрунти поширені переважно в центральній частині Лісостепу. Залягають на дренованих територіях і обрамлені менш опідзоленими ґрунтами (сірими лісовими, темно-сірими опідзоленими та чорноземами опідзоленими). На Лівобережжі зустрічаються невеликими плямами серед сірих лісових ґрунтів на високих добре дренованих прирічкових терасах, а також на лесових островах Полісся.

На відміну від дерново-підзолистих ґрунтів сформувались під листяними лісами на карбонатних лесах і лесовидних суглинках. Вміст гумусу під лісом 4-5,5%, в освоєних 1-2,3%. В складі гумусу переважають фульвокислоти.

Профіль ясно-сірих лісових ґрунтів має таку будову:

Но – лісова підстилка, глибиною 1-2 см, складена з добре розкладеного листя та гілок;

НЕ – гумусо-елювіальний горизонт, під лісом глибиною 8-15 см, грудкувато-плитчастий, в освоєних 26-28 см, ясно-сірий, збіднений мулом, збагачений борошнистою присипкою SiO_2 , порошисто-грудкувато-плитчастий, слабоущільнений, перехід ясний;

Е(н) – елювіальний горизонт, дуже слабо нерівномірно гумусовані глибиною 8-15 см під лісом і 1-2 см в освоєних, бруднувато-білуватий, складений з тонкодисперсного кварцу і польових шпатів, тонкоплитчастий або листуватий, перехід ясний;

І – ілювіальний глибиною 35-60 см, червоно-бурий або бурий від R_2O_3 призматичний, на гранях структурних окремоостей присипка SiO_2 і колоїдне лакування, щільний, перехід поступовий;

ІР – перехідний добре ілювіований горизонт, глибиною 15-25 см, червонувато-бурий, призматично-грудкуватий, натіки колоїдів, менш щільний, перехід поступовий;

Рі – слабоілювіована порода глибиною 20-30 см, буро-пальова, з натіками колоїдів, грудкувата, слабоущільнена, перехід різкий, добре помітна за лінією «скипання»;

Рк – ґрунтотворна порода – буровато-пальовий або пальовий лес; карбонати у формі псевдоміцелію чи прожилок.

Сірі лісові ґрунти поширені в Центральному Лісостепу, де займають значні масиви, обрамлені слабоопідзоленими ґрунтами (темно-сірими опідзоленими і чорноземами опідзоленими). Багато їх у Придніпров'ї. На Лівобережжі зустрічаються на високих лесових терасах приток Дніпра. На Поліссі займають лесові острови. В ґрунтах під лісом містять 4-6% гумусу, в освоєних 1,5-27%. В складі гумусу переважають фульвокислоти.

Профіль сірих лісових ґрунтів має таку будову:

Но – лісова підстилка глибиною 1-2 см, складена з добре розкладеного листя та гілочок;

HE – гумусово-елювіальний горизонт глибиною 25-35 см, темнувато-сірий, зернисто-грудковий з плитчастим поділом, на структурних окремостях рясна присипка SiO₂, слабо-ущільнений, перехід ясний;

Eh – елювіально-елювіальний слабо і нерівномірно гумусований горизонт глибиною 15-20 см, брудно-бурий, плямистий, натіки гумусу, білуваті плями SiO₂, грубо-горіхуватий, щільний, на гранях структурних окремостей червоно-буре лакування, перехід поступовий;

I – ілювіальний горизонт, глибиною 40-60 см, червоно-бурий від R₂O₃, призматичний, на гранях структурних окремостей червоно-буре колоїдне лакування, щільний, перехід поступовий;

IP – перехідний ілювіований горизонт, глибиною 40-60 см, червоно-бурий від R₂O₃, призматичний, на гранях структурних окремостей червоно-буре колоїдне лакування, щільний, перехід поступовий;

Pi – слабоілювіована порода, глибиною 20-30 см, буро-пального забарвлення, з бурими натіками колоїдів, грудкуватий, слабоущільнений, перехід різкий, помітний за лінією «закипання»;

Pк – ґрунтотвірна порода – пальовий лес, карбонати у формі прожилок або псевдоміцелію.

Сірі лісові буруваті ґрунти.

Зустрічаються невеликими ареалами на Прикарпатті, Опіллі, Росточі, Поділлі, Прут-Дністровському межиріччі. Сформувались під буково-грабовими чи дубово-грабовими лісами з добре розвинутою трав'яною рослинністю на лесовидних ґрунтотвірних породах.

За доброї дренажності території і вологого клімату сірі лісові ґрунти набувають ознак буроземів: значної вилугуваності, відсутності карбонатів, ненасиченості основами, мають значну кислотність і підвищений вміст рухомого алюмінію. Профіль диференційований за елювіально-ілювіальним типом. Ознаки переміщення колоїдів та оглиненість виражені слабо, слабке колоїдне лакування, значна біогенність.

На підтиповому рівні розрізняють ясно-сірі та сірі лісові ґрунти.

Ясно-сірі лісові буруваті ґрунти мають таку будову профілю: Но_{1-2 см}+ +HE₁₀₋₁₈+E(h)₁₀₋₁₅+ I_{70-90 см}+Pi_{20-40 см}+P-

Сірі лісові буруваті ґрунти поширені серед ясно-сірих лісових буруватих ґрунтів, але зустрічаються частіше. Умови їх формування і будова профілю складні. В них відсутній елювіальний горизонт E(h) і в більшій мірі розвинений гумусово-елювіальний та ілювіальний слабогумусований горизонти.

Будову профілю можна описати таким поєднанням генетичних горизонтів:

НО_{1-2см}+HE_{20-35см} + Ih_{50-70 см} +Pi_{30-50 см} +P

Сірі лісові вологі ґрунти.

Поширені в західному Лісостепу, але на відміну від буруватих ґрунтів сформувались на лесах більш важкого механічного складу. Як і попередні ґрунти поділяються на ясно-сірі та сірі лісові вологі ґрунти.

Значна кількість опадів і низька водопроникність викликають періодичне перезволоження і сезонне оглеснення, яке проявляється у вигляді іржаво-бурих плям, наявності залізо-марганцевих пунктацій і бобовин, вміст яких в надлілюв'яльному горизонті може досягати до 12% від маси ґрунту.

Карбонати у вигляді окремих журавчиків. Характерне глибоке вилуговування і висока рухомість глинистих речовин, якими заповнені порожнини, червоходи, кореневини, тріщини. Глибина профілю становить 3-4 м і більше. Вміст гумусу 1,5-5%. В складі гумусу переважають фульвокислоти.

Реакція ґрунтового розчину кисла за наявності великої кількості рухомого алюмінію (10-12 мг-екв 100 г ґрунту), ступінь насиченості основами 65-75%.

Ясно-сірі лісові вологі ґрунти поширені на Росточчі, Опіллі та Прут-Дністровському межиріччі західного Лісостепу. Приурочені до великих і середньогрибистих гряд, та високих лесових терас, де залягають на вододілах та їх схилах. Підґрунтові води стоять глибше 6 м і на процеси ґрунтоутворення не впливають.

Сформувались під дубово-буковими або буково-грабовими лісами з добре розвинутою трав'яною рослинністю на лесах і лесовидних суглинках важкого механічного складу, підстелених глинами, сланцями, вапняками які є водоупором.

Будову профілю можна описати таким поєднанням генетичних горизонтів:

$Ho_{1-2cm} + HEgl_{28-30cm} + Egl_{13-17cm} + Igl_{60-90cm} + IPgl_{25-35cm} + Pigl_{20-40(150)} + PkgI.$

Сірі лісові вологі ґрунти поширені на територіях з ареалами ясно-сірих лісових вологих ґрунтів. Умови залягання і формування подібні. Характеризуються більшою акумуляцією гумусу і менш чіткою диференціацією профілю за елювіально-ілювіальним типом. Елювіальний горизонт E(gl) відсутній

Будову профілю можна описати таким поєднанням генетичних горизонтів:

$Ho_{1-2cm} + HEgl_{30-45cm} + Igl_{70-80cm} + UPgl_{30-40cm} + Pigl_{30-50(130)} + PkgI.$

Сірі лісові оглеєні ґрунти.

Поширені в Лісостепу і на Поліссі, де формуються на безстічних вододілах і лесових терасах по западинах, улоговинах стоку, плоских слабостічних пониженнях, на шлейфах схилів, що зазнають тимчасового

перезволоження водами поверхневого стоку за неглибокого залягання підґрунтових вод.

Формуються під листяними перезволоженими лісами. За перезволоженням, в умовах анаеробіозу набуває інтенсивного розвитку процес оглеєння. За рахунок наскрізного промочування відбувається оглеєння всього ґрунтового профілю і винос за його межі продуктів ґрунтоутворення.

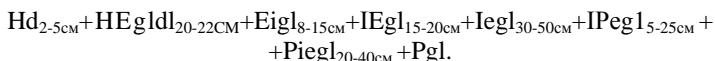
Ґрунти характеризуються інтенсивним елювіюванням. Порівняно з автоморфними аналогами вони більш кислі і менш насичені основами. Мають більш глибокий і краще гумусований профіль.

В ґрунтах чітко проявляються ознаки оглеєння: сизий відтінок в гумусово-елювіальному горизонті, у профілі рясно вохристі і сизі плями, марганцево-залістисті пунктуації і бобовини, нижня частина профілю і ґрунтоутворна порода сизі. Сірі лісові оглеєні ґрунти приурочені до від'ємних елементів рельєфу, а сірі лісові вологі – до вододілів.

Розрізняють *сірі лісові поверхнево-* і *ґрунтовооглеєні*. В сірих лісових поверхнево оглеєних ґрунтах оглеєння обумовлено періодичним поверхневим перезволоженням за глибокого залягання підґрунтових вод.

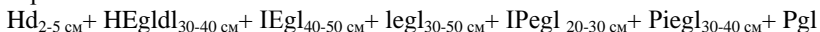
Ясно-сірі лісові поверхнево оглеєні ґрунти поширені по всьому Лісостепу і на лесових островах Полісся, де формуються на слабодренованих вододілах лесових тересах рік, по днищах западин серед сірих лісових автоморфних фунтів.

Будову профілю можна описати таким поєднанням генетичних горизонтів:



Сірі лісові поверхнево оглеєні ґрунти поширені там же де ясно-сірі поверхнево оглеєні ґрунти і залягають у неглибоких блюдцевидних западинах або на периферії глибоких западин слабодренованих вододілів та лесових терас серед сірих лісових ґрунтів. На відміну від автоморфних ґрунтів, профіль з ознаками сезонного оглеєння, в більшій мірі елювіюваний і глибший внаслідок делювіальних наносів, краще гумусований.

Будову профілю можна описати таким поєднанням генетичних горизонтів:



Сірі лісові ґрунтово оглеєні ґрунти.

Поширені переважно в західній частині Лісостепу, Лівобережжі, на лесових островах Полісся і заплавах рік високого рівня. Залягають на слабо дренованих вододілах і слабостічних терасах з близьким (2-4 м) рівнем підґрунтових вод, інколи мінералізованих, що обумовлює засолення переважно бікарбонатом натрію (NaHCO_3).

Ясно-сірі лісові ґрунтово оглеєні ґрунти найбільш великими масивами зустрічаються у східній частині Волинської височини, в північній приполіській пониженій частині лісостепової зони і на лесових островах Полісся.

Ґрунти мають чітку гумусово-елювіальну диференціацію: глибокий гумусо-елювіальний горизонт з пунктаціями і бобовинками; чітко виразний елювіальний горизонт з великою кількістю бобовин; ілювіальний оглинений з поодинокими пунктуаціями і бобовинами; перехідні горизонти оглеєні з іржаво-вохристими плямами і пунктуаціями; ґрунтотворна порода сиза, вязка; карбонати у вигляді стягнень або мергельзовані.

Будову профілю можна описати таким поєднанням генетичних горизонтів:

$Ho_{1-2\text{ см}} + HE_{20-30\text{ см}} + E_{8-15\text{ см}} + Ie_{20-25\text{ см}} + I_{35-50\text{ см}} + IPgl_{20-30\text{ см}} + Pigl_{20-30\text{ см}} + PkgI$
або Pgl.

Сірі лісові ґрунтово оглеєні ґрунти зустрічаються на тих територіях і на тих же елементах рельєфу, що і попередні ґрунти. Профіль даних ґрунтів має таку будову: $Ho + HE + Ie(h) + I + IPgl + Pigl + PKgl$ або Pgl.

Вони відрізняються відсутністю в профілі елювіального горизонту, більш глибоким (до 40 см) і краще іумусованим гумусово-елювіальним горизонтом HE, слабкою і нерівномірною гумусованістю горизонту Ie(h). Решта горизонтів і діагностичні їх ознаки подібні до ясно-сірих лісових ґрунтово-оглеєних ґрунтів.

Серед сірих лісових ґрунтово оглеєних ґрунтів виділяють види: *глейоваті* і *глейові*. У перших оглеєна ґрунтотворна порода (Pgl або PG1) і перехідний до породи горизонт (Pigl). У других оглеєна ґрунтотворна порода, перехідні та ілювіальний горизонти (Pgl+Pigl+Ipgl+Igl).

Склад і особливості сірих лісових ґрунтів

Склад і особливості сірих лісових ґрунтів пов'язані з розвитком підзолистого і дернового процесів та лесиважу. На негативних елементах рельєфу з неглибоким (2-3 м) рівнем підґрунтових вод основні ґрунтотворні процеси поєднуються з процесом оглеєння.

Формуються сірі лісові ґрунти переважно на лесових породах (97%). Їх механічний склад змінюється від супіщаного до важкосуглинкового. Найбільш поширені легко- (42,9) і середньосуглинкові (34,3%) різновиди супіщаних ґрунтів - 16,8, а важкосуглинкових - 6%.

В межах лісостепової зони механічний склад сірих лісових ґрунтів закономірно змінюється з півночі на південь. В смузі, що прилягає до Полісся, ґрунти супіщані і грубопилувато-легкосуглинкові. В центральній частин Лісостепу грубопилувато- і пилувато-середньосуглинкові і на півдні зони – важкосуглинкові.

Механічний склад ясно-сірих і сірих лісових ґрунтів по профілю важчає, особливо в ілювіальному горизонті. Кількість мулу в ньому на 10-17, а фізичної глини на 11-19% більше ніж у верхніх гумусо-елювіальних горизонтах (табл. 3.20).

Хімічний склад профілю сірих лісових ґрунтів не однорідний. Максимальний вміст SiO_2 (81-85%) спостерігається в гумусово-елювіальних горизонтах, а оксиди заліза (3-4%) та алюмінію (9-12%) нагромаджуються в ілювіальному горизонті. Про перерозподіл півтораоксидів по профілю свідчить і співвідношення $\text{SiO}_2:\text{R}_2\text{O}_3$, яке найвище (9-12) в ілювіальному горизонті В усіх вищеразміщених горизонтах і породі воно ширше. Це підтвержує інтенсивність протікання

Таблиця 3.20 – Хімічний склад, вміст фізичної глини і мулу в сірих лісових ґрунтах (Д.І.Ковалишин, Н.М.Бреус, 1979)

Показники	Ясно-сірий лісовий легкосуглинковий на лесі					Сірий лісовий середньосуглинковий на лесі				
	Генетичний горизонт									
	HE	Eh	I(h)	I	Рк	HE	EI(h)	I	Pi	Рк
Шар ґрунту, см	2-12	22-33	41-51	85-95	140-150	10-20	30-40	75-95	125-135	170-180
Вміст частинок, %										
<0,01 мм	23,4	21,5	29,6	34,5	25,1	32,8	37,1	51,6	48,5	21,9
<0,001 мм	14,2	11,7	19,5	24,2	18,7	16,9	19,1	34,3	32,6	17,1
Вміст оксидів, %										
SiO_2	83,5	85,4	83,2	79,8	77,5	83,2	81,0	75,9	77,1	85,5
Fe_2O_3	2,69	2,14	3,04	3,67	2,78	1,85	2,55	4,00	3,80	1,80
Al_2O_3	7,74	7,37	8,81	9,45	8,54	7,42	9,05	11,6	10,9	5,92
CaO	1,11	1,27	1,33	1,13	5,67	0,98	1,19	1,40	1,26	2,52
MgO	0,89	1,25	1,58	1,48	2,11	0,59	0,56	0,84	0,97	0,40
Na_2O	0,82	0,69	0,92	0,83	1,00	0,81	0,89	0,78	0,84	0,48
$\text{SiO}_2:\text{R}_2\text{O}_3$	13,9	17,8	12,6	12,1	13,0	14,7	12,9	9,15	10,0	20,4

підзолистого процесу в сірих та ясно-сірих лісових ґрунтах. Найбільш чітко опідзоленість проявляється в ясно-сірих і менше в сірих лісових ґрунтах.

Вміст гумусу в ясно-сірих лісових ґрунтах дуже низький (1,19%), в сірих – низький (2,03%) і різко зменшується з глибиною (табл. 3.21). Тому і запаси його в метровому шарі коливаються в ясно-сірих від дуже низьких (87 т/га до низьких – 125 т/га) а, в сірих лісових від дуже низьких (93 т/га) до середніх (241 т/га).

Склад гумусу по генетичних горизонтах диференційований слабо. Гумусово-елювіальні та наступні за ним елювіальні і елювіально-ілювіальні горизонти мають гуматно-фульватний тип гумусу (Стк:Сфк = 0,6-0,9), а в ілювіальних горизонтах він фульватний (Стк:Сфк=0,2-0,4). В складі гумусу по всьому профілю фульвокислоти (23-74%) переважають над гуміновими кислотами (10-33%).

Фульвокислоти представлені переважно фракціями, зв'язаними з рухомими півтораоксидами і вільними агресивними кислотами, які не закріплюються гумусово-елювіальному горизонти, руйнують його мінеральну частину і легко вимиваються в ілювіальні горизонти, де їх кількість (58-75%) максимальна.

Фізико-хімічні властивості сірих лісових ґрунтів добре відображають особливості їх генезису. За показниками обмінної кислотності вони

Таблиця 3.21 – Вміст і груповий склад гумусу сірих лісових ґрунтів (Д.І.Ковалишин, Н.М.Бреус, 1979)

Генетичний горизонт, глибина, см	Загальний вміст гумусу, %	С органічний у похідному ґрунті, %	Стк	Сфк	С залишку	Стк : Сфк
			% до загального С			
Ясно-сірий лісовий легкосуглинковий на лесі						
HE ₂₋₁₂	1,19	0,69	20,6	22,6	56,8	0,91
Eh ₂₂₋₃₃	0,94	0,55	20,0	27,2	52,8	0,73
I(h) ₄₁₋₅₁	0,71	0,41	10,7	42,9	46,4	0,25
I ₈₅₋₉₅	0,32	0,19	10,5	57,9	31,6	0,18
Rk ₁₄₀₋₁₅₀	0,33	0,19	10,0	58,9	21,1	0,34
Сірий лісовий середньосуглинковий на лесі						
HE ₁₀₋₂₀	2,03	1,18	25,9	40,9	33,2	0,63
EI(h) ₃₀₋₄₀	0,69	0,40	30,8	52,0	17,2	0,59
I ₇₅₋₉₅	0,43	0,25	32,8	74,8	відсутній	0,43

За рівнем гідролітичної кислотності вони також слабокислі (H₂=3,5-4,1 мг-екв 100г ґрунту). Вниз за профілем кислотність поступово зменшується (табл. 3.22).

Сірі лісові ґрунти характеризуються підвищеною сумою увібраних основ, вміст яких у гумусово-елювіальному горизонті становить 16-20 мг-екв на 100 г ґрунту. В складі увібраних катіонів переважає обмінний

Таблиця 3.22 – Фізико-хімічні показники сірих лісових ґрунтів
(Д.І.Ковалишин, Н.М.Бреус, 1979)

	Ясно-сірий лісовий легкосуглинковий на лесі					Сірий лісовий середньосуглинковий на лесі				
Показники	Генетичний горизонт									
	HE	Eh	1(h)	I	Рк	HE	EI(h)	I	Pi	Рк
Шар ґрунту, см	2-12	22-33	41-51	85-95	140-150	10-20	30-40	75-95	125-135	170-180
pH водний	5,1	4,2	4,8	4,8	7,4	5,3	5,4	5,2	5,6	7,6
pH сольовий	4,4		4,1	4,1	не визн.*	4,5	4,8	4,3	4,5	-
Увібрані катіони, мг-екв/100 г ґрунту										
Ca ⁺⁺	12,1	4,61	4,26	9,33	не визн.	15,0	14,0	10,8	19,7	-
Mg ⁺⁺	3,79	2,10	3,23	4,23	-	4,00	1,55	6,89	4,91	-
Na ⁺	0,26	0,27	0,31	0,43	-	0,20	0,63	0,80	0,34	-
K ⁺	0,36	0,21	0,31	0,38	-	0,21	0,27	0,57	0,48	-
Сума	16.,5	7,1 9	1, 1 1	14,4		20,0	16,4	1 9,1	16,4	
Гідролітич на кислотність, мг-екв/100 г ґрунту	4,1	4,0	4,2	3,2	-	3,52	2,23	3,34	2,47	-
Ємність вбирання, 20,6 мг-екв/100 г ґрунту	20,6	11,2	15,3	17,6	-	23,5	18,6	22,4	18,9	-
Ступінь насиченості, %	80	64	72	82	-	85	88	85	87	-
CaCO ₃ , %	-	-	-	-	7,73	-	-	-	-	2,68

* Умвне позначення - не визн.(-) - не визначали.

кальцій. Розподіл його по профілю має два максимуми: перший - в гумусово-елювіальному горизонті (12-15) і другий в ілювіальному (9-20 мг-екв/100 г ґрунту). Обмін- ного магнію в 1,3-4,0 рази менше ніж кальцію, хоча розподіл його по про-філю аналогічний.

Сірі лісові ґрунти мають середній і підвищений ступінь насиченості основами (64-88%) з максимумом в гумусово-елювіальних та ілювійованих перехідних до породи генетичних горизонтах. В породі присутні карбонати кальцію, вміст яких коливається в межах 2,7-7,8%.

За фізико-хімічними показниками інтенсивність підзолистого процесу сірих лісових ґрунтах досить висока. Обмежують її краще розвинута трав'яна рослинність, менша кількість опадів і карбонатність

грунтотворних порід (лесів та лесовидних суглинків), на яких вони формуються.

У зв'язку з низьким вмістом гумусу сірі лісові ґрунти бідні на загальний азот. За даними Н.М.Бреус вміст азоту залежить від механічного складу ґрунту і в гумусово-елювіальному горизонті легкосуглинкових різновидів становить 0,09-0,11%, середньосуглинкових 0,12-0,16 і важкосуглинкових 0,14-0,19%. З глибиною, як свідчать дані табл. 3.23, його кількість різко зменшується і становить лише 0,01-0,07%.

Таблиця 3.23 – Агрохімічні показники сірих лісових ґрунтів (П.П.Левенець, 1980)

Показники	Ясно-сірий лісовий легкосуглинковий на лесі					Сірий лісовий середньосуглинковий на лесі				
	Генетичний горизонт									
	HE	Eh	I(h)	I	Рк	HE	EI(h)	I	Pi	Рк
Шар ґрунту, см	5-15	25-35	40-50	80-90	130-140	10-20	30-40	80-90	130-140	160-170
Загальний вміст, %										
азоту	0,09	0,04	0,03	0,01	0,01	0,11	0,07	0,04	0,02	0,01
фосфору	0,10	0,08	0,05	0,02	0,02	0,13	0,09	0,06	0,03	0,02
калію	1,62	1,56	1,58	1,60	1,47	1,74	1,64	1,67	1,63	1,62
Вміст рухомих сполук за Кирсановим, мг 1 кг ґрунту										
P ₂ O ₅	65,2	59,7	-	-	-	87,3	72,1	-	-	-
K ₂ O	85,7	81,3	-	-	-	125	98,3	-	-	-

Тому запаси азоту в сірих лісових ґрунтах незначні і в гумусованій товщі не перевищують 4-5 г/га.

Завдяки високій кислотності і малосприятливого водно-повітряного режиму сірі лісові ґрунти мають низьку нітрифікаційну здатність і слабо забезпечені мінеральними формами азоту. Тому сільськогосподарські культури зазнають дефіциту азоту і добре реагують на внесення азотних добрив.

Валовий вміст фосфору в сірих лісових ґрунтах також невеликий, залежить від механічного складу і не перевищує 0,10-0,13%. З глибиною вміст його різко падає до 0,02-0,03% в ілювіальних горизонтах і ґрунтотворній породі. Це підтвержує біологічне походження основних запасів і достатню рухомість фосфатів сірих лісових ґрунтів, тому вони потребують фосфорних добрив, як і азотних.

Калієм сірі лісові ґрунти забезпечені значно краще. Валовий його вміст залежить від механічного складу. Так, в ясно-сірому легкосуглинковому ґрунті його міститься 1,47-1,62, а в сірому середньосуглинковому 1,62-1,74%, що у 1,2-2,2 рази більше, ніж у

дерново-підзолистих ґрунтах.

За вмістом рухомих фосфатів і обмінного калію ясно-сірі і сірі лісові ґрунти є середньозабезпеченими. Рослини на цих ґрунтах позитивно реагують як на фосфорні, так і калійні добрива.

Щільність твердої фази сірих лісових ґрунтів (табл. 3.24) підвищується вниз за профілем з 2,61-2,66 у гумусово-елювіальному

Таблиця 3.24 – Водно-фізичні показники сірих лісових ґрунтів (М.Г.Йовенко, 1960)

Показники	Ясно-сірий лісовий легкосуглинковий ґрунт					Сірий лісовий середньосуглинковий ґрунт				
	Генетичний горизонт									
	HE	Eh	1(h)	I	P _K	HE	EI(h)	I	P _i	P _K
Шар ґрунту, см	0-10	20-30	40-50	90-100	140-150	0-10	30-40	60-70	90-100	140-150
Щільність твердої фази/см ³	2,61	2,64	2,68	2,69	2,70	2,66	2,72	2,70	2,72	2,71
Щільність, г/см ³	1,35	1,47	1,43	1,48	1,54	1,36	1,46	1,46	1,46	1,50
Загальна пористість від об'єму, %	48	44	46	45	43	49	46	46	46	45
Максимальна гігроскопічність, %	3,7	3,9	6,0	7,6	8,8	3,8	5,9	7,8	7,0	8,5
Вологість в'янення, %	5,5	5,8	11,4	13,6	13,2	5,8	8,8	11,7	10,5	12,7
Найменша вологоємність %	20,2	18,9	19,5	20,2	19,8	26,2	23,3	24,1	24,5	25,6
Доступна волога при НВ, %	14,7	13,1	8,1	6,6	6,6	20,4	14,5	12,4	14,0	12,9

горизонті до 2,70-2,72 г/см³ у ґрунтотвірній породі.

За показниками щільності гумусо-елювіальні горизонти середньоущільнені (1,35-1,36); а всі нище розміщені є щільними 1,46 – 1,54г/см³). Наслідком цього є незадовільна загальна пористість, яка становить 48-49% в гумусово-елювіальному горизонті і падає до 43-46% в ілювіальному. Негативним є те, що капілярна пористість різко переважає некапілярну. Відповідно аерація таких ґрунтів незадовільна, особливо у вологих і поверхнево-оглеєних ґрунтах.

Мінімальні показники максимальної гігроскопічності (3,7-3,8) і вологості в'янення (5,5-5,8%) характерні гумусо-елювіальним горизонтам. В ілювіальних горизонтах вони помітно зростають і відповідно дорівнюють 6,0-7,8 та 10,5 – 13,6%. Не дивлячись на високі показники

вологості в'янення, відносно велика найменша вологоємність (19-26%) обумовлює достатні потенціальні запаси продуктивної вологи. За даними табл. 3.24 максимально можливі запаси продуктивної вологи в метровому шарі залежно від механічного складу в ясно-сірих лісових ґрунтах коливаються в межах 170-195, в сірих 155-200 мм, що на 70-100% забезпечує рослини водою.

Несприятливі фізичні властивості особливо ясно-сірих лісових ґрунтів означають їх низьку водопроникність. Після механічного обробітку ясносірих і сірих лісових ґрунтів орний шар швидко ущільнюється, структура розпилюється, вміст водотривких агрегатів зменшується. В сухому стані утворюється ґрунтова кірка, а в зволоженому – ґрунт запливає. Тому фактичні запаси продуктивної вологи значно менші.

В сірих лісових ґрунтах переважає періодично промивний тип водного режиму. Весняні опади звожують верхній 50 см шар ґрунту. Глибоке продування відбувається навесні під час сніготанення. Глибина промочування залежить від товщини снігового покриву та поверхневого стоку талих вод.

Враховуючи, що сірі лісові ґрунти приурочені переважно до районів з пересіченим рельєфом витрати вологи можуть становити 20-30%. Інтенсивний вологооборот охоплює товщу ґрунту до 1-1,5 м.

За таких умов важливого значення набувають літні опади, які звожують головним чином орний шар. В лісостеповій зоні літні дощі часто мають зливовий характер і тому значна кількість вологи особливо на схилі землях втрачається.

Отже на сірих лісових ґрунтах не завжди і не скрізь створюється сприятливий водний режим. Тому ріст і розвиток рослин значною мірою залежить від кількості опадів, частоти та інтенсивності дощів.

Оцінюючи властивості сірих лісових ґрунтів слід зазначити їх загальні обливості:

- ясно-сірі лісові ґрунти, як і дерново-підзолисті, мають досить чітку елювіально-ілювіальну диференціацію профілю з наявністю горизонтів HE і E;

- в сірих лісових ґрунтах елювіальний E горизонт відсутній, замість нього формується елювіально-ілювіальний горизонт Elh;

- внаслідок сумісного протікання процесів опідзолення і лесиважу відбувається збіднення елювіального горизонту мулом, колоїдами та півтораоксидами та накопичення їх в ілювіальному горизонті;

- відбувається відносно збагачення гумусово-елювіальних горизонтів SiO₂;

- ґрунти мають низький (1-3%) вміст гумусу в гумусово-елювіальному горизонті, особливо при використанні у ріллі; дуже низькі і низькі запаси гумусу (90-125) в ясно-сірих та низькі і середні (90-240 т/га) в сірих лісових ґрунтах;

- в складі гумусу переважають фульвокислоти; тип гумусу в горизонтах HE, Eh, IE – гуматно-фульватний, а в ілювіальних I – фульватний;

- в складі мікроорганізмів переважає грибна мікрофлора;

- висока активна і потенціальна (обмінна та гідролітична) кислотність;

- сірі лісові ґрунти мають середній і підвищений ступінь насиченості іонами, з двома максимумами в гумусово-елювіальному HE та ілювіальному I горизонтах; в складі увібраних катіонів переважає обмінний кальцій;

- формуються на карбонатних ґрунтоутворних породах (лесах і лесовидних суглинках);

- забезпеченість мінеральним азотом низька, рухомими фосфатами та обмінним калієм – середня;

- характеризуються несприятливими водно-фізичними властивостями, слабкою здатністю до структуроутворення, схильні до запливання, утворення кірки і плужної підшови, піддатливі ерозії, тому не завжди характеризуються стійким водним режимом

На думку А.Л.Сірого (1998) агровиробничі властивості сірих лісових ґрунтів, як і дерново-підзолистих, обумовлені особливостями їх генезису, який визначив кислу реакцію ґрунтового розчину, порівняно низький вміст гумусу і елементів живлення, за винятком фосфору, для якого характерна значна рухомість і доступність рослинам у кислому середовищі.

Ясно-сірі лісові ґрунти за своїми агровиробничими особливостями близькі до дерново-підзолистих, про що свідчить інтенсивний розвиток у них підзолистого процесу ґрунтоутворення. Вони містять мало гумусу. При цьому майже весь його запас зосереджений у малопотужному гумусово-елювіальному горизонті. До низу його кількість різко падає. Тому загальні запаси гумусу у метровій товщі цих ґрунтів невеликі, від 87 у супіщаних до 125 т/га у легкосуглинкових різновидностях (табл. 3.25).

Реакція їх ґрунтового розчину кисла і дуже кисла. Вони містять мало як загальних, так і доступних рослинам форм елементів живлення, забезпеченість обмінним калієм низька (5,1-8,6 мг 100 г ґрунту), рухомими фосфатами середня (7,6-8,5) і навіть підвищена (11,8 мг 100 г ґрунту).

Агрофізичні властивості цих ґрунтів малосприятливі для росту і розвитку сільськогосподарських культур. Переважання у них грубого і середнього пилу, низький вміст гумусу і кисле середовище обумовлюють утворення агрономічно малоцінних структурних агрегатів з низькою водостійкістю. При розорюванні вони швидко руйнуються перетворюючись у пил. Поверхня такого ґрунту після дощу ущільнюється, запливає, на ній утворюється кірка, що негативно діє на проростання рослин, їх ріст і розвиток.

Таблиця 3.25 – Якісна оцінка (бонітування) сірих лісових ґрунтів (А.І.Сірий, 1998)

Механічний склад ґрунту	Основні типові критерії								Середній бал	Поправки на		Бонітет ґрунтів,
	гумус		фосфор		калій		ММЗПВ			Кислотність	кпмат	
	т/га у шарі 0-100 см	бал	мгP ₂ O ₅ у 100 г ґрунту	бал	мг K ₂ O у 100г ґрунту	бал	мм у шарі 0-100 см	бал				
Ясно-сірі лісові на лесових породах												
супіщані (Чернігівська обл.)	87	17	7,6	31	5,1	30	170	85	37	0,89	0,94	31
піщано-легкосуглинкові (там же)	96	19	8,2	31	5,3	31	195	98	41	0,96	0,94	37
грубопилувато-легкосуглинкові (там же)	116	23	8,5	34	5,9	35	180	90	42	0,96	0,94	38
пилувато-середньо-суглинкові (Вінницька обл.)	125	25	11,8	47	8,6	51	175	88	43	0,96	0,94	39
Сірі лісові на лесових породах												
супіщані (Чернігівська обл.)	93	19	8,0	32	5,1	30	172	86	39	0,96	0,94	33
піщано-легкосуглинкові (там же)	122	24	9,0	36	5,4	36	200	100	45	0,96	0,94	41
грубопилувато-легкосуглинкові (там же)	150	30	9,1	37	6,4	38	182	91	47	0,96	0,94	43
пилувато-середньо-суглинкові (Вінницька обл.)	185	37	10,9	55	10,3	52	170	85	51	0,96	0,89	46
важкосуглинкові (Черкаська обл.)	241	48	13,3	53	11,4	67	155	76	57	0,96	0,90	49

Запаси продуктивної вологи у метровій товщі цих ґрунтів складають 175-195 мм у легкосуглинкових і 170 мм у супіщаних різновидностях.

Все це і визначило порівняно невисоку природну родючість ясно-сірих лісових ґрунтів. Бонітет їх коливається від 31 в супіщаних до 39 балів у суглинкових різновидностях.

Сірі лісові ґрунти від ясно-сірих відрізняються дещо більш інтенсивним розвитком дернового процесу і лесиважу, що знайшло своє відображення у більшій потужності гумусово-елювіального горизонту (25-32 см) і більш інтенсивній його гумусованості. Кількість гумусу в них становить 2-2,5%. Однак в ілювіальному горизонті його вміст різко падає до 0,2-0,4%. Тому загальні запаси гумусу в метровій товщі також незначні: від 93 у супіщаних до 241 т/га у важкосуглинкових різновидностях.

Реакція ґрунтового розчину у них менш кисла, ніж у ясно-сірих лісових ґрунтів, трохи менша і гідролітична кислотність. Разом з тим відносний вміст водню у ґрунтовому вбирному комплексі зменшується, а ступінь насиченості основами зростає до 85-87%.

Поживний режим сірих лісових ґрунтів також помітно кращий, ніж у ясно-сірих, але все ж запаси валових і рухомих форм елементів живлення, головним чином азоту і калію у них невеликі. Забезпеченість обмінним калієм низька (5,1-6,4) і середня (10,3-11,4 мг 100 г ґрунту), що обумовлено збідненням верхніх горизонтів мінеральними колоїдами.

У той же час фосфати виявляють в них значну рухомість, від 8,0 у супіщаних до 13,3 мг 100 г ґрунту у важкосуглинкових різновидах, тобто вони мають середній і підвищений ступінь забезпеченості фосфором.

Сірі лісові ґрунти мають також несприятливі агрофізичні властивості. Структура їх легко руйнується при обробітці, вони запливають, утворюють кірку. Аерація, водопроникність і вологоємність їх знижені. Максимально можливі запаси продуктивної вологи у метровій товщі коливаються від 155 до 200 мм. Бонітет цих ґрунтів невисокий, від 33 у супіщаних до 49 у важко-суглинкових різновидах.

Сільськогосподарське використання і заходи підвищення родючості сірих лісових ґрунтів

Сірі та ясно-сірі лісові ґрунти цілком придатні для землеробства. За контурно-меліоративної організації території і відповідних систем обробітці, добрив, захисту рослин і правильних сівозмін на них вирощують більшість ськогосподарських культур: озимі пшеницю і жито, ярі зернові – ячмінь, овес, гречку, просо, кукурудзу на зерно, силос і зелену масу, цукрові і кормові буряки, картоплю, конюшину, люцерну, однорічні трави та інші. Вони придатні під плодові і ягідні культури.

Негативною якістю цих ґрунтів є збідненість гумусом, висока кислотність, низька забезпеченість азотом, несприятливі фізичні властивості, піддатливість ерозії та незавжди стійкий водний режим. Враховуючи сукупність природних властивостей і особливостей сірих та ясно-сірих лісових ґрунтів впливають агротехнічні заходи, які необхідно застосовувати для підтримання і підвищення їх родючості.

Підвищення родючості сірих лісових ґрунтів перш за все пов'язане з поглибненням орного шару, що можливе лише за умов підвищення вмісту органічної речовини. Для вирішення цього питання першочерговим є внесення органічних добрив.

Гній застосовують під просапні культури в нормах 30-40 т/га, а під озиму пшеницю – 20-25 г/га. Для підтримання бездефіцитного балансу гумусу на ясно-сірих і сірих лісових ґрунтах треба вносити 16-18 т гною на гектар сівозмінної площі.

Крім підстилкового гною слід застосовувати пташиний послід, сапропель, органічні відходи від сільськогосподарської продукції, сидерати, гноївку і сечу тварин, після відповідної підготовки. Впроваджувати посів сидератів і залишення соломи з компенсацією азотної недостатності та інші органічні добрива.

Ясно-сірі та сірі лісові ґрунти мають підвищену кислотність і тією чи іншою мірою ненасичені основами. В зв'язку з цим їх необхідно вапнувати, одночасно вносячі органічні добрива. Дозу вапна розраховують за гідролітичною кислотністю або встановлюють за величиною pH_{KCl} , враховуючи механічний склад ґрунту.

Поряд з сиромеленим вапняком, слід широко застосовувати дефека́т (відходи цукро заводів), який є екологічно чистим (немістить важких металів), сильно і швидкодіючим меліорантом. Його можна використовувати для попереднього компостування з соломою. Вносять дефека́т, виходячи з вмісту, в ньому $CaCO_3$, у підзяблевий обробіток або в рядки при сівбі по 2-3 ц/га

Для меліорації кислих ґрунтів застосовують вапняково-сірчані відходи промисловості, які за впливом на кислотність ґрунту та вміст рухомого алюмінію не поступаються сиромеленому вапняку. На слабокультурених ґрунтах вапняково-сірчані відходи рекомендується вносити у поєднанні з органічними і мінеральними добривами. Використання відходів сприяє не лише нейтралізації надлишкової кислотності ґрунту, але і зменшує у ньому рухомість важких металів, підвищує ефективність мінеральних добрив.

На ясно-сірих і сірих лісових ґрунтах з близьким заляганням карбонатів важливо в сівозміну включати фітомеліоранти (люцерну, конюшину, люпин та ін.), які здатні переносити кальцій з нижніх горизонтів у верхні і тим самим поліпшувати вапняковий потенціал кореневмісного шару ґрунту. Для нормальних сходів і подальшого розвитку фітомеліорантів необхідно внести при їх сівбі невелику стартову

дозу вапна – 0,5-1,0 т /га.

Внесення вапна проводиться не лише для зниження кислотності ґрунту і нейтралізації фізіологічно кислих мінеральних добрив, але також і для поповнення ґрунту кальцієм як елементом живлення рослин, який активно вимивається на легких та середніх за механічним складом сірих лісових ґрунтах при достатній кількості опадів. Крім того, кальцій – важливий структуроутворювач, елемент, який зв'язує гумінові кислоти і стабілізує діє на гумусоутворення.

Важливим заходом підвищення родючості є мінеральні добрива. Їх слід застосовувати коли основні елементи живлення (азот, фосфор, калій) містяться в ґрунті в кількості, меншій від оптимальної, враховуючи пріоритетність культур. На ясно-сірих і сірих лісових ґрунтах мінеральні добрива потрібно вносити у гранульованому виді локально, насамперед під цукрові буряки, озиму пшеницю і кукурудзу на силос. Під кукурудзою на зерно, горохом, просом, гречкою і однорічними травами окупність добрив низька. Інші культури займають проміжне положення.

Азотні добрива на ясно-сірих і сірих лісових ґрунтах легкого і середнього механічного складу, для запобігання їх вимивання, треба вносити навесні, локально під передпосівний обробіток, у рядки та під час підживлення.

На сірих лісових ґрунтах крім суперфосфату добре діють фосфоритне боршно і томашлак, максимальна дія яких досягається при усуненні дефіциту азоту. Найкращі результати бувають при внесенні повного добрива NPK.

До високопродуктивних відносяться сірі лісові ґрунти, які забезпечують рослини необхідною кількістю вологи і одночасно мають сприятливий повітряний режим. Загальна пористість орного шару повинна бути не менше 50, а підорного 45%.

Систему обробітку ґрунту спрямовують на підтримання і поліпшення фізичних властивостей, захисту від ерозії, збереження і раціонального використання вологи. Найбільш ефективна різноглибинна комбінована система обробітку ґрунту в сівозміні: оранка або обробіток без обертання скиби на глибину 20-22 см під просапні, плоскорізний або чизельний обробіток на 18-20 см під ярі зернові і поверхневий на 8-10 см під озими культури.

Ясно-сірі та сірі лісові ґрунти за їх тривалого розорювання на одну і ту ж глибину дають брилисту ріллю, запливають і утворюють поверхневу кірку. За наявності плужної підшви необхідно застосовувати різноглибинний обробіток, змінювати напрям, та проводити регулярне розпушування підорного шару. При наявності кірки її знищують за допомогою додаткового поверхневого розпушування ґрунту.

На схилових землях необхідно запроваджувати ґрунтозахисні сівозміни з культурами суцільного посіву, використовуючи тільки

безполицевий (плоскорізами, чизелями) обробіток, щілювання і мульчування. Технологічні операції з обробітку, сівби та догляду за посівами проводять тільки впоперек схилів або в напрямку близькому до горизонталей. Щілювання є обов'язковим прийомом основного обробітку. Його слід застосовувати на всіх площах під озимими, багаторічними травами і на зяблевих фонах. Внесення органічних і мінеральних добрив, хімічних меліорантів, що містять кальцій і комбінований ґрунтозахисний вологозберігаючий обробіток посилюють процес гумусонакопичення. В орному та підорному шарах накопичуються органічні речовини, збільшується вміст гумінових кислот, зв'язаних з кальцієм. За рахунок процесів вилуговування і лєсиважу гумусові речовини переміщуються в підорний шар, чим сприяють вирівнюванню вмісту гумусу в цих шарах. Такий хід ґрунтотворних процесів відбувається тільки у високоокультурених ґрунтах, в них же підвищується вміст елементів живлення рослин азоту, фосфору, калію. В орному та підорному шарах реакція ґрунту вирівнюється, внаслідок чого зростає ефективність використання поживних елементів і підвищується родючості ґрунту загалом.

При здійсненні всього комплексу заходів ясно-сірі і сірі лісові ґрунти забезпечують високі, сталі врожаї і є придатними для більшості сільськогосподарських культур, районованих в лісостеповій зоні.

3.3.4. Опідзолені ґрунти (Alfisolс Нaplic)

Дана група ґрунтів об'єднує темно-сірі опідзолені ґрунти і чорноземи опідзолені. Поширені вони переважно в північній, центральній і західній частині Лісостепу. На Лівобережжі вони приурочені до правих берегів рік, зустрічаються на лесових островах Полісся і навіть у північному степу на схилах балок, які в минулому були зайняті байрачними лісами. Зрідка їх можна зустріти під дібровами і ще рідше під грабовими лісами, а на заході під буковими. Широко поширені в передгір'ях Карпат.

За даними Н.М.Бреус (1988) площа опідзолених ґрунтів, які використовуються в сільськогосподарському виробництві становить 5528,3 тис. га або 13,8% сільськогосподарських угідь країни. Різноманітність опідзолених ґрунтів зростає за рахунок їх реградації (27,8%), еродованості (36,5%), перезволоженості (10,5%), дренаваності (5,8%) та ін.

Темно-сірі опідзолені ґрунти майже ніколи не залягають великими суцільними масивами. Як правило, вони зустрічаються серед чорноземів опідзолених і сірих лісових ґрунтів.

Чорноземи опідзолені поширені головним чином в західних областях України, центральній частині Київської області, на східній периферії Волино-Подільського плато, у Вінницькій, північних районах Чернігівської та Полтавської областей. Вони не займають суцільної смуги, а розкидані окремими масивами на вододілах і пологіх схилах, вклинюючись в чорноземи типові вилуговані і темно-сірі опідзолені ґрунти.

Темно-сірі опідзолені ґрунти і чорноземи опідзолені формувалися за участю як дернового процесу ґрунтотворення, так і підзолистого, який розвивався під впливом лісу. Тому вони поєднують у собі ознаки чорноземів – значну гумусованість, порівняно високу насиченість увібраним кальцієм, структурність та релікти діяльності степової фауни – кротовини або ховраховини та ознаки підзолистих ґрунтів – вилуженість від карбонатів, помітну кислотність, порушеність та переміщення колоїдів у нижні горизонти і в зв'язку з цим їм притаманна гумусово-елювіальна диференціація профілю.

Природна родючість темно-сірих опідзолених ґрунтів близька до родючості чорноземів опідзолених, тому їх об'єднують в одну агропромислову групу. Опідзолені ґрунти займають 24,7% площі орних земель лісостепової зони.

Класифікація опідзолених ґрунтів

Темно-сірі опідзолені ґрунти характеризуються значною акумуляцією органічних речовин, елювіально-ілювіальною диференціацією профілю, відзначаються ненасиченістю ґрунтового вбирного комплексу обмінним кальцієм і слабокислою реакцією ґрунтового розчину.

Згідно класифікації (табл. 3.26) вони розподіляються на три типи і п'ять підтипів: темно-сірі опідзолені буруваті, вологі, модальні, поверхнево-оглесні та оглесні.

Найбільш поширені роди темно-сірих опідзолених ґрунтів такі:

– *модальні (звичайні)* – ознаки і властивості відповідають основним характеристикам підтипу. У найменуванні темно-сірих опідзолених ґрунтів назва даного роду опускається;

– *еродовані* – відрізняються від модальних частковою або повною відсутністю верхніх генетичних горизонтів внаслідок водної ерозії;

– *намиті* – формуються за рахунок делювіальних наносів на шлейфах схилів і днищах балок; мають більш глибокий гумусово-елювіальний горизонт, який часто є шаруватим;

Таблиця 3.26 –Класифікація опідзолених ґрунтів (Інститут ґрунтознавства і агрохімії УААН ім.О.Н.Соколовського, 1988)

Тип	Підтип	Рід	Вид
Опідзолені	Темно-сірі опідзолені буруваті, темно-сірі опідзолені вологі, темно-сірі опідзолені, чорноземи опідзолені буруваті, чорноземи опідзолені вологі, чорноземи опідзолені	Модальні, еродовані, вторинно лучнуваті, реградовані, мочаристі, плантажовані	Модальні, за ступенем еродованості, реградованості, глибини лучнуватості і підстилення
Опідзолені поверхнево-оглесні	Темно-сірі опідзолені поверхнево-оглесні, чорноземи опідзолені поверхнево-оглесні	Модальні	За ступенем оглеєння
Опідзолені оглесні	Темно-сірі опідзолені	Модальні, засолені	Модальні за глибиною, ступенем засолення і оглеєння

–*реградовані* – відрізняються від темно-сірих опідзолених (модальних) ґрунтів підвищеною лінією залягання карбонатів в профілі, в ілювіальному або над ілювіальному горизонті;

–*вторинно лучнуваті* і *лучні* – поширені в зонах підтоплення. На відміну від автоморфних, підґрунтові води знаходяться в лучнуватих

–ґрунтах на глибині 3-5 м, в лучних – вище 3 м. Ґрунтотворною породою є лес – вологий, пухкий, легко розпадається на структурні окремість. Залежно від часу підтоплення лес може бути оглеєний і мергелезований;

–*засолені* – формуються в умовах близького (2-4 м) рівня мінералізованих ґрунтових вод; зустрічаються серед темно-сірих опідзолених оглесних ґрунтів.

Розподіл темно-сірих опідзолених ґрунтів на види за ступенем еродованості наступний:

Темно-сірі опідзолені буруваті ґрунти:

–*слабоеродовані* – гумусово-елювіальний горизонт (НЕ) змито до половини; втрачено до 26% гумусу. Поверхня ріллі темно-сіра з буруватим відтінком, бо до орного шару залучено частину гумусово-ілювіального горизонту НІ, формуються на слабопохилих схилах вододілів.

–*середньоеродовані* – змито гумусово-елювіальний горизонт НЕ, втрачено 20-40% гумусу, в орний шар (повністю або частково) залучено гумусо- ілювіальний горизонт НІ, орний шар бурий з вимойнами до 0,5 м, формуються на покатах схилах вододілів.

–*сильноеродовані* – гумусова частина профілю HE+HI і верхня частина ілювіального горизонту I змиті; втрачено 40-60% гумусу; орний шар бурий, брилистий, зустрічаються вимоїни глибиною 0,5-1 м, залягають на крутих випуклих схилах.

Темно-сірі опідзолені вологі ґрунти:

–*слабоеродовані* – гумусово-елювіальний горизонт HE(gl) змито до половини, втрачено до 20% гумусу, поверхня ріллі запливає, дає тріщини, інколи з великою кількістю бобовин на поверхні, зустрічаються на слабко схилих і зрідка на пологих схилах.

–*середньоеродовані* – гумусово-елювіальний HE(gl) і частково гумусово-елювіальний HI(gl) горизонти змиті; втрачено 40-60% гумусу, поверхня ріллі бура, плямиста, інтенсивно запливає, тріщинувата з щільною кіркою і великою кількістю бобовин; залягають переважно разом із слабоеродованими видами, або в комплексі з сильноеродованими;

–*сильнозмиті* – гумусована частина профілю HE(gl)+HI(gl) змита; втрачено 40-60% гумусу; до орного шару залучений ілювіальний I(gl) горизонт; рілля брилиста, поверхня бура, запливає, у сухому стані тріщинувата, з щільною кіркою і бобовинами; залягають невеликими масивами серед середньозмитих видів на опуклих і стрімких схилах вододілів нерідко з густою мережею рівчаків.

Темно-сірі опідзолені ґрунти:

–*слабоеродовані* – гумусово-елювіальний горизонт HE змито до половини; втрачено до 20% гумусу; поверхня ріллі темнуватого-сірого з буруватим відтінком; в орний шар залучено частину гумусово-ілювіального горизонту HI; залягають на слабопохилих схилах вододілів;

–*середньоеродовані* – гумусово-елювіальний HE і частково гумусово-ілювіальний HI горизонти змиті; втрачено 20-40% гумусу; розорюються HI та верхня частина ілювіального I горизонту; поверхня ріллі сіро-бура інтенсивно запливає, піддається плосткістному змиву і глибокому розмиву; зустрічаються на покатах і рідше крутих схилах вододілів;

–*сильноеродовані* – гумусована частина профілю HE+HI змита, втрачено 40-60% гумусу, в орний шар залучено ілювіальний I, рідше перехідний IP горизонти; рілля брилиста, поверхня бура; швидко ущільнюється, запливає і тріскається; піддається площинному, поверхневому змиву і глибокому розмиву, густа мережа рівчаків; зустрічаються на стрімких хвилястих схилах вододілів у комплексі з середньозмитими.

За ступенем реградації:

–*слабореградовані* – вторинно окарбоната слабкоілювіювана частина ґрунтоутворюючої породи Рік і нижня частина ілювіального горизонту Ік; порівняно з генетичними горизонтами модальних видів більш розпушені;

–*середньореградовані* – вторинно окарбоначений весь ілювіальний горизонт Ік;

–*сильнореградовані* – вторинно окарбоначена нижня частина гумусово- ілювіального горизонту III/к.

За характером і ступенем оглеєння:

–*поверхнево-оглеєні* – характеризуються поверхневим оглеєнням ґрунтового профілю та верхньої частини безкарбонатної лесової породи. Оглеєння у вигляді вохристих плям, з наявністю пунктацій та бобовин. В темно-сірих опідзолених, оглеєних та вологих не виділяють;

–*ґрунтово-оглеєні* – зволоження змішане, але оглеєння обумовлено неглибоким (2-4 м) заляганням підґрунтових вод. Виділяють тільки в темно-сірих опідзолених оглеєних ґрунтах з розподілом на глеюваті і глейові:

–*глеюваті* – оглеєна ґрунотворна порода Pgl або PG1 і перехідний до породи горизонт Pigl; оглеєння у вигляді сизих чи іржаво-вохристих плям і розводів, поодинокі пунктуації і бобовини;

–*глейові* – характеризуються оглеєнням в ґрунотворній породі, перехідних ілювійованих та ілювіальному горизонтах Pgl+Pigl+IPgl+Igl. Ознаки оглеєння виражені чітко у вигляді сизого і зеленувато-сизого забарвлення на бурому фоні. Часто ґрунотворна порода оглеєна, в'язка, здатна до прилипання PGL.

За ступенем засолення розрізняють тільки серед темно-сірих опідзолених глеєних ґрунтів, які поділяються на солончакуваті і солончакові види:

–*солончакуваті* – з глибини 40-50 см засолені переважно содою, що встановлюється за «скипанням» ґрунту; реакція ґрунтового розчину гумусово-ілювіального горизонту слабкокісла або близька до нейтральної;

–*солончакові* – засолені з поверхні, «скипання» бурхливе по всьому профілю, при підсиханні на поверхні ґрунту утворюються білуваті вицвіти олей або сольова кірка.

Згідно класифікації виділяють літологічну серію (ґрунотворні породи, на яких формуються темно-сірі опідзолені ґрунти), варіанти і різновиди за механічним складом, аналогічно як у сірих лісових ґрунтах (див. таб. 3.26).

Чорноземи опідзолені згідно класифікації (див. таб. 3.25) включають два типи і чотири підтипи: чорноземи опідзолені буруваті, вологі, власне опідзолені (звичайні) та чорноземи опідзолені поверхнево-оглеєні.

Найбільш поширені роди чорноземів опідзолених:

–*модальні (звичайні)* – ознаки і властивості відповідають основним характеристикам підтипу. У найменуванні чорноземів опідзолених назва даного роду опускається;

–*еродовані* – відрізняються від модальних частковою або повною відсутністю верхніх генетичних горизонтів внаслідок водної ерозії;

–*реградовані* – відрізняються від чорноземів опідзолених (модальних) підвищеною лінією залягання карбонатів у профілі;

–*поверхнево-оглеєні* – перезволожені поверхневими водами, що виликає розвиток глейових процесів;

–*вторинно-лучуваті та лучні* – поширені в зонах підтоплення.

На відміну від автоморфних ґрунтів, підґрунтові води знаходяться в лучуватих на глибині 3-5 м, в лучних – вище 3 м. В останніх можуть бути ознаки оглеєння як у профілі, так і в породі.

Розподіл чорноземів опідзолених на види здійснюють за ступенем еродованості:

Чорноземи опідзолені буруваті:

– *слабоеродовані* – гумусовий слабоелювіюваний горизонт HE змито до половини, втрачено до 20% гумусу.

– *середньоеродовані* – змито понад половину або весь гумусовий елювіюваний горизонт HE, втрачено 20-40% гумусу, в орний шар залучено верхній перехідний горизонт H_{pi}, у зв'язку з чим рілля набуває рудуватого відтінку, схильна до запливання.

– *сильноеродовані* – змито гумусовий елювіюваний горизонт He і верхній перехідний горизонт H_{pi}, втрачено 40-60% гумусу, в орний шар залучено нижній перехідний горизонт Phi, інколи Pi, тому рілля рудого забарвлення, дуже схильна до запливання.

Чорноземи опідзолені вологі:

–*слабоеродовані* - гумусовий елювіюваний горизонт He(gl) змито до половини, втрачено до 20% гумусу;

–*середньоеродовані* – змито понад половину або весь гумусовий елювіюваний горизонт He(gl), втрачено 20-40% гумусу, в зв'язку з чим в орний шар залучено верхній перехідний горизонт H_{pi}(gl). Рілля набуває рудуватого забарвлення, інтенсивно запливає, утворюються щільна кірка, ґрунт швидко злежується і ущільнюється після обробітку;

–*сильноеродовані* – змито гумусовий елювіюваний горизонт He(gl), верхній перехідний H_{pi}(gl), а можливо і нижній перехідний Phi(gl) горизонти. Втрачено 40-60% гумусу. Поверхня рілли руда, плямиста. Швидко ущільнюється після оранки, запливає і зазнає розмивів.

Чорноземи опідзолені:

–*слабоеродовані* – гумусовий слабоелювіюваний горизонт He змито до половини, втрачено до 20% гумусу;

–*середньоеродовані* – змито весь гумусовий елювіюваний He і частина верхнього перехідного горизонту H_{pi}, втрачено 20-40% гумусу;

–*сильноеродовані* – змито гумусовий елювіюваний He і верхній перехідний горизонт H_{pi}, втрачено 40-60% гумусу. В орний шар залучено нижній перехідний горизонт P_{ih} або порода.

За ступенем реградації:

–*слабореградовані* – вторинно окарбоната, слабоілювіювана частина ґрунотвірної породи P(i)к і нижній перехідний горизонт Ph(i)к;

–*середньореградовані* – вторинно окарбонатований верхній перехідний горизонт Нрік;

–*сильнореградовані* – вторинно окарбоната нижня частина гумусового елювіюваного горизонту Не/к.

Чорноземи опідзолені поділяють на види за глибиною гумусованого шару Не+Нрі: неглибокі – 45-65 см, середньоглибокі – 65-85, глибокі – 85-120, дуже глибокі – понад 120 см.

За вмістом гумусу: *слабогумусовані* – менше 3%, *малогумусні* – 3-6, *середньогумусні* – понад 6%.

За ступенем опідзолення: *слабоопідзолені* – борошніста присипка SiO₂ в нижній частині горизонту Phi та горизонті P(hi); *середньоопідзолені* – борошніста присипка SiO₂ поширена в профілі, в гумусовому елювіальному горизонті Не та перехідних ілювіюваних горизонтах Phi та P(hi).

За класифікацією виділяють літологічну серію, ґрунотвірні породи на яких формуються чорноземи опідзолені, варіанти і різновидності за механічним складом аналогічно до сірих лісових ґрунтів.

Будова профілю і морфологічні ознаки

Темно-сірі опідзолені ґрунти найбільш поширені серед сірих лісових ґрунтів. Мають найменш виражені ознаки опідзолення і значну акумуляцію органічних речовин. В цілих ґрунтах вміст гумусу становить 4-8%, освоєних – 2,5-3,5%. Склад гумусу по профілю неоднорідний. Відзначаються значною насиченістю увібраним кальцієм і незначною кислотністю; кислотність обумовлена наявністю іонів водню.

Профіль темно-сірих опідзолених ґрунтів має таку будову:

Hd (Ho) – гумусовий дернинний горизонт глибиною 2-4 см, або лісова підстилка глибиною 1-3 см;

HE – гумусово-елювіальний горизонт, глибиною 30-35 см, темно-сірий, збагачений на борошністу присипку SiO₂, грудочкувато-зернистий, а в освоєних ґрунтах брилистий, в орному шарі та пилувато-плитчастий – в підорному, перехід ясний;

HI – гумусово-ілювіальний горизонт, глибиною 30-35 см, темно-сірий з червонувато-бурым відтінком, горіхуватий, натіки R₂O₃, щільний, з

рідкими червоходами, пустотами від колишніх коренів дерев'яної рослинності, перехід ясний;

I – ілювіальний горизонт, глибиною 30-50 см, червоно-бурий або бурий, призматичний, на гранях структурних окремостей червоно-буре колоїдне лакування, щільний, натіки R_2O_3 , перехід поступовий;

IP – перехідний, добре ілювіований, глибиною 15-25 см, червонувато-бурий, призматично-грудочкуватий, з слабкими натіками колоїдів, менш щільний, перехід поступовий;

PI – слабоілювіована ґрунтоутвірна порода, глибиною 20-30 см, бурувато-пальова, з бурими натіками колоїдів, грудкувата, слабоуцільнена, кротовини, перехід помітний за «скипанням» від НС1;

Pk – бурувато-пальовий або пальовий лес; карбонати у формі прожилок або псевдоміцелію чи журавчиків.

Зустрічаються темно-сірі опідзолені ґрунти на лесових породах. Якщо такими є глини (червоно-бурі, строкаті, балтські, тощо), то генетичні горизонти вкорочені проти ґрунтів на лесах. Схема будови профілю темно-сірого опідзоленого ґрунту представлена на рис. 3.17.

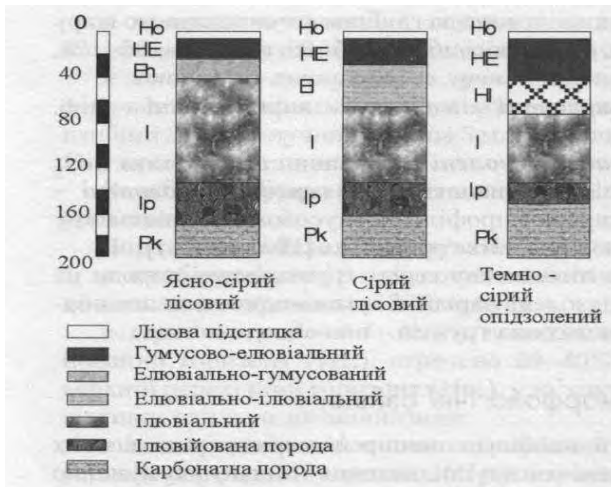


Рис. 3.17. Схема будови профілів сірих лісових та темно-сірих опідзолених ґрунтів

Темно-сірі опідзолені буруваті ґрунти зустрічаються невеликими масивами в крайній західній надто вологій частині зони на Прикарпатті, Опіллі, Росточ, Поділлі і Прут-Дніпровському межиріччі. Вони характеризуються глибоким гумусово-елювіальним горизонтом HE і значним вмістом гумусу (5-7,5 під лісом і 2,8-3% в освоєних ґрунтах),

гумусово-ілювіальний горизонт НІ розтягнутий, нечітко виражений, гумусований. Опідзоленість не завжди виразно виявлена морфологічно, однак аналітично виявляється постійно.

Будову профілю можна описати таким поєднанням генетичних горизонтів

$Hd_{2-3\text{ см}}$ або $Ho_{1-2\text{ см}} + HE_{35-50\text{ см}} + HI_{25-40\text{ см}} + I_{50-90\text{ см}} + PI_{20-40\text{ см}} + PK$.

Темно-сірі опідзолені вологі ґрунти поширені в західному Лісостепу.

Характеризуються значною акумуляцією органічної речовини і тому більш глибоким і краще гумусованим профілем. Ознаки опідзолення та сезонного оглеєння виражені слабо. Вміст гумусу на ціліні 2,7-7, в освоєних 1,5-3,2%.

Будову профілю можна описати таким поєднанням генетичних горизонтів:

$Hd_{2-4\text{ см}} + HE(gl)_{30-45\text{ см}} + HI(gl)_{20-50\text{ см}} + I(gl)_{50-60\text{ см}} + PI(gl)_{25-35\text{ см}} + Pi(gl)_{30-40\text{ см}} + Pk(gl)$.

Темно-сірі опідзолені поверхнево-оглеєні ґрунти поширені в Лісостепу і Поліссі на великих безстічних вододілах і лесових тересах по неглибоких западинах, або на периферії великих понижень серед чорноземів опідзолених і темно-сірих опідзолених ґрунтів. Оглеєння в даних ґрунтах обумовлено періодичним поверхневим перезволоженням за глибокого залягання підґрунтових вод (понад 6 м).

Для них характерні більша, ніж у неоглеєних видах, глибина гумусованої частини профілю, явні ознаки оглеєння у сполученні з інтенсивним елювіюванням по всьому профілю, наявність іржаво-вохристих плям і бобовин, відсутність карбонатів.

Будову профілю можна описати таким поєднанням генетичних горизонтів:

$Hd_{3-5\text{ см}} + Hegl_{20-50\text{ см}} + HIgl_{25-40\text{ см}} + Iegl_{30-50\text{ см}} + PIegl_{15-25\text{ см}} + Piegl_{20-40\text{ см}} + Pgl$.

Темно-сірі опідзолені глеюваті ґрунти поширені в західній частині Лісостепу, в лівобережній низинній підпровінції, на лесових островах Поділля, великими масивами зустрічаються в східній частині Волинської височини і у приполіській низовинній частині лісостепової зони.

Залягають на слабодренованих вододілах і слабосточних тересах з близьким (2-4 м) заляганням підґрунтових вод. На відміну від поверхнево-оглеєних ґрунтів, їх профіль слабше деференційований, в ілювіальному горизонті менш чіткі натіки R_2O_3 , оглеєність проявляється у вигляді сизих або іржаво-вохристих плям і розводів, наявністю бобовин і пунктуацій, порода карбонатна оглеєна.

Будову профілю можна описати таким поєднанням генетичних горизонтів:

$Hd_{3-5\text{ см}} + He_{32-45\text{ см}} + HI_{20-30\text{ см}} + IP_{35-50\text{ см}} + Pigl_{20-30\text{ см}} + Pkgl$.

Темно-сірі опідзолені глейові ґрунти зустрічаються на тих же територіях, що і попередні ґрунти, часто в комплексі з глеюватими видами. На відміну від останніх мають більш глибокий профіль $He+HI$ від 70 до 80

см і краще гумусовані, з рясними іржаво-вохристими плямами і бобовинами. Ознаки опідзолення виражені слабше: менше присипки SiO_2 в Не горизонті і слабші натіки R_2O_3 в ілювіальному горизонті Igl.

Будову профілю можна описати таким поєднанням генетичних горизонтів:

$\text{Hd}_{3-5\text{см}} + \text{He}_{35-50\text{см}} + \text{Hl}_{30-40\text{см}} + \text{Igl}_{35-50\text{см}} + \text{IPgl}_{30-50\text{см}} + \text{Pigl}_{25-35\text{см}} + \text{Pkgl}$.

Чорноземи опідзолені поширені у правобережному Лісостепу, займаючи рівні слабдреновані вододіли та їх схили, виклинюються між темно-сірими опідзоленими ґрунтами, чорноземами вилугованими чи типовими або обрамляють їх. Зустрічаються на лесових островах Полісся та лесових тересах Дніпра та його притоків.

Мають глибокий гумусовий профіль. Менше зоогенні, червоходи і порожнини дуже слабо замулені. Характерною ознакою є буре або червоно-буре лакування R_2O_3 . Карбонати в породі у формі прожилок або псевдоміцелію. Вміст гумусу в цілинних ґрунтах 4-8, в освоєних 2,8-5,5%. Профіль чорноземів опідзолених має таку будову:

HE – гумусовий слабоелювіюваний горизонт, глибиною 35-45 см, темно-сірий, інколи білуватий від борошністої присипки SiO_2 , орний шар порошисто-грудочкуватий, слабо-ущільнений, підорний шар грудочкувато-зернисто-горіхуватий; перехід поступовий;

Hpi – верхній перехідний слабоілювіюваний, добре гумусований горизонт, глибиною 30-40 см, темно-сірий, горіхувато-грудкуватий, ущільнений, з слабим нальотом борошністої крем'янки, рідкими черворіями, поодинокими кротовинами; перехід поступовий;

Phi – нижній перехідний ілювіюваний слабо гумусований горизонт, глибиною 35-45 см, темнувато-сірувато-бурий або сіро-бурий, грубо-горіхувато-призматичний, з брудно-бурим або червоно-бурим лакуванням R_2O_3 , перехід поступовий;

Pi(h) – слабоілювіюваний горизонт, глибиною 15-30 см, дуже слабо гумусований, нерівномірно сірувато-бурий або буро-пальовий, призмовидно-рудкуватий, слабке лакування R_2O_3 на гранях структурних окремостей, зрідка зустрічаються кротовини; перехід різкий хвилястий;

Pk – ґрунтотворна порода, буровато-пальовий або пальовий лес, карбонати у вигляді плісняви і прожилок.

Схеми будови профілю чорнозему опідзоленого представлена на рис. 3.18.

Чорноземи реградовані поширені на правобережжі Дніпра – в Черкаській, Вінницькій, Одеській та Кіровоградській областях. На лівобережжі їх значно менше. Невеликі площі є у межиріччі Збруча і Серета в західному Лісостепу та локально у північному Степу. Сформувались в автоморфних умовах на лесах і займають високі добре дреновані плато та інші підвищені форми рельєфу, обрамляючи чорноземи опідзолені і вилуговані, або залягають з ними у комплексі.

Тому в будові профілю вони мають ознаки реліктової елювіально-ілювіальної диференціації або вони відсутні, чи весь профіль інтенсивно бурий. В першому випадку процесу реградації зазнавали чорноземи опідзолені, в другому – чорноземи вилуговані, в третьому – чорноземи опідзолені буруваті.



Рис. 3.18. Схема будови профілів чорноземів Лісостепу

Характеризуються значним вмістом гумусу: під лісом 4,5-8%, на ріллі –3-5%. Тип гумусу фульватно-гуматний (Сгк : Сфк = 1,1-1,3).

Профіль чорноземів сильнореградованих має таку будову:

He/к – гумусовий слабоелювіюваний в нижній частині вторинно окарбонатований горизонт, глибиною 30-45 см, темно-сірий, у верхній частині присипка SiO_2 , орний шар порошисто-грудкуватий, підорний – зернисто-грудкуватий, слабо ущільнений, перероблений черв'яками; перехід ясний;

Hр(і)к – верхній перехідний слабоілювіюваний вторинно окарбонатований горизонт, глибиною 25-30 см, добре та рівномірно гумусований, темнуватого-сірий, грудкуватий або горіхувато-грудкуватий, слабо ущільнений багато черворіїн та кротовин, зрідка натіки R_2O_3 , перехід ясний;

Ph(і)к – нижній перехідний вторинно окарбонатований горизонт, глибиною 30-40 см, сіро-бурий, грудкуватий або призмовидно-грудкуватий, інколи з червоно-бурим лакуванням R_2O_3 на гранях структурних окремоостей, рясно окарбонатований, слабо ущільнений, інтенсивно перероблений черв'яками перехід ясний;

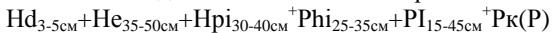
Pк – вторинно окарбонатована верхня частина ґрунтотвірної породи,

глибиною 15-40 см, слабко і нерівномірно гумусована, брудно-бура, німічно грудкувата, багато черворийн та кротовин, карбонати у вигляді плісняви, перехід хвилястий по колишній лінії залягання карбонатів;

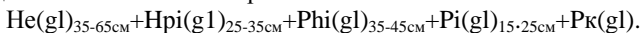
Рк – ґрунтотворна порода – буровато-пальвий або пальвовий лес, карбонати у вигляді псевдоміцелію і прожилок.

Чорноземи опідзолені буруваті зустрічаються в Передкарпатті на Опіллі Росточчі, Поділлі, Прут-Дністровському межиріччі. Залягають невеликими лямами обрамляючи темно-сірі опідзолені буроваті ґрунти і чорноземи типові вологі.

Характеризуються глибоким гумусовим слабоелювійованим горизонтом (He), темно-сірого з буруватим відтінком забарвлення, дуже біогенного і значним вмістом гумусу (5,5-8% на цілині і 2,8-4,8% в освоєних ґрунтах). Опідзоленість виражена слабо. Будову профілю можна описати таким поєднанням генетичних горизонтів:



Чорноземи опідзолені вологі поширені в західному Лісостепу і приурочені до рівних слабодренованих вододілів та їх схилів. Формуються на лесових породах важкого механічного складу глибиною 5-10 м. Лесові породи часто підстилаються глинами. Підґрунтові води на глибині 5-10 м. Характеризуються більшою елювіально-ілювіальною диференціацією профілю. Ознаки сезонного оглеєння виражені слабо. Містять карбонати у вигляді журавчиків, рідше плісняви. На цілиних ґрунтах вміст гумусу 5-8%, на освоєних 2,5-5%. Будову профілю можна описати таким поєднанням генетичних горизонтів:



Чорноземи опідзолені поверхнево-оглеєні зустрічаються в лісостеповій зоні у пониженнях і западинах серед чорноземів опідзолених за глибокого (понад 6м) залягання підґрунтових вод. Перезволоження і оглеєння відбувається за рахунок застійних поверхневих вод. Будову профілю можна описати таким поєднанням генетичних горизонтів:



Склад і хімічні властивості опідзолених ґрунтів

За морфологічними ознаками темно-сірі опідзолені ґрунти і чорноземи опідзолені пройшли двохфазний розвиток – степову і лісову фази. Їх формування відбувалося під впливом дернового і підзолистого процесів, при перевазі першого. Проте їм властива елювіально-ілювіальна диференціація. В темно-сірих опідзолених ґрунтах вона проявляється чіткіше, а в чорноземах опідзолених значно менше.

За даними Н.М.Бреус (1988), сформувались опідзолені ґрунти переважно на лесових породах (98,5%), на лесах підстелених пісками (1%), глинами (0,4%) і крейдо-мергелями (0,1%).

За механічним складом опідзолені ґрунти приблизно в рівній кількості представлені легко- середньо- і важкосуглинковими різновидами. В межах лісостепової зони механічний склад темно-сірих опідзолених ґрунтів і чорноземів в опідзолених змінюється з півночі на південь. На півночі і в західній частині Лісостепу вони мають грубопилувато-, а інколи піщано-легкосуглинковий механічний склад. В центральній частині Лісостепу – грубопилувато- і пилувато-середньосуглинковий, а в південній частині – важкосуглинковий.

Механічний склад в темно-сірих опідзолених ґрунтах по профілю важчає, особливо в ілювіальному горизонті. Кількість мулу в ньому на 9, а фізичної глини на 11% більші, ніж в гумусово-елювіальному горизонті (табл. 3.27). В чорноземі опідзоленому елювіально-ілювіальна диференціація за механічним складом не спостерігається. Тут відмічається поступове зменшення вмісту мулу і фізичної глини вниз за профілем.

Таблиця 3.27 – Хімічний склад, вміст фізичної глини і мулу в опідзолених ґрунтах (Н.М.Бреус, 1979)

Показники	Темно-сірий опідзолений важко суглинковий на лесі					Чорнозем опідзолений важко суглинковий на лесі				
	Генетичний горизонт									
	He	HI	I	Pi	Pк	He	Hpi	PhI	P(h)i	Pк
Шар ґрунту, см	10-20	40-50	70-80	110-120	130-140	10-20	50-60	80-90	110-120	130-140
Вміст часток, %										
<0,01 мм	51,8	56,3	62,7	62,7	67,3	42,3	40,4	39,9	38,8	35,6
<0,001 мм	30,7	32,7	39,8	38,4	45,8	25,3	24,8	24,4	23,2	22,6
Вміст оксидів, %										
SiO ₂	79,1	77,5	77,0	75,7	73,6	80,3	80,7	80,8	80,8	81,2
Fe ₂ O ₃	3,45	4,52	4,78	4,83	4,71	3,07	3,09	3,10	3,20	3,31
Al ₂ O ₃	9,91	11,8	11,7	11,7	11,6	10,7	9,67	10,9	10,7	10,6
CaO	1,34	1,17	1,02	1,18	8,58	2,13	1,83	1,55	1,50	0,84
MgO	1,07	1,15	1,56	1,36	1,95	0,96	0,73	0,86	0,71	1,14
Na ₂ O ₃	0,98	0,92	0,96	0,94	0,92	0,83	0,85	0,80	0,79	0,82
SiO ₂ :R ₂ O ₃	9,60	8,50	8,30	8,10	8,30	10,8	11,8	10,7	10,8	10,85

Хімічний склад профілю темно-сірих опідзолених ґрунтів неоднорідний. Максимальний вміст SiO₂ (79%) спостерігається в

гумусово-елювіальному горизонті поступово знижуючись до 74% в породі.

В чорноземі опідзоленому вміст SiO_2 за профілем майже не змінюється, коливаючись в межах 80-81% (див.табл. 3.27).

В темно-сірому опідзоленому ґрунті максимум оксидів заліза та алюмінію знаходиться в ілювіальних горизонтах, відповідно 4,8 та 12%, а мінімум в гумусово-елювіальному горизонті: Fe_2O_3 – 3,4%, Al_2O_3 – 9,9%. Це свідчить про те, що в даних ґрунтах має місце підзолистий процес. В чорноземах опідзолених перерозподілу оксидів майже не відбувається. Вміст оксидів заліза в гумусово-елювіальному горизонті становить 3,1 і зростає лише до 3,1-3,2% в ілювіальних горизонтах. Вміст оксидів алюмінію змінюється ще менше, коливаючись в межах 9,7-10,9%. Перерозподілу оксидів кальцію, магнію і натрію також майже не спостерігається.

Про хід підзолистого процесу в темно-сірому опідзоленому ґрунті свідчить співвідношення $\text{SiO}_2:\text{R}_2\text{O}_3$, яке найвужче 8,1-8,3 в ілювіальних горизонтах, а в гумусово-елювіальному горизонті становить 9,6. Отже в темно-сірих опідзолених ґрунтах ще досить чітко проявляється дія підзолистого процесу, а в чорноземах опідзолених переважає дерновий, а підзолистий затухає.

За вмістом гумусу опідзолені ґрунти суттєво відрізняються від сірих лісових ґрунтів. В гумусово-елювіальному горизонті темно-сірих опідзолених ґрунтів його міститься 4,29, а в чорноземах опідзолених 5,19%. За шкалою показників гумусового стану опідзолені ґрунти відносяться до середньо забезпечених гумусом, тоді як в сірих лісових ґрунтах вміст його низький або дуже низький (табл. 3.28).

Таблиця 3.28 – Вміст і груповий склад гумусу сірих лісових ґрунтів (Д.І.Ковалишин, Н.М.Бреус, 1979)

Генетичний горизонт, глибина, см	Загальний вміст гумусу, %	С органічний у початковому ґрунті, %	Сгк	Сфк	С залишку	Сгк : Сфк
			% до загально С			
Темно-сірий опідзолений важкосуглинковий на лесі						
HE ₁₀₋₂₀	4,29	2,49	34,7	33,9	31,4	1,02
HI ₄₀₋₅₀	1,07	0,97	40,2	38,1	21,7	1,06
I ₇₀₋₈₀	0,65	0,38	18,7	46,8	34,5	0,40
PI ₁₁₀₋₁₂₀	0,60	0,35	19,4	45,2	35,4	0,43
PK ₁₃₀₋₁₄₀	0,40	0,23	23,9	51,7	24,4	0,46
Чорнозем опідзолений важкосуглинковий на лесі						
HE ₁₀₋₂₀	5,19	3,01	40,9	36,2	22,9	1,13
HPI ₅₀₋₆₀	2,30	1,67	45,4	31,4	23,2	1,44
PHI ₈₀₋₉₀	0,96	0,56	30,4	37,7	31,9	0,81
P(h)I ₁₀₀₋₁₁₀	0,93	0,54	25,9	40,7	33,4	0,64
PK ₁₃₀₋₁₄₀	0,90	0,52	27,4	40,9	31,7	0,67

В перерозподілі гумусу по профілю однакова закономірність. Як в темно-сірому опідзоленому ґрунті, так і в чорноземі опідзоленому максимальний його вміст в HE та He горизонтах і поступове зниження вниз за профілем. Склад гумусу змінюється за профілем ґрунту. Темно-сірі опідзолені ґрунти в HE і H1 горизонтах мають фульватно-гуматний тип гумусу (Сгк:Сфк = 1,02-1,06), в ілювіальному, перехідному і породі – фульватний (Сгк:Сфк < 0,5). В чорноземі опідзоленому в He і Hp1 горизонтах він також фульватно-гуматний, але гумінових кислот набагато більше (Сгк:Сфк = 1,2-1,4). Наступні горизонти мають не фульватний, а гуматно-фульватний тип гумусу (Сгк: Сфк = 0,6-0,8).

В темно-сірому опідзоленому ґрунті і чорноземі опідзоленому в верхніх горизонтах вміст гумінових кислот переважає над фульвокислотами. В першому ґрунті 35-40% проти 34-38%, в другому відповідно 41-45% проти 31-36%. В нижчих горизонтах залежність в обох ґрунтах протилежна. Гумінових кислот менше ніж фульвокислот.

В чорноземах опідзолених в складі гумінових кислот переважає фракція гумінових кислот зв'язаних з кальцієм, а в темно-сірих опідзолених ґрунтах переважають гумінові кислоти зв'язані з півтораоксидами.

Фізико-хімічні властивості опідзолених ґрунтів добре відображають особливості їх генезису. За показниками обмінної кислотності і реакції ґрунтового розчину вони дуже близькі. В темно-сірому опідзоленому ґрунті pH_{H_2O} коливається в межах 7,0-7,2, а в чорноземі опідзоленому - 7,0-7,5 (табл. 3.29).

За показниками обмінної кислотності ґрунти нейтральні або близькі до нейтральних. Проте за показниками гідролітичної кислотності обидва ґрунти відносяться до слабокислих, відповідно 3,89 і 3,28 мг-екв 100 г ґрунту. Вниз за профілем гідролітична кислотність поступово зменшується.

Темно-сірі опідзолені ґрунти і чорноземи опідзолені характеризуються високою і дуже високою сумою увібраних основ, вміст яких коливається в межах 28-32 мг-екв 100 г ґрунту. В складі увібраних катіонів переважає обмінний кальцій, вміст якого в обох ґрунтах у верхніх горизонтах дуже високий - 22-24 мг-екв 100 г ґрунту. В нижчих горизонтах вміст кальцію поступово зменшується.

Обмінного магнію в темно-сірому опідзоленому ґрунті в 2,7-7,6 разів, а в чорноземі опідзоленому в 2,7-5,1 разів менше, ніж обмінного кальцію.

Перерозподіл обмінного магнію в профілі інший. Максимальний вміст його спостерігається в ілювіальних горизонтах. Однак в обох ґрунтах в верхніх гумусово-ілювіальних горизонтах вміст його дуже високий – 4,4-6,6 мг-екв 100 г ґрунту.

Таблиця 3.29 – Фізико-хімічні показники опідзолених ґрунтів
(О.М.Олександрова, Н.М.Бреус, 1979)

Показники	Темно-сірий опідзолений важкосуглинковий на лесі				Чорнозем опідзолений важкосуглинковий на лесі			
	Генетичний горизонт							
	HE	HI	I	Pi	He	Hpi	Phi	P(h)i
Шар ґрунту, см	10-20	40-50	70-80	110-120	10-20	50-60	80-90	100-110
pH водний	7,0	7,2	7,2	7,0	7,0	7,1	7,2	7,5
pH сольовий	6,3	5,5	5,8	5,8	6,4	6,5	6,5	6,7
Увібрані катіони, мг-екв/100 г ґрунту								
Ca ⁺⁺	23,6	20,4	17,5	22,8	22,5	17,0	13,7	16,3
Mg ⁺⁺	6,60	3,40	6,60	3,00	4,43	3,88	4,91	3,34
Na ⁺	0,18	0,22	0,23	0,27	0,31	0,26	0,26	0,10
K ⁺	0,09	0,74	0,61	0,61	0,41	0,51	0,51	0,51
Сумма	31,5	24,8	24,9	26,6	27,6	21,6	19,4	20,2
Гідролітична кислотність, мг-екв/100 г ґрунту	3,89	2,91	1,82	1,82	3,28	1,72	1,06	0,72
Ємність вбирання, мг-екв/100 г ґрунту	35,4	27,7	26,7	28,4	30,9	23,4	20,4	21,0
Ступінь насиченості основами, %	89	90	93	94	89	92	95	96

Темно-сірі опідзолені ґрунти і чорноземи опідзолені мають високий ступінь насиченості основами, відповідно 89-94 і 89-96% з максимумом в перехідних до породи горизонтах. Порода карбонатна, вміст CaCO₃ – 3-5%.

За фізико-хімічними показниками інтенсивність підзолистого процесу в темно-сірому опідзоленому ґрунті проявляється в більшій мірі ніж в чорноземі опідзоленому. Проте дані аналізів свідчать, що ці ґрунти дуже близькі за генезисом.

Слабка опідзоленість, порівняно висока вбирна здатність, висока насиченість основами і обмінним кальцієм, значний вміст гумусу обумовлюють відносно високий вміст поживних речовин в опідзолених ґрунтах.

Вміст загального азоту в темно-сірому опідзоленому ґрунті в гумусово-елювіальному горизонті становить – 0,14, а в чорноземі опідзоленому – 0,21%, знижуючись в нижніх горизонтах, відповідно до 0,06-0,03 і 0,14-0,09% (табл. 3.30), що корелює з вмістом і розподілом гумусу за профілем.

Таблиця 3.30 – Агрохімічні показники опідзолених ґрунтів
(Б.С.Носко, Є.П.Латишев, 1994)

	Темно-сірий опідзолений важко суглинковий на лесі			Чорнозем опідзолений важко суглинковий на лесі		
Показники	Генетичний горизонт					
	HE	HI	Pi	HE	HrI	P(h)i
Шар ґрунту, см	2-12	40-50	110-120	0-10	50-60	100-110
Загальний вміст, %						
азоту	0,14	0,06	0,03	0,21	0,14	0,09
фосфору	0,12	0,09	0,09	0,13	0,12	0,11
калію	1,88	1,91	2,19	2,07	2,26	2,34
Вміст рухомих сполук за Кірсановим, мг 1 кг ґрунту						
P ₂ O ₅	95,8	54,7		112	63,4	Не визн.
K ₂ O	112	83,5	-	126	92,1	-

Вміст загального фосфору менший ніж азоту і становить 0,09-0,012% в темно-сірому опідзоленому ґрунті і 0,11-0,13% в чорноземі опідзоленому. Перерозподіл за профілем подібний до азоту.

Вміст загального калію значно більший ніж азоту і фосфору в темно-сірому опідзоленому ґрунті в гумусово-елювіальному горизонті він становить 1,88, а в чорноземі опідзоленому 2,07%. Проте максимальні показники відмічаються в ілювіальних горизонтах – 2,19 і 2,34%, що пов'язано з проявом підзолистого процесу.

Рухомими фосфатами і обмінним калієм темно-сірі опідзолені ґрунти забезпечені середньо (95,8 мг P₂O₅ і 112 мг K₂O на 100г ґрунту), а чорнозем опідзолений має підвищену забезпеченість, відповідно 112 і 126 мг на 100г ґрунту.

Водно-фізичні властивості опідзолених ґрунтів значно кращі ніж в сірих лісових. Щільність твердої фази в гумусово-елювіальному горизонті становить 2,63 і поступово зростає до 2,70-2,72 г/см³ вниз за профілем (табл. 3.31). В чорноземі опідзоленому вона по всьому профілю майже не змінюється.

В гумусово-елювіальному горизонті величина її становить 2,68, а далі вниз за профілем вона стабільна (2,70 г/см³), що позитивно впливає на пористість ґрунту.

За показниками щільності в темно-сірому опідзоленому тільки гумусово-елювіальний горизонт щільний (1,30 г/см³), а всі нижче розміщені горизонти дуже ущільнені (1,37-1,52 г/см³).

В чорноземі опідзоленому гумусовий елювіований і наступний за

Таблиця 3.31 – Водно-фізичні показники опідзолених ґрунтів (М.Г.Йовенко, 1960)

Показники	Темно-сірий опідзолений грубопилувато-середньосуглинковий на лесі					Чорнозем опідзолений грубопилувато-середньосуглинковий на лесі				
	Генетичний горизонт									
	HE	HI	I	Pi	Pk	He	Hpi	Phi	P(h)i	Pk
Шар ґрунту, см	0-10	30-40	60-70	90-100	120-130	0-10	30-40	60-70	90-100	110-120
Щільність твердої фази, г/см ³	2,63	2,70	2,71	2,72	2,72	2,68	2,70	2,70	2,70	2,70
Щільність, г/см ³	1,30	1,38	1,41	1,37	1,52	1,22	1,23	1,18	1,14	1,16
Загальна пористість від об'єму, %	51	49	48	50	44	54	54	56	58	57
Максимальна гігроскопічність, %	6,7	7,8	9,5	9,2	8,1	7,2	7,3	7,0	6,6	6,4
Вологість в'янення, %	8,3	9,7	11,8	11,6	10,0	11,3	11,2	11,1	13,6	12,3
Найменша вологоємність, %	24,5	22,6	25,5	23,4	23,2	26,2	26,3	26,4	26,8	27,4
Доступна волога при НВ, %	16,2	12,9	13,7	11,8	13,2	14,9	15,1	15,3	13,2	15,1

ним перехідний горизонт середньо пухкі (1,22-1,23 г/см³), а решта горизонтів пухкі (1,14-1,18 г/см³).

З щільністю тісно пов'язана пористість ґрунту. В темно-сірому опідзоленому ґрунті вона за шкалою Н. А. Качинського задовільна для орного шару (51%) і далі падає до 44-50%. В чорноземі опідзоленому всі генетичні горизонти мають задовільну пористість – 54-58%. Враховуючи, що капілярна пористість в опідзолених ґрунтах 30-35%, то в них створюються умови достатньої аерації.

Темно-сірі опідзолени ґрунти і чорноземи опідзолени близькі за водно-фізичними властивостями. Вони більш сталі у профілі, порівняно з сірими лісовими ґрунтами. Це викликано меншою інтенсивністю підзолистого процесу і меншою елювіально-ілювіальною диференціацією профілю.

Максимальна гігроскопічність в темно-сірому опідзоленому ґрунті становить 7-9, а в чорноземі опідзоленому 6-7%, відповідно змінюється і вологість в'янення – 8-12 та 11-14%. Найменша вологоємність коливається

в межах 23-26 і 26-27%, тому і доступної вологи дані ґрунти містять приблизно однакову кількість: темно-сірий опідзолений – 12-16, а чорнозем опідзолений 13 -15%.

Оцінюючи властивості опідзолених ґрунтів можна зазначити їх загальні особливості:

- в темно-сірому опідзоленому ґрунті елювіально-ілювіальна диференціація профілю проявляється слабо, а в чорноземі опідзоленому вона практично затухає;

- в темно-сірому опідзоленому ґрунті порівняно з сірими лісовими ґрунтами горизонти E і E1 відсутні, а формуються гумусовані горизонти HE і H1, а в чорноземах опідзолених – He і Hpi;

- внаслідок затухання підзолистого процесу і лесиважу гумусово-елювіальний горизонт у темно-сірому опідзоленому ґрунті значно в меншій мірі ніж в сірих лісових ґрунтах збіднюється мулом, колоїдами та півтораоксидами, а в чорноземі опідзоленому ці процеси виражені слабо;

- ґрунти мають середній вміст гумусу, з поступовим зниженням вниз за профілем; склад гумусу фульватно-гуматний;

- в чорноземах опідзолених в складі гумусу переважають гумінові кислоти зв'язані з кальцієм, а в темно-сірих опідзолених зв'язані з півтораоксидами;

- в складі мікроорганізмів кількість грибів і бактерій приблизно однакова, або трохи більше бактерій;

- за показниками обмінної кислотності ґрунти нейтральні або близькі до нейтральних; за гідролітичною кислотністю – слабокислі;

- ґрунти характеризуються високою сумою увібраних катіонів і ступенем насиченості основами;

- формуються на карбонатних ґрунтотворних породах: лесах і лесовидних суглинках;

- забезпеченість мінеральним азотом середня, рухомими фосфатами і обмінним калієм – середня і підвищена;

- агрофізичні властивості задовільні та добрі, характеризуються достатньо стійким водним режимом.

За даними А.І. Сірого (1998), темно-сірі опідзолені ґрунти відрізняються від сірих лісових більш інтенсивною гумусованістю. Кількість гумусу в глибина гумусованої частини профілю досягає 50-60 см. В них в залежності від механічного складу становить 3-4,5%. Забарвлення їх більш темне, а результати запаси гумусу в метровій товщі становлять в супіщаних 40, легкосуглинкових 193-220, середньосуглинкових 248 і важкосуглинкових різновидностях 274 т/га (табл. 3.32).

Чорноземи опідзолені мають більш глибокий гумусований профіль (до 80-90 см), у них гумусована не лише верхня, але й нижня частина

Таблиця 3.32 – Якісна оцінка (бонітування) опідзолених ґрунтів
(А.І.Сірий, 1998)

Механічний склад ґрунту	Основні типові категорії'								Середній бал	Поправки на		Бонітет ґрунтів, бал
	гумус		фосфор		калій		ММЗПВ			кислотність	клімат	
	г/га у шарі 0-100см	бал	мг P ₂ O ₅ 100гр ґрунту	бал	мг K ₂ O 100гр ґрунту	бал	мм у шарі 0-100см	бал				
<i>Темно-сірі опідзолені на лесових породах</i>												
Супіщані (Чернігівська обл.)	140	28	8,5	34	5,5	32	170	85	44	0,96	0,94	40
Піщано-легкосуглинкові (там же)	193	39	9,3	39	6,0	35	190	95	53	0,96	0,94	47
Грубопилуватолегкосуглинкові (там же)	220	44	10,7	43	6,4	38	180	90	56	0,96	0,94	50
Пилувато-середньосуглинкові (Чернівецька обл.)	248	50	13,7	65	13,2	66	175	88	61	0,96	0,89	53
Важкосуглинкові (Харківська обл.)	274	55	17,4	87	13,8	69	160	80	63	0,96	0,90	55
<i>Чорноземи опідзолені на лесових породах</i>												
Супіщані (Чернігівська обл.)	172	35	9,1	36	5,7	34	172	86	48	0,96	0,94	45
Піщано-легкосуглинкові (там же)	214	43	10,0	40	6,4	38	186	93	56	0,96	0,94	53
Грубопилувато-легкосуглинкові (там же)	260	52	11,2	45	7,0	41	190	95	63	0,96	0,94	57
Грубопилувато-середньосуглинкові (Полтавська обл.)	298	60	12,4	50	10,4	61	190	95	69	0,96	0,90	62
Пилувато-середньосугл инкові (Чернівецька обл.)	323	65	14,1	71	12,2	61	190	95	72	0,96	0,89	64
Важкосуглинкові (Черкаська обл.)	360	72	18,8	75	14,2	85	175	88	76	0,96	0,89	70

ілювійованих горизонтів. Вище у них і вміст гумусу, який коливається від 2,0% у супіщаних різновидностях до 4,5-5,0% у важкосуглинкових.

Відповідно зростають і запаси гумусу у метровій товщі, від 172 т/га у супіщаних до 360 т/га у важкосуглинкових різновидностях.

Реакція темно-сірих опідзолених ґрунтів переважно слабокисла або близька до нейтральної ($\text{pH}_{\text{ксі}}$ 5,5-6), хоча величина гідролітичної кислотності становить 3,0-3,5 мг-екв 100г ґрунту. Досить висока насиченість основами (80-94) зменшує їх негативну дію. Реакція чорноземів опідзолених також слабокисла або близька до нейтральної ($\text{pH}_{\text{ксі}}$ 5,8-6,2, гідролітична кислотність 1,5-2,5 мг-екв 100 г ґрунту). При цьому чим легший механічний склад ґрунтів, тим вища кислотність. Проте ґрунти високо насичені основами, кількість яких становить 85-96% від ємності вбирання, тому кислотність не впливає безпосередньо на їх оцінку.

Сприятливі фізико-хімічні властивості темно-сірих опідзолених ґрунтів (від низького до середнього вміст гумусу, висока ступінь насиченості основами, слабокисле середовище) обумовлюють досить високий вміст у них елементів живлення.

Забезпеченість рухомими фосфатами у них переважно підвищена – 10,7-13,7 мг 100 г ґрунту і висока – 17,4 мг 100 г ґрунту обмінним калієм – низька – 5,5-6,4 мг 100 г ґрунту, а в більш важких різновидностях – підвищена – 13,2-13,8 мг 100 г ґрунту. В чорноземах опідзолених слабокисле середовище визначило значну рухомість фосфатів, вміст яких становить 9,1—19,8 мг 100 г ґрунту.

Забезпеченість обмінним калієм в основному низька – 5,7-7,0 мг 100 г ґрунту і середня – 19,4-12,2 мг 100 г ґрунту і лише у важкосуглинкових різновидів підвищена – 14,7 мг 100 г ґрунту.

Порівняно з сірими лісовими ґрунтами темно-сірі опідзолені мають більш сприятливі агрофізичні властивості. У них помітно зростає кількість водостійких агрегатів, ґрунти менше запливають, рідше утворюється кірка. Суттєво збільшується вологоємність, але разом з тим росте і кількість недоступної вологи. Тому максимально можливі запаси продуктивної вологи у метровій товщі у них коливаються від 160 у важкосуглинкових різновидів до 190 мм у піщаних легкосуглинкових.

Водно-фізичні властивості чорноземів опідзолених більш сприятливі, ніж темно-сірих опідзолених ґрунтів. Вони мають більшу кількість водостійких агрегатів, а отже і їхня оструктуреність значно вища. Особливо це стосується ґрунтів більш важкого механічного складу. Загальна пористість їх становить 50-55% в т.ч. капілярна 30-35%, і отже, ці ґрунти можуть утримувати в капілярах достатню кількість води. Максимально можливі запаси продуктивної вологи у них залежно від механічного складу становлять 172-190 мм у метровій товщі. Поряд з цим

у некапілярних проміжках буде 10-15%. Все це забезпечує рослинам досить сприятливий водно-повітряний режим.

Потенціальна родючість темно-сірих опідзолених ґрунтів досить висока. Бонітет їх коливається в межах від 37 у супіщаних до 55 балів у важкосуглинкових різновидах. Чорноземи опідзолені характеризуються більш високою потенціальною родючістю. Бонітет їх коливається від 45 балів у супіщаних різновидах до 70 балів у важко-суглинкових. Враховуючи це, можна стверджувати, що за природною родючістю темносірі опідзолені ґрунти близькі до чорноземів опідзолених.

Сільськогосподарське використання і заходи підвищення родючості опідзолених ґрунтів

Темно-сірі ґрунти та чорноземи опідзолені близькі за генезисом і властивостями і тому їх об'єднують в одну агрогрупу. Володіючи вищою природною родючістю ніж сірі лісові ґрунти агрозаходи які проводять на опідзолених ґрунтах для підтримання і підвищення родючості дещо відрізняються, а в деяких випадках співпадають.

В умовах водно-ерозійного рельєфу слід застосовувати контурно-меліоративну організацію території з відповідними системами обробітку ґрунту, добрив, захисту рослин польових і ґрунтозахисних сівозмін. На опідзолених ґрунтах вирощують переважно озиму пшеницю, цукровий буряк, зростають площі під посівами кукурудзи на зерно і молочно-воскову стиглість, кормових буряків, картоплі; серед багаторічних трав перевага надається люцерні, вирощують однорічні трави та інші культури. Це найкращі ґрунти в лісостеповій зоні під плодові і ягідні культури.

Опідзолені ґрунти маючи слабокислу або близьку до нейтральної реакцію, високу насиченість основами і низьку гідролітичну кислотність потребують вибіркового вапнування. Як правило це супіщані і легкосуглинкові ґрунти. Вапно вносять у сівозмінах з вимогливими до кальцію культурами, в дозах 0,5-0,25 від розрахованих за гідролітичною кислотністю.

Для підвищення родючості опідзолених ґрунтів велике значення мають органічні добрива, яких для бездефіцитного балансу гумусу треба вносити 14-16 т/га сівозмінної площі. Слід поряд з підстилковим гноєм застосовувати і інші органічні добрива, компости, пташиний послід та ін., ширше впроваджувати посіви бобових трав і культур на зелене добриво. Це значно покращує фізичний стан ґрунтів і забезпеченість їх елементами живлення. Органічні добрива розпушують ґрунт, посилюють його аерацію, зменшують схильність до запливання і утворення кірки.

Якщо в районі розміщення опідзолених ґрунтів лісова рослинність знищена, а місцевість зазнала остепніння, то необхідно проводити заходи щодо снігозатримання та регулювання стоку талих вод.

Опідзолені ґрунти, маючи сприятливі показники загальної пористості потребують в умовах нестійкого зволоження регулювання водних властивостей. Цьому сприяє мінімізація обробітку, оранку проводять під просапні культури і на полях, де вноситься гній. Під інші культури слід застосовувати комбіновані агрегати, чизельний, плоскорізний та поверхневий обробіток. На землях, підвержених ерозії, обробіток повинен проводитися лише впоперек схилу, плоскорізами, чизельними знаряддями, з обов'язковим щілюванням. Посів здійснюється також впоперек схилу.

Для отримання високих і стійких урожаїв слід дотримуватися правильних сівозмін, перспективні культури слід розміщувати по кращих попередниках, використовувати зайняті пари, недопускати переосушення ґрунту після збирання врожаю. Несвоєчасний обробіток ґрунту призводить не лише до втрат ґрунтової вологи, але й до руйнування агрономічноцінної структури.

Для покращення агрофізичних властивостей опідзолених ґрунтів поряд з внесенням органічних добрив слід застосовувати кальцієві сполуки, для забезпечення надходження іонів кальцію в ґрунтовий розчин і ґрунтовий вбирний комплекс, що сприяє формуванню головним чином гумінових кислот, зв'язаних з кальцієм, і закріпленню гумусу. За існуючими рекомендаціями доза вапна становить 1 т/га раз на 10 років.

Важливим заходом підвищення родючості є мінеральні добрива, які треба застосовувати, коли основні елементи живлення (азот, фосфор, калій) містяться в ґрунті не в оптимальній кількості. Враховуючи пріоритет культур, добрива треба вносити помірними дозами, надаючи перевагу локальному способу їх внесення. Азотні добрива вносяться навесні, під час посіву у рядки та в підживлення.

На схилістих землях розміщують ґрунтозахисні сівозміни з культурами суцільного посіву і застосовують тільки безпліщевий обробіток (плоскорізний, чизельний) з обов'язковим щілюванням, а по можливості і мульчуванням ґрунту. Всі технологічні операції по обробітку, сівбі та догляду за посівами проводять тільки впоперек схилів або в напрямку близькому до горизонталей. При здійсненні всього комплексу агрозаходів темно-сірі опідзолені ґрунти і чорноземи опідзолені забезпечують збереження і підвищення родючості, що є гарантією високих і сталих урожаїв всіх районуваних для зони культур.

3.3.5. Склад і властивості реградованих ґрунтів

Темно-сірі реградовані ґрунти і чорноземи реградовані, згідно класифікації, виділяються на видовому рівні входячи до типу опідзолених, але в ґрунтовому покриві лісостепової зони вони відіграють суттєву роль бо за площами знаходяться на третьому місці після чорноземів типових і сірих лісових ґрунтів.

Темно-сірі реградовані ґрунти і чорноземи реградовані формуються виключно в автоморфних умовах на увалистих вододілах або схилах південної чи південно-західної експозицій. Ґрунтотворними породами цих ґрунтів служать багаті на карбонати леси.

Реградовані ґрунти, як правило, обрамляють масиви опідзолених на контакті з чорноземами типовими або розміщені серед останніх невеликими плямами на вершинах горбів та увалів. Часто реградовані ґрунти утворюють дрібноконтурні невпорядковані комплекси з темно-сірими опідзоленими ґрунтами і чорноземами опідзоленими.

Реградовані ґрунти характеризуються підвищеною лінією залягання карбонатів. «Скипання» від 10% HCl спостерігається в ілювіальному чи ілювійованих горизонтах. Морфологічно карбонати спостерігаються у вигляді плісняви на структурних окремостях, особливо її багато по ходах черв'яків, коренів та тріщинах, структура в ілювіальних горизонтах менш гострогранна, присипка SiO_2 і натіки півтораоксидів R_2O_3 не чітко виразні, вони більш пухкі, перериті черв'яками. Сформувалися внаслідок заміни дерев'яної рослинності на трав'яну, що призвело до зміни гідрологічного режиму. Посилились висхідні токи вологи, які сприяють підняттю карбонатів ближче до поверхні, уповільненню підзолистого і розвитку дернового (гумусово-акумулятивного) процесу ґрунтотворення і відповідно змін фізичних, фізично-хімічних та агрохімічних властивостей.

За механічним складом реградовані ґрунти, як і їх опідзолені аналоги представлені легко-, середньо- і важкосуглинковими різновидами. В межах лісостепової зони їх механічний склад змінюється з півночі на південь від середньо- до важкосуглинкових.

В темно-сірих реградованих ґрунтах відмічається слабкий перерозподіл фізичної глини і мулу за профілем. В чорноземах реградованих він практично відсутній (табл. 3.33).

Хімічний склад, як темно-сірих, так і чорноземів реградованих однорідний. Вміст оксидів SiO_2 , Fe_2O_3 , Al_2O_3 за профілем практично не змінюється.

Про це свідчить і співвідношення SiO_2 : R_2O_3 , яке в обох ґрунтах стабільне і становить 10-11. Це дає змогу стверджувати про більш інтенсивний розвиток дернового процесу ґрунтотворення в реградованих

Таблиця 3.33 – Хімічний склад, вміст фізичної глини і мулу в реградованих ґрунтах (О.М.Олександрова, Н.М.Бреус, М.М.Шелякін, 1979)

Показники	Темно-сірий реградований грубо-пилувато-важкосуглинковий на лесі					Чорнозем реградований грубо-пилувато-важкосуглинковий на лесі				
	Генетичний горизонт									
	He	HI/к	IIк	P(h)K	Pк	Hea	He	Hri/к	Phіk	Pк
Шар ґрунту, см	0-10	30-40	70-80	110-120	190-200	0-10	30-40	50-60	110-120	120-130
Вміст частинок, %										
<0,01 мм	40,9	40,7	43,0	36,0	37,4	43,1	40,6	39,8	34,6	33,0
<0,001 мм	26,1	25,9	25,0	21,6	22,6	26,9	24,8	25,5	20,7	20,8
Вміст оксидів, %										
SiO ₂	81,4	80,4	80,9	80,4	78,2	81,0	80,6	80,5	79,5	80,8
Fe ₂ O ₃	3,19	3,35	3,32	3,26	3,65	3,18	3,16	3,16	3,22	3,07
Al ₂ O ₃	10,4	10,6	10,7	10,4	11,5	10,1	10,5	10,8	11,3	9,99
CaO	1,41	1,32	1,26	1,69	1,86	1,91	2,47	1,96	2,17	1,94
MgO	0,96	0,97	0,86	1,35	1,83	0,91	0,87	0,94	1,21	1,50
SiO ₂ :R ₂ O ₃	11,1	10,7	10,8	11,0	9,65	11,3	10,9	10,6	10,2	11,5

Таблиця 3.34 – Вміст і груповий склад гумусу реградованих ґрунтів (О.М.Олександрова, Н.М.Бреус, М.М.Шелякін, 1979)

Генетичний горизонт, глибина, см	Загальний вміст гумусу, %	С органічний у початковом у ґрунті, %	Сгк	Сфк	С залишку	Сгк : Сфк
			% до загально С			
Темно-сірий реградований грубопилувато-важкосуглинковий на лесі						
HE ₀₋₁₀	3,48	2,02	43,6	41,1	15,3	1,06
HI/к ₃₀₋₄₀	1,93	1,12	41,5	38,8	19,7	1,06
Ihk ₇₀₋₈₀	1,21	0,70	45,7	38,6	15,7	1,18
P(hi)k ₁₁₀₋₁₂₀	0,88	0,51	37,2	45,1	17,7	0,83
Чорнозем реградований грубопилувато-важкосуглинковий на лесі						
Hea ₀₋₁₀	3,53	2,05	41,9	32,7	25,4	1,28
He ₃₀₋₄₀	2,86	1,66	40,4	38,6	21,0	1,04
Hri/к ₅₀₋₆₀	2,02	1,17	36,8	36,8	26,4	1,00
Phіk ₁₁₀₋₁₂₀	0,95	0,55	23,6	43,6	32,8	0,54
Pk ₁₂₀₋₁₃₀	0,68	0,40	20,0	42,5	37,5	0,47

грунтах порівняно з опідзоленими аналогами.

За вмістом гумусу в гумусово-елювіальному горизонті ґрунти майже однакові – 3,48 і 3,53% (табл. 3.34). Проте в темно-сірих реградованих ґрунтах спостерігається більш різкий його спад за профілем порівняно з чорноземами реградованими. В останньому глибина гумусованої частини профілю досягає 80-100 см, а у темно-сірих реградованих – 50-70 см.

В реградованих, як і в інших ґрунтах лісостепової зони, має місце чітка закономірність зменшення вмісту гумусу у напрямку зі сходу на захід та з півночі на південь, а також від механічного складу. Середньосуглинкові містять його менше ніж важкосуглинкові.

В складі гумусу реградованих ґрунтів переважають гумінові кислоти. Тип гумусу фульватно-гуматний (Сгк:Сфк>1) і тільки в нижніх перехідних до породи горизонтах гуматно-фульватний (Сгк:Сфк>1). В складі гумінових кислот обох ґрунтів переважає зв'язана з кальцієм фракція. Характерним також є підвищений вміст зв'язаних з кальцієм фульвокислот.

В якісному складі гумусу реградованих ґрунтів, на відміну від опідзолених, більш плавний перерозподіл за профілем гумінових кислот. Спостерігається поступове їх зменшення з глибиною.

Фізико-хімічні властивості реградованих ґрунтів, на відміну від опідзолених, добре відображають особливості процесів, які в них відбуваються. За показниками обмінної кислотності вони нейтральні ($\text{pH}_{\text{ксі}}=6,2-6,4$ у чорноземі реградованому). Характеризуються незначною гідролітичною кислотністю: 1,8-2,1 в темно-сірому ґрунті і 0,8-1,5 мг-екв на 100 ґрунту в чорноземі реградованому. Мають високий рівень вмісту ввібраних катіонів, у складі яких переважає обмінний кальцій. Вміст кальцію в темно-сірих реградованих ґрунтах високий (18-20) і дуже високий (21-28 мг-екв на 100 г ґрунту) в чорноземах реградованих.

Вміст обмінного магнію значно менший, відповідно 2,4-3,2 і 4,0-4,8 мг-екв на 100 г ґрунту. Ступінь насиченості основами високий – понад 90% і зростає з глибиною.

В цілому фізико-хімічні властивості реградованих ґрунтів кращі, ніж в опідзолених аналогах і наближають їх до чорноземів типових.

Вміст загального азоту в обох ґрунтах досить високий – 0,19-0,21% і поступово зменшується з глибиною (табл. 3.35), що в повній мірі відповідає перерозподілу гумусу за профілем. Вміст загального фосфору менший ніж азоту: в темно-сірих реградованих він становить 0,08-0,13, а в чорноземах реградованих 0,08-0,15%.

Реградovanі ґрунти мають значні запаси загального калію від 1,9 до 2,1%, вміст якого майже не змінюється вниз за профілем.

За вмістом рухомих фосфатів темно-сірі реградovanі ґрунти відносяться до середньозабезпечених (83,5-96,7), а вміст обмінного калію підвищений в орному шарі (96,3) і середній в підорному – 75,5 мг на 100 г

Таблиця 3.35 – Фізико-хімічні показники реградованих ґрунтів
(Н.М.Бреус, 1988)

Показники	Темно-сірий реградований грубопилувато- важкосуглинковий на лесі					Чорнозем реградований грубопилувато- важкосуглинковий на лесі				
	Генетичний горизонт									
	He	HI/к	Ihk	P(hi)K	Pк	Hea	He	HPi/к	PHiк	Pк
Шар ґрунту, см	0-10	30-40	70-80	110-120	190-200	0-10	30-40	50-60	110-120	120-130
Загальний вміст, %										
азоту	0,21	0,19	0,13	0,11	0,03	0,21	0,21	0,12	0,12	0,10
фосфору	0,13	0,11	0,11	0,09	0,08	0,15	0,14	0,12	0,12	0,09
калію	1,89	1,90	1,92	2,02	1,95	2,09	1,90	1,90	1,95	2,08
Вміст рухомих сполук за Чіриковим, мг/1 кг ґрунту										
P ₂ O ₅	96,7	83,5	не визн.	не визн.	не визн.	141	111	не визн.	не визн.	не визн.
K ₂ O	96,3	75,6	-	-	-	118	86,2	-	-	-

Таблиця 3.36 – Агрохімічні показники реградованих ґрунтів
(М.М.Шелякін, Н.М.Бреус, 1979)

Показники	Темно-сірий реградований грубопилувато- середньосуглинковий				Чорнозем реградований грубопилувато- середньосуглинковий на лесі		
	Генетичний горизонт						
	He	HI	Ih/к	Hea	He	HPi/к	
Шар ґрунту, см	0-20	28-38	45-55	0-20	40-50	60-70	
РН сольовий	6,0	6,1	6,8	6,4	6,2	6,3	
Увібрані катіони, мг-екв/100 г ґрунту							
Ca ⁺⁺	18,3	20,1	20,4	21,3	23,8	28,3	
Mg ⁺⁺	2,4	3,1	3,2	4,8	4,6	4,0	
Сума	21,1	23,7	24,1	26,8	28,9	32,7	
Гідролітична кислотність, мг- екв/100 г ґрунту	2,1	2,0	1,8	1,5	1,2	0,8	
Ступінь насиченості основами, %	91	92	93	95	96	96	

грунту. Чорноземи реградовані мають підвищений вміст рухомих фосфатів та обмінного калію.

Щільність твердої фази в обох ґрунтах коливається в межах 2,59-2,71 г/см³ з загальною тенденцією підвищення з глибиною (табл. 3.36). За показниками щільності темно-сірі реградовані ґрунти є пухкими і середньопухкими, а чорноземи реградовані пухкими, що пов'язано з добре розвинутою мезофауною, яка розрихлює ґрунт. Відповідно в темно-сірих реградованих ґрунтах загальна пористість задовільна (51-56%), а в чорноземах реградованих відмінна (55-60%).

В процесі реградації спостерігається покращення водно-фізичних властивостей (табл. 3.37). Так, в профілі реградованих ґрунтів, порівняно з опідзоленими аналогами показники максимальної гігроскопічності і вологості в'янення мало змінюються за профілем, це стосується і найменшої вологості, тому і доступної вологи вони містять приблизно однакову кількість: 12-16% темно-сірі і 12-18% чорноземи реградовані.

Таблиця 3.37 – Водно-фізичні показники реградованих ґрунтів (Довідник агрогідрологічних властивостей ґрунтів Української РСР, 1965)

Показники	Темно-сірий реградований грубопилувато- важкосуглинковий на лесі					Чорнозем реградований грубопилувато- важкосуглинковий на лесі				
	Генетичний горизонт									
	He	HI/к	Ihk	P(hi)к	Рк	Hea	He	HPi/к	Phiк	Рк
Шар ґрунту, см	0-10	30-40	70-80	110-120	140-150	0-10	30-40	80-90	110-120	140-150
Щільність твердої фази, г/см ³	2,59	2,64	2,65	2,67	2,69	2,60	2,63	2,68	2,70	2,71
Щільність, г/см ³	1,27	1,18	1,27	1,18	1,22	1,03	1,14	1,21	1,19	1,29
Загальна пористість від об'єму, %	51,0	55,0	52,0	56,0	55,0	60,4	56,7	54,9	55,9	52,4
Максимальна гігроскопічність, %	7,7	8,3	8,1	7,6	7,4	8,7	9,6	9,5	9,3	9,1
Вологість в'янення, %	11,6	12,3	12,2	11,4	11,1	13,1	14,4	14,2	14,0	13,6
Найменша вологості, %	27,4	25,3	26,4	25,8	23,6	31,6	26,6	27,7	26,4	25,2
Доступна волога при НВ, %	15,8	12,9	14,2	14,4	12,5	18,5	12,2	13,5	12,4	11,6

Даючи оцінку властивостям реградованих ґрунтів, можна зазначити такі характерні їх особливості:

- темно-сірі реградовані ґрунти і чорноземи реградовані формуються тільки на карбонатних ґрунтоутворних породах, вони мають підвищену лінію „скипання” від 10% НС1, тобто карбонати в профілі залягають значно вище ніж в опідзолених аналогах;

- елювіально-ілювіальна диференціація спостерігається в темно-сірих реградованих ґрунтах тільки за вмістом мулу, в чорноземах реградованих вона відсутня;

- підзолистий процес майже не проявляється, а провідним є дерновий;

- за вмістом гумусу в орному шарі вони близькі, але в темно-сірих реградованих ґрунтах спостерігається більш різкий його спад з глибиною;

- в чорноземах реградованих глибина гумусованої частини профілю досягає 80-100 см, а в темно-сірих реградованих ґрунтах – 55-70 см;

- в складі гумусу реградованих ґрунтів переважають гумінові кислоти. Тип гумусу фульватно-гуматний (Сгк:Сфк>1) і тільки в нижніх перехідних до породи горизонтах – гуматно-фульватний (Сгк:Сфк<1). Серед гумінових кислот переважає фракція зв'язана з кальцієм і спостерігається більш плавний перерозподіл її за профілем;

- за показниками обмінної і гідролітичної кислотності ґрунти нейтральні, мають високий вміст увібраних катіонів, у складі яких переважає кальцій, ступінь насиченості основами понад 90% і зростає з глибиною;

- в складі мікроорганізмів переважають бактерії, тому реградовані ґрунти краще опідзолених аналогів забезпечені азотом;

- вміст рухомих фосфатів і обмінного калію середній або підвищений;

- в реградованих ґрунтах за рахунок накопичення гумусу і розрихлення ілювіованих горизонтів ґрунтовою фауною помітно зменшується щільність всього профілю, підвищується загальна і некапілярна пористість, відповідно аерація і вологосмість, створюються умови для стійкого водно-повітряного режиму.

За даними А.І.Сірого (1998), темно-сірі реградовані ґрунти відрізняються від опідзолених аналогів. Залежно від механічного складу кількість гумусу у них становить 3,2-4,8%. Забарвлення їх більш темне, а глибина гумусованої частини профілю досягає 55-70 см. В результаті, запас гумусу в метровій товщі становить у середньосуглинкових – 290 і важкосуглинкових різновидах – 303-340 т/га (табл. 3.38).

Чорноземи реградовані, на відміну від опідзолених, характеризуються значно вищою насиченістю основами і помітним зниженням кислотності. Як наслідок у них збільшується вміст гумусу до 3,5-5,5%, а його запаси у метровій товщі до 351-452 т/га.

Сприятливі фізико-хімічні властивості темно-сірих реградованих ґрунтів (значний вміст гумусу, висока насиченість основами, нейтральне

Таблиця 3.38 – Якісна оцінка (бонітування) реградованих ґрунтів (А.І.Сірий, 1998)

Механічний склад ґрунту	Основні типові критерії								Середній бал	Поправка на кислотність ґрунтів, бал	Бонітет ґрунтів, бал
	гумус		фосфор		калій		ММЗПВ				
	г/га у шарі 0-100 см	бал	мг P ₂ O ₅ на 100гр ґрунту	бал	мг K ₂ O на 100гр ґрунту	бал	мм у шарі 0-100 см	бал			
Темно-сірий реградований на лесових породах											
Грубопилувато середньо-суглинкові (Вінницька обл.)	290	58	14,2	71	10,3	52	152	76	58	0,94	54
Пилувато-важкосуглинкові (Харківська обл.)	340	68	17,1	86	14,6	74	176	88	73	0,90	66
Грубопилувато-важкосуглинкові (Чернівецька обл.)	303	61	16,0	80	13,7	69	167	84	67	0,89	60
Чорнозем реградований на лесових породах											
Пилувато-Середньо суглинкові (Черкаська обл.)	351	70	13,4	67	12,0	60	196	98	78	0,89	69
Пилувато-важкосуглинкові (там же)	452	90	18,1	72	16,0	94	180	90	90	0,89	77

середовище) обумовили високий вміст елементів живлення. Забезпеченість рухомими фосфатами у них підвищена і висока –14,2-17,1 мг на 100 г ґрунту, обмінним калієм також підвищена і висока –10,3-14,6 мг на 100 г ґрунту. В чорноземах реградованих за нейтрального середовища середньо-суглинкові різновиди мають підвищений вміст рухомих фосфатів (13,4 мг/100 г ґрунту), а важкосуглинкові – високий (18,1 мг/100 г ґрунту).

Забезпеченість обмінним калієм відповідно підвищена (12,0 мг/100 г ґрунту) і висока (16,0 мг/100 г ґрунту). Темно-сірі реградовані ґрунти порівняно з опідзоленими аналогами мають більш сприятливі властивості. У них помітно зростає кількість водостійких агрегатів, ґрунти більш біогенні, мають кращі показники щільності, вони рідко запливають і майже не утворюють кірку. В них суттєво збільшується вологоємність, загальна пористість і пористість аерації, але за рахунок більших показників вологості в'янення максимально можливі запаси продуктивної вологи в метровій товщі у них менші і коливаються в межах 152-176 мм.

Зміна на кращі фізико-хімічних властивостей обумовила і більш сприятливі водно-фізичні властивості чорноземів реградованих: меншу величину щільності, більшу капілярну і загальну пористість,

вологоемність та ін. В результаті, максимально можливі запаси продуктивної вологи зросли у них до 180-196 мм у метровій товщі.

У підсумку, природна родючість темно-сірих реградованих ґрунтів становить 54-56 балів, що на 5-15 балів вище ніж у темно-сірих опідзолених ґрунтів. Природна родючість чорноземів реградованих виявилась на 4-7 балів вищою, ніж чорноземів опідзолених і вони оцінюються 69-77 балами наближаючись до чорноземів вилугованих і типових.

3.3.6. Чорноземи Лісостепу та їх класифікація (Chernozems Naplic)

Чорноземи типові (модальні) і чорноземи типові вологі – найбільш поширені підтипи, а чорноземи вилуговані займають незначні площі. Класифікація чорноземів Лісостепу наведена в табл. 3.39.

Модальні (звичайні) виділяються в усіх підтипах чорноземів. Ознаки і властивості відповідають основним характеристикам підтипу. У найменуванні чорнозему назва даного роду не вживається.

Карбонатні відміни характеризуються стійким поверхневим „скипанням” від соляної кислоти. Карбонати в усьому профілі, починаючи з поверхні. В чорноземах опідзолених і вилугованих карбонатних родів не виділяють.

Глибокоскипаючі – «скипання» глибше ніж у модальних родів. Виділяють в чорноземах типових.

Залишково-карбонатні – формуються на різнокарбонатних породах (крейда, вапно, мергель та ін.). У профілі присутні уламки даних порід,

Таблиця 3.39 – Класифікація чорноземів Лісостепу (Інститут ґрунтознавства і агрохімії УААН ім.О.Н.Соколовського)

Підтип	Рід	Вид
Зилуговані вологі Типові вологі Вилуговані Типові	Модальні карбонатні, еродовані, вторинно-засолені, вторинно-олучнені	Модальні, за ступенем еродованості, засолення, солонцюватості, за глибиною гумусованого шару і вмістом гумусу, глибиною залягання верхнього засоленого горизонту, карбонатів і рівня підґрунтових вод

більшість яких (крім вторинних карбонатів) знаходиться під гумусовими горизонтами Н+НР (15-30% СаСО₃ і більше). Підстилаються грубим щепнистим елювієм або елювійоделлювієм корінних порід. «Скипання» спостерігається з поверхні ґрунту або з підорного шару В чорноземах

опідзолених не виявлені.

Безкарбонатні – розвинуті на породах бідних силікатним кальцієм, «скипання» і морфологічне виділення карбонатів відсутнє. Зустрічаються серед чорноземів типових, вилугованих і опідзолених.

Еродовані – відрізняються від модальних частковою або повною відсутністю верхніх генетичних горизонтів (Н, НРк та ін) внаслідок процесів водної або вітрової ерозії.

Намиті – зустрічаються на шлейфах схилів і днищах балок, формуються за рахунок делювіального наміву. Гумусовий горизонт у порівнянні з модальними ґрунтами глибший на 30 см і більше, часто шаруватий.

Розподіл на види здійснюють за глибиною гумусованого профілю (Н+НР): *неповнорозмиті* <25 см; *короткопрофільні* – 25-45, *неглибокі* – 45-65; *середньоглибокі* – 65-85; *глибокі* – 85—120; *надглибокі* – > 120 см.

Ґрунти за вмістом гумусу диференціюються на: *слабогумусовані* – <3%; *малогумусні* – 3-6% і *середньогумусні* – >6%.

За ступенем еродованості:

– *слабоеродовані* – змито чи дефльовано до половини гумусованого горизонту і втрачено до 20% гумусу;

– *середньоеродовані* – змито чи дефльовано більше половини, або весь гумусовий і втрачено 20-40% гумусу;

– *сильноеродовані* – змито або дефльовано гумусовий, перший і частково другий перехідні горизонти. Втрачено 40-60% гумусу.

За ступенем вилугованості - виділяється в чорноземах вилугованих:

– *слабовилуговані* – лінія «скипання» проходить не глибше 20 см від нижньої межі першого перехідного горизонту (НР);

– *середньовилуговані* – лінія «скипання» проходить на глибині від 20 до 50 см від нижньої межі першого перехідного горизонту (НР);

– *сильновилуговані* – лінія «скипання» проходить на глибині понад 50 см від нижньої межі першого перехідного горизонту (НР), найчастіше за межами першого метру профілю ґрунту.

За ступенем реградації в чорноземах вилугованих виділяють:

– *слабореградовані* – лінія «скипання» піднімається в горизонт вилуженого лесу;

– *середньореградовані* – лінія «скипання» піднімається в ілювіований горизонт;

– *сильнореградовані* – лінія «скипання» піднімається до поверхні.

За класифікацією виділяють літологічну серію, ґрунтотворні породи на яких формуються чорноземи типові і вилуговані. Такими служать леси і лесовидні суглинки, а також лесовидні підстелені різними породами, лиманно-морські, червоно-буроглинисті. Виділяють варіанти: цілинні, освоєні, окультурені, зрошувані. Поділ на різновидності здійснюється за

механічним складом ґрунту: легко-, середньо-, важкосуглинкові і глинисті.

Будова профілю і морфологічні ознаки

Чорноземи вилуговані зустрічаються невеликими масивами по всій лісостеповій зоні, але основні їх ареали зосереджені на правобережжі, в західному Лісостепу і на лесових островах Полісся. В лівобережному Лісостепу, особливо в приполіській частині зони, вони зустрічаються на високих лесових тересах серед чорноземів типових.

Зони вклинюються або обрамляють масиви чорноземів опідзолених і типових. Чорноземи вилуговані сформувалися під рідкостійними парниковими лісами на периферії лісових масивів або під лучними різнотравно-злаковими степами у виключно автоморфних умовах з добрим внутріґрунтовим дренажем.

За ознаками і властивостями вони займають проміжне положення між чорноземами опідзоленими і типовими, особливо глибокоскипаючими їх видами. На відміну від чорноземів опідзолених, в них відсутня елювіально-ілювіальна диференціація профілю при глибокій вимитості карбонатів з ґрунтового профілю. Відсутня борошниста присипка SiO_2 .

В чорноземах вилугованих лінія «скипання» карбонатів залягає глибше нижньої межі гумусованості. В них утворюється вилугований горизонт глибиною 20-40 см.

Профіль *чорноземів вилугованих* має таку будову:

H - гумусовий горизонт глибиною 35-40 см, темно-сірий, орний шар порошисто-грудкуватий, підорний – грудкувато-зернистий, ущільнений, перехід ясний;

Hp(i) - верхній перехідний горизонт глибиною 30-45 см, значно менш гумусований, слабо оглинений, слабо помітні натіки півтораоксидів, темнувато-сірувато-бурий, горіхувато-грудкуватий, ущільнений, з кротовинами; перехід ясний, хвилястий;

Ph - нижній перехідний горизонт глибиною 20-30 до 60 см, слабо і нерівномірно гумусований, бруднувато-бурий, плямистий, призмовидно-грудкуватий, ущільнений або щільний, інколи слабкі натіки півтораоксидів і глини в порожнинах, кротовини, перехід різкий, хвилястий;

Pк - ґрунтотворна порода – буровато-палевий лес або лесовидний суглинок з вицвітами карбонатів по порожнинах і густими прожилками.

Схема будови профілю чорнозема вилугованого представлена на рис. 3.18).

Чорноземи вилуговані вологі невеликими масивами зустрічаються в західному Лісостепу. Вони вклинюються або обрамляють масиви чорноземів опіздолених вологих і типових вологих.

Сформувались дані ґрунти в умовах вологого клімату на лесових породах важкого механічного складу, які на глибині 8-10 м підстилаються вапняками або мергелями. Характеризуються більш глибоким, ніж в модальних, ґрунтовим профілем з ознаками сезонного оглеєння у вигляді іржаво-бурих або сизуватих плям; зрідка у формі дрібних бобовин чи пунктуацій в нижньому перехідному горизонті і породі.

Будову профілю можна описати таким поєднанням генетичних горизонтів: $H_{40-50\text{ см}} + H_p(i)_{50-60\text{ см}} + Ph(gl)_{30-40\text{ см}} + Pkgl$.

Чорноземи типові найбільш поширений підтип чорноземів Лісостепової зони. Їх основні масиви залягають в центральній і східній частинах Лісостепу на рівних межирічних плато та їх схилах, а також на високих лесових тересах при глибокому заляганні підґрунтових вод. Сформувались під остепнілими луками і лучними степами на лесових породах.

Чорноземи типові максимально ввібрали ознаки і риси чорноземного ґрунтоутворного процесу: накопичення гумусу і біофільних елементів в верхній півметровій товщі, неглибоке залягання карбонатів, відсутність перерозподілу мінеральних речовин і колоїдів за профілем.

Профіль чорноземів типових має таку будову:

H/k - гумусовий горизонт глибиною 45-55 см, темно-сірий, орний шар порошисто-грудкуватий, пухкий, підорний – зернистий, пухкий або слабо ущільнений, в нижній частині карбонатний, з поодинокими кротовинами, черворітнями, перехід поступовий;

Hpk - гумусовий перехідний горизонт глибиною 35-45 см, менше але рівномірно гумусований, карбонатний, темно-сірий з буруватим відтінком, німіцногрудкуватий, слабо ущільнений, багато черворітн і кротовин; перехід поступовий;

P_hk - перехідний горизонт глибиною 30-40 см, менше гумусовані інтенсивно перероблений землеріями, сірий з буруватим відтінком, німіцногрудкуватий, слабо ущільнений, карбонати у формі псевдоміцелію, перехід поступовий;

P(h)k - кротовинний лес глибиною 30-80 см, з гумусованими кротовинами, плямистий сірувато-бурувато-пальовий, карбонати у формі псевдоміцелію, німіцногрудкуватий, пухкий, перехід поступовий;

Pk - ґрунтоутворна порода – лес, бурувато-пальовий або пальовий, карбонати у вигляді прожилок і псевдоміцелію.

Чорноземи типові вологі поширені в західному Лісостепу і приурочені до вододільних дренажних територій, вкритих лесовими

породами, на глиби 8-10м підстелені вапняками і мергелями, які є водоупором і на них формуються підґрунтові води.

Сформувались дані ґрунти в умовах вологого клімату під остепнілими луками при сезонному перезволоженні, яке добре проявляється в ґрунтотвірній породі у вигляді іржаво-бурих або сизуватих плям чи розводів, рідко в формі дрібних бобовин або пунктуацій. Карбонати у вигляді журавчиків, прожилок і псевдоміцелію виражені менш чітко, ніж у чорноземів типових модальних.

Вміст гумусу в освоєних ґрунтах 3-5, на ціліні – 5-9%. Тип гумусу фульватно-гуматний (Сгк:Сфк = 1,1-1,3).

Профіль чорноземів типових має таку будову:

Н/к - гумусовий горизонт глибиною 40-50 см, темно-сірий, орний шар порошисто-грудкуватий, підорний – зернисто-дрібногрудкуватий, ущільнений, в нижній частині карбонатний, перехід поступовий;

Нрк - гумусовий перехідний горизонт глибиною 20-40 см, добре гумусований, темно-сірий з буруватим відтінком, німічно-зернисто-грудкуватий, пухкий, багато черворіїн, заповнених копролітами, карбонати у вигляді плісняви, особливо по черворіїнах і кореневинах, перехід поступовий;

Рhk - верхній перехідний горизонт глибиною 20-30 см, слабо і нерівномірно гумусований, переритий землеріями, грудкуватий, сірувато-бурий, плямистий, німічно-зернисто-грудкуватий, ущільнений, карбонати у вигляді плісняви, перехід поступовий;

Phkgl - нижній перехідний горизонт глибиною 25-35 см, слабо і нерівномірно гумусований, ознаки сезонного оглеєння виражені чітко у вигляді іржаво-бурих плям, сірувато-брудно-бурий, грудкуватий, багато плісняви, в нижній частині поодинокі журавчики, кротовини, перехід поступовий;

Pkgl - ґрунтотворна порода – лес з явними ознаками сезонного оглеєння, брудно-пальовий з оливковим відтінком або сизувато-бурувато-пальовий, з великою кількістю вохристо-іржавих плям і вицвітів, дрібних прожилок карбонатів, а також конкрецій і журавчиків.

Склад і властивості чорноземів

Чорноземи типові – найбільш поширений підтип в лісостеповій зоні. Їх склад і властивості пов'язані з розвитком чорноземного процесу ґрунтоутворення. Саме в чорноземах типових він набуває найбільшого розвитку особливо в модальних підтипах. Характеризується значним накопиченням гумусу, біофільних елементів у верхній півметровій товщі,

неглибоким заляганням карбонатів, відсутністю перерозподілу колоїдів за профілем.

Формуються чорноземи типові на лесових породах. В цих ґрунтах збалансовані практично всі показники родючості. За механічним складом серед чорноземів типових переважають середньо суглинкові різновиди – 40,4%, важко суглинкових – 34,5%, легкосуглинкових – 25%, а супіщаних і легко глинистих, відповідно – 0,4 і 0,1%.

В смузі, яка прилягає до Полісся механічний склад чорноземів типових важчає від піщано- і грубопилувато легкосуглинкових. Стає грубопилувато середньоосуглинковим в центральній частині Лісостепу і пилувато важкосуглинковим та легкоглинистим на південній її границі.

Особливістю розподілу фракцій механічних елементів за профілем чорноземів типових є поступове зменшення мулу і фізичної глини зверху до низу (табл. 3.40).

Валовий хімічний склад окремих генетичних горизонтів практично не змінюється. Про це свідчить співвідношення $\text{SiO}_2:\text{R}_2\text{O}_3$, яке в чорноземі типовому середньоосуглинковому становить 11,4-11,9 і 7,5-7,8 у важкосуглинковому.

За вмістом гумусу чорноземи типові розрізняють на слабогумусовані (гумусу 3%), малогумусні (3-6%) і середньогумусовані (6%).

Слабогумусовані поширені в смузі, що прилягає до Полісся. Малогумусовані переважають в центральних районах Лісостепу, а середньогумусовані складають основний фон ґрунтового покриву південної частини зони.

Характерною особливістю чорноземів типових є розподіл гумусу за профілем ґрунту. Максимальна його кількість спостерігається в верхньому гумусованому горизонті і поступово зменшується вниз за профілем (табл. 3.41).

Значний вміст гумусу і глибока гумусованість забезпечують відповідні його запаси. Так, в гумусованому профілі чорноземів типових легкосуглинкових середньоглибоких вони змінюються від 260 до 295 т/га, в глибоких – 298-345 і дуже глибоких – від 340 до 360 т/га, в середньоосуглинкових відповідно 385-420, 425-455 і 458-479 т/га; в важкосуглинкових і легкоглинистих 460-485, 490-535 і 540-560 т/га (Н.М.Бреус, 1988).

В складі гумусу переважають гумінові кислоти, ступінь гуміфікації дуже високий, а тип гумусу – гуматний або фульватно-гуматний. Відношення $\text{С}_{\text{гк}}:\text{С}_{\text{фк}}$ в чорноземі типовому середньоосуглинковому коливається в межах 1,97-2,59, а в важкосуглинковому - 1,53-3,41.

В складі гумінових кислот переважають гумати зв'язані з кальцієм, а найбільша їх кількість нерідко міститься в середній і нижній частинах гумусового профілю.

Таблиця 3.40 – Хімічний склад, вміст фізичної глини і мулу в чорноземі типових на лесах (Н.М.Бреус,1979)

Показники	Чорнозем типовий глибокий малогумусований середньосуглинковий					Чорнозем типовий глибокий середньогумусований важкосуглинковий				
	Генетичний горизонт									
	На	Н/к	Нрк	Phk	Рк	Н/ка	Н/к	Нрк	Phk	Рк
Шар ґрунту, см	0-10	25-35	45-55	110-120	210-220	10-20	30-40	60-70	80-90	180-190
Вміст частинок, %										
<0,01 мм	42,2	37,3	34,4	30,8	30,7	52,5	53,1	50,7	50,1	52,3
<0,001 мм	24,9	22,1	21,0	19,3	19,9	33,9	33,7	33,6	32,4	33,1
Вміст оксидів, %										
SiO ₂	78,2	75,5	75,4	73,8	66,8	67,9	не визн..	68,5	71,3	62,7
Fe ₂ O ₃	3,24	3,34	3,47	3,04	3,32	3,75	–	3,70	3,85	4,30
Al ₂ O ₃	9,35	9,06	8,58	9,11	7,35	12,8	–	12,6	13,7	13,1
CaO	2,19	3,24	5,56	7,39	6,72	2,07	–	2,51	1,86	6,84
MgO	1,02	1,06	1,16	1,62	1,44	0,97	–	0,92	1,06	1,47
SiO ₂ :R ₂ O ₃	11,6	11,4	11,9	11,4	11,4	7,66	–	7,76	7,53	6,75

Таблиця 3.41 – Вміст і ґрунтовий склад гумусу в чорноземах типових на лесах (Н.М.Бреус, 1979)

Генетичний горизонт, глибина, см	Загальний вміст гумусу, %	С С органічний у похідному ґрунті, %	Сгк	Сфк	С залишку	Сгк : Сфк
			% до загально С			
Чорнозем типовий глибокий малогумусований середньосуглинковий						
На ₀₋₁₀	4,58	2,66	44,2	22,4	33,4	1,97
Н/к ₂₅₋₃₅	4,26	2,47	47,8	20,6	31,6	2,32
Нрк ₄₅₋₅₅	3,55	2,06	47,2	18,2	34,6	2,59
Phk ₁₁₀₋₁₂₀	1,63	0,94	29,6	31,0	39,4	0,95
Чорнозем типовий глибокий середньогумусований важкосуглинковий						
Н/ка ₁₀₋₂₀	5,61	3,25	36,2	23,6	40,2	153
Н/к ₃₀₋₄₀	4,67	1,97	40,7	20,7	38,6	1,97
Нрк ₆₀₋₇₀	3,48	2,01	47,4	13,9	38,7	3,41
Phk ₈₀₋₉₀	2,29	1,33	32,6	12,8	54,6	2,54
Рк ₁₈₀₋₁₉₀	1,74	0,89	23,1	25,7	51,2	0,90

На думку В.В.Пономарьової, Т.О.Плотнікової (1968), це пов'язано з переміщенням їх з верхніх шарів ґрунту. Фульвокислоти переважно представлені фракціями, зв'язаними з кальцієм та півтораоксидами.

Фізико-хімічні показники: реакція ґрунтового розчину, гідролітична кислотність, сума обмінних катіонів і ступінь насиченості основами у чорноземів типових визначаються вмістом гумусу, глибиною залягання карбонатів і механічним складом.

Так рН водний в чорноземах високо- і нормально скипаючих в орному шарі становить 6,8-7,3 одиниці, гідролітична кислотність 0,2-0,7 мг-екв на 100 г ґрунту, у глибоскипаючих відповідно 5,9-6 і 2,3- 2,6 мг-екв (Н.М.Бреус, 1981).

Механічний склад також впливає на ці показники. В чорноземах типових середньосуглинкових в гумусовому горизонті рН водний = 6,8-7,4, а у важкосуглинкових 6,7-6,8. В складі обмінних катіонів переважає обмінний кальцій. Залежно від механічного складу його в 5,3-5,8 разів більше ніж обмінного магнію (табл. 3.42).

Ґрунти мають високу ємність вбирання, величина якої визначається вмістом гумусу і механічним складом. В середньосуглинкових в верхньому гумусовому горизонті вона становить 37,0 мг-екв/100 г ґрунту і поступово знижується, складаючи в материнській породі 18,7 мг-екв. У важко суглинкових різновидів відмічається аналогічна закономірність – зниження вниз за профілем від 40,0 до 29,1 мг-екв/100 г ґрунту.

Вміст карбонатів, навпаки, маючи найменші показники в верхніх горизонтах поступово зростає вниз за профілем. Максимум їх міститься в ґрунотвірній породі. Залежно від механічного складу він становить 7 і 12%.

Маючи сприятливі фізико-хімічні показники чорноземи типові добре забезпечені елементами живлення рослин. Відповідно вмісту гумусу в них високий вміст загального азоту. За даними Н.М.Бреус (1979) він коливається в межах 0,17-0,30% (табл. 3.43), а нітрифікаційна здатність в 2-3 рази вища ніж в сірих лісових ґрунтах.

Ґрунти мають достатні запаси загального фосфору, максимальний вміст якого (0,14-0,15%) зосереджений в орному шарі, поступово зменшуючись вниз за профілем. Це свідчить про високу біологічну вбирну здатність чорноземів.

Вміст загального калію залежить від механічного складу – у середньосуглинкових ґрунтах коливається в межах 0,19-0,21%, а у важкосуглинкових – 0,19-0,24%. Максимальна його кількість властива верхньому гумусованому горизонту і майже не змінюється вниз за профілем.

Чорноземи типові в орному шарі мають високу забезпеченість рухомими фосфатами та обмінним калієм, а в підорному – підвищену. За

Таблиця 3.42 – Фізико-хімічні показники чорноземів типових на лесах (Н.М.Бреус, 1979)

Показники	Чорнозем типовий глибокий малогумусний середньосуглинковий					Чорнозем типовий глибокий середньогумусний важкосуглинковий				
	Генетичний горизонт									
	На	Н/к	Нрк	PhK	Рк	Н/ка	Н/к	Нрк	РІк	Рк
Шар ґрунту, см	0-10	25-35	45-55	110-120	210-220	10-20	30-40	60-70	80-90	180-190
РН водний	6,8	7,4	7,4	7,9	8,3	6,7	6,8	7,0	7,2	7,3
Увібрані катіони, мг-екв/100 г ґрунту										
Ca ⁺⁺	29,9	не визн.	не визн.	не визн.	не визн.	35,3	не визн.	не визн.	не визн.	не визн.
Mg ⁺⁺	5,61	-	-	-	-	4,13	-	-	-	-
Na ⁺	0,33	-	-	-	-	0,13	-	-	-	-
K ⁺	0,42	-	-	-	-	0,41	-	-	-	-
Гідролітична кислотність, мг-екв/100 г ґрунту	0,70	-	-	-	-	1,19	-	-	-	-
Ємність вбирання, мг-екв/100 г ґрунту	37,0	32,8	32,2	26,0	18,7	40,0	40,8	35,7	33,7	29,1
Вміст СаСО ₃ , %	-	0,38	3,54	8,00	7,09	0,97	3,68	4,46	3,31	12,2

Таблиця 3.43 – Агрохімічні показники чорноземів типових на лесах (Н.М.Бреус, 1979, А.І.Сірій, 1985)

Показники	Чорнозем типовий глибокий малогумусний середньосуглинковий					Чорнозем типовий глибокий середньогумусний важкосуглинковий				
	Генетичний горизонт									
	На	Н/к	Нрк	PhK	Рк	Н/ка	Н/к	Нрк	PhK	Рк
Шар ґрунту, см	0-10	25-35	45-55	110-120	210-220	10-20	30-40	60-70	80-90	180-190
Загальний вміст, %										
азоту	0,30	0,24	0,20	0,10	0,02	0,29	0,26	0,21	0,19	0,04
фосфору	0,14	0,13	0,11	0,09	0,07	0,15	0,15	0,13	0,11	0,03
калію	0,21	0,19	0,19	0,20	0,20	0,24	0,23	0,23	0,21	0,19
Зміст рухомих сполук за Чариковим, мг в 1 кг ґрунту										
P ₂ O ₅	185	121	не визн.	не визн.	не визн.	196	145	не визн.	не визн.	не визн.
K ₂ O	171	102	-	-	-	183	117	-	-	-

даними показниками важкосуглинкові ґрунти мають перевагу над середньосуглинковими.

Чорноземи типові мають добрі водно-фізичні властивості, які обумовлені їх механічним складом. Щільність твердої фази у середньосуглинкових різновидах в гумусовому горизонті становить 2,55 і поступово зростає до 2,62-2,63 г/см³ вниз за профілем (табл. 3.44).

Таблиця 3.44 – Водно-фізичні показники чорноземів типових на лесах
(Довідник агрогідрологічних властивостей ґрунтів Української РСР, 1965)

Показники	Чорнозем типовий глибокий малогумусний середньосуглинковий				Чорнозем типовий глибокий середньогумусний важкосуглинковий			
	Генетичний горизонт							
	На	Н/к	Нрк	РнК	Н/ка	Н/к	Нрк	Рнк
Шар ґрунту, см	0-10	30-40	50-60	110-120	10-20	30-40	60-70	80-90
Щільність твердої фази, г/см ³	2,55	2,62	2,62	2,63	2,62	2,64	2,68	2,70
Щільність, г /см ³	1,23	1,14	1,13	1,17	1,13	1,18	1,44	1,46
Загальна пористість, %	51,8	56,5	56,9	55,5	57,0	55,3	46,3	46,0
Максимальна ігроскопічність, %	7,37	8,19	8,47	6,67	11,3	12,4	12,1	11,9
Вологість в'янення, %	9,88	10,9	11,3	8,94	16,9	18,6	18,2	17,9
Найменша вологоємність, %	26,7	23,9	22,7	20,0	39,0	32,6	29,2	27,2
Діапазон активної вологи, %	21,3	16,3	15,4	17,3	25,0	16,5	15,9	13,6

У важкосуглинкових ґрунтів відповідно 2,62 в орному шарі і підвищується до 2,68-2,70 г/см³ в перехідних до породи горизонтах. Це має позитивний вплив на пористість ґрунту.

Орний шар чорнозему типового середньосуглинкового за показниками щільності – середньопухкий, а решта нижче розташованих горизонтів – пухкі. В чорноземі важкосуглинковому пухким є тільки гумусовий горизонт, а перехідні до породи горизонти – ущільнені. Показники щільності є оптимальними для більшості с/г культур, які вирощуються в зоні. В чорноземах рівноважна щільність часто співпадає з оптимальною для вирощуваних культур, тому на даних ґрунтах можлива мінімізація обробітку ґрунту.

Це обумовлено доброю агрегованістю і значною переробкою профілю землеріями.

Невисока щільність, суглинковий механічний склад і значний вміст гумусу обумовлюють добрі і відмінні показники загальної пористості. В чорноземі типовому середньосуглинковому в орному та підорному шарах вона становить 52-57, а у важкосуглинковому 55-57%. На капілярну пористість припадає 60-65, а на некапілярну – 35-50%, тому створюються умови для сприятливого водно-повітряного режиму.

Максимальна гігроскопічність і вологість в'янення змінюються залежно від механічного складу: від 6,7-8,5 і 8,9-11,3 в середньосуглинкових різновидах, до 11,3-12,4 та 16,9-18,6% у важкосуглинкових.

Чорноземи типові мають добру водоутримуючу здатність, яка зростає в ґрунтах важкого механічного складу. Так, найменша вологемність в орному та підорному шарах в середньосуглинкових ґрунтах становить 24-27, а важкосуглинкових – 33-39%. Відповідно змінюється і діапазон активної вологи від 16-21 до 17-25%.

Даючи оцінку властивостям чорноземів, можна зазначити такі особливості:

- в чорноземах типових найбільшого розвитку набуває дерновий процес ґрунтотворення, будь-яка елювіально-ілювіальна диференціація профілю відсутня;

- формується глибокий 1,5-2 до 3 м ґрунтовий профіль з генетичними горизонтами Н+Н/к+Нрк+Рhk+P(h)к+Рк, в якому перехід від одного горизонту до нижче лежачого відбувається поступово;

- максимальний вміст гумусу (3-6%) залежно від гранулометричного складу спостерігається у верхньому гумусовому горизонті і поступово знижується вниз за профілем. Карбонатний профіль має обернений характер з максимумом у ґрунтотвірній породі, на якій і формуються чорноземи типові;

- особливістю розподілу фракцій механічних елементів за профілем є незначне поступове зменшення мулу і фізичної глини від гумусового горизонту до материнської породи, або воно відсутнє;

- валовий хімічний склад окремих генетичних горизонтів майже не змінюється, про що свідчить стале відношення $SiO_2:R_2O_3$;

- в складі гумусу переважають гумінові кислоти зв'язані з кальцієм, ступінь гуміфікації дуже висока, тип гумусу гуматний або фульватно-гуматний;

- складі мікроорганізмів переважає бактеріальна мікрофлора; добре розвинута мікро- і мезофауна;

- за показниками реакції ґрунтового розчину ґрунти нейтральні або близькі до нейтральних;

– ґрунти мають високу ємність вбирання і ступінь насиченості основами. В складі обмінних катіонів переважає обмінний кальцій, вміст як в 5-8 разів більший ніж обмінного магнію;

– відповідно до вмісту гумусу ґрунти мають високий вміст загального азоту достатні запаси загального фосфору і калію, вміст останнього залежить від механічного складу і майже не змінюється за профілем ґрунту;

– вміст рухомих фосфатів і обмінного калію високий або підвищений;

– за рахунок значного вмісту гумусу, наявності карбонатів, добре розвинутої мезо- і мікрофауни ґрунти добре оструктурені, мають оптимальні або близькі до оптимальних показники щільності і пористості, володіють сприятливими водними властивостями.

Чорноземи вилуговані за ознаками займають проміжне положення між чорноземами типовими і опідзоленими. Характерною їх особливістю є глибока вилугованість від карбонатів, які вимиті з гумусового і більшої частини перехідного горизонтів. «Скипають» від соляної кислоти на глибині 80-100 см або в ґрунтотвірній породі, що пояснюється доброю дренажістною чорноземів вилугованих і збільшенням кількості опадів, в районах їх поширення. Формуються чорноземи вилуговані при періодично промивному водному режимі, за деякою перевагою нисхідних токів ґрунтової вологи, які і обумовлюють вилугування карбонатів. Ознаки опідзолення не проявляються відсуття присипка SiO_2 , ущільнення середньої частини профілю і перерозподіл півтораоксидів за профілем.

Чорноземи вилуговані відрізняються від чорноземів типових. В них дещо підвищений вміст мулистої фракції у вилугованому горизонті, що обумовлено не переміщенням її з гумусового горизонту, а оглиненням породи.

В чорноземах вилугованих розвинений гумусовий горизонт глибиною 45-85, інколи до 100 см. Вони мають зернисто-грудкувату структуру у гумусовому та горіхувато-грудкувату в перехідному горизонті. Вміст гумусу у верхньому горизонті майже такий самий, як і в чорноземах типових відповідного механічного складу і становить (2-5%). З глибиною кількість його і поступово зменшується. Тип гумусу фульватно-гуматний (Стк:Сфк=1,5-2). В складі гумусу переважають гумінові кислоти, інколи з максимумом їх вмісту в середній частині профілю. Ґрунтовий вбірний комплекс майже повністю насичений кальцієм, менше магнієм. Ємність вбирання, в залежності від механічного складу становить 26-35 мг-екв на 100 г ґрунту, а насиченість основами 93-98%. Реакція ґрунтового розчину близька до нейтральної (рН сольовий 6-6,8). Водно-фізичні властивості, загальні запаси і вміст рухомих форм поживних речовин майже такі самі, як у чорноземах типових.

Чорноземи вилуговані майже не відрізняються за природною

родючістю від типових. Їх об'єднують в одну агрогрупу. Однак чорноземи вилуговані займають порівняно невеликі площі.

Оцінюючи родючість ґрунтів України професор А.І.Сірий (1988) прийшов до висновку, що найвищу природну родючість мають чорноземи типові глибокі середньогумусні легкоглинисті (табл. 3.45). Вони отримали найвищу оцінку. Їх бонітет становить 90 балів.

гумусованим профілем (до 125-150 см і більше) при середньому вмісті гумусу (4-6%). Найменшу його кількість містять супіщані і піщано-легкосуглинкові різновиди (1,5-3,0%) і найвищу – глинисті (до 6%). Вниз за профілем вміст гумусу знижується поступово. Це визначило високі запаси гумусу у метровій товщі чорноземів типових, які коливаються від 280 у піщано-легкосуглинкових до 507-539 т/га у важкосуглинкових і легкоглинистих різновидах.

Чорноземи типові у цілому характеризуються підвищеною і високою забезпеченістю елементами живлення. Так, якщо малогумусні види легкого механічного складу помірно забезпечені рухомими фосфатами (8,3-8,9 мг/100 г ґрунту) і обмінним калієм (9,5-9,7 мг/100 г ґрунту), то важкі середньогумусні види характеризуються підвищеною забезпеченістю рухомими фосфатами (14,6 – 15,2 мг/100 г ґрунту) і високою – обмінним калієм – 18,6-19,4 мг/100 г ґрунту.

Чорноземи типові характеризуються сприятливими водно-фізичними властивостями, які тісно зв'язані з механічним складом, вмістом гумусу і складом обмінно-увібраних катіонів.

Піщано- і грубопилувато-легкосуглинкові різновиди, у складі яких переважають інертні фракції піску і грубого пилу, характеризуються низькою здатністю до структуроутворення, тому у їх складі мало водостійких агрегатів. При обробі вони розпилюються, ущільнюються, утворюючи грубогрудочкувато-брилисту структуру. Здатні до запливання і утворення кірки.

Глинисті, важко- і середньосуглинкові різновидності чорноземів типових мають добре виражену зернистість і дрібногрудочкувату структуру.

Однак за тривалого с/г використання структура значною мірою зруйнована, хоча кількість водостійких агрегатів ще залишається на досить високому рівні, обумовлюючи сприятливі водно-фізичні властивості. Для них характерні оптимальна щільність, висока пористість, сприятливі співвідношення капілярної і некапілярної пористості. Це забезпечує оптимальні повітря- і водопроникність та високу вологоємність.

Співвідношення вологості в'янення і найменшої вологоємності сприяє нагромадженню значних запасів продуктивної вологи, вміст якої залежно від механічного складу коливається в межах 170-214 мм у шарі 0-100 см, які в змозі повністю забезпечити потреби рослин у воді.

Таблиця 3.45 – Якісна оцінка (бонітування) чорноземів типових і вилугуваних на лесових породах (А.І. Сірий, 1998)

Механічний склад ґрунту	Основні типові критерії								Середній бал	Поправки на клімат	Бонітет ґрунтів, бал
	гумус		фосфор		калій		ММЗПВ				
	т/га у шарі 0-	бал	мг P ₂ O ₅ на 100гр	бал	мг K ₂ O на 100гр ґрунту	бал	мм у шарі 0-100 см	бал			
Чорноземи типові на лесових породах											
Неглибокі мало гумусні грубопилувато-легкосуглинкові на лесі (Чернігівська обл..)	275	65	6,1	24	7,4	44	192	96	65	0,94	61
Глибокі мало гумусні піщано-легкосуглинкові на лесовидних суглинках (там же)	280	56	8,3	33	9,5	56	201	100	67	0,90	60
Глибокі мало гумусні грубопилувато-легкосуглинкові на лесі (там же)	305	61	8,9	36	9,7	57	214	100	73	0,94	66
Глибокі мало гумусні грубопилувато-середньосуглинкові на лесі (Київська обл.)	432	87	11,2	45	13,8	81	189	95	87	0,90	78
Глибокі середньо гумусні важко суглинкові на лесі (Полтавська обл..)	507	100	14,6	73	18,6	93	175	88	96	0,90	87
Легкоглиністі (там же)	539	100	15,2	76	19,4	97	170	85	100	0,90	90
Чорноземи вилугувані мало гумусні на лесових породах											
Піщано-легкосуглинкові (Київська обл..)	269	54	9,1	36	8,5	50	201	100	66	0,90	50
Грубопилувато-легкосуглинкові (там же)	301	60	9,6	57	9,6	57	213	100	72	0,90	65
Грубопилуватосередньосуглинкові (Полтавська обл..)	379	76	11,3	45	10,4	61	198	99	81	0,90	73

Сприятливі фізико-хімічні і агрофізичні властивості чорноземів типових, високі запаси гумусу і елементів живлення визначили їх високу природну родючість. Бонітет їх коливається від 60 балів у піщано-легкосуглинкових різновидностях до 90 балів у легкоглинистих.

Близькі до чорноземів типових бали бонітету мають чорноземи вилугувані. За запасами гумусу чорноземи вилугувані поступаються типовим у середньому на 11-15 т/га, то за вмістом рухомих фосфатів вони перевершують на 3-5 балів. Бонітет їх коливається в межах 59-73 бали.

Переважаючий легкий механічний склад чорноземів вилугуваних з переважанням піску і грубого пилу, менший вміст гумусу і насиченість основами обумовлюють недостатню міцність структурних агрегатів, які легко руйнуються при обробітку. Ґрунти схильні до запливання після дощу і утворення кірки і брилистої структури при висиханні. Разом з тим максимально можливі запаси продуктивної вологи у них високі (198-213 мм у шарі 0-100 см), на рівні чорноземів типових.

Близькість чорноземів типових і вилугуваних за показниками природної родючості обумовлює об'єднання їх в одну агрогрупу і однакове їх сільськогосподарське використання.

Лучно-чорноземні ґрунти

Лучно-чорноземні ґрунти є напівгідроморфними аналогами чорноземів. Формуються під лучно-степовою рослинністю з багатим різнотрав'ям, нерідко з розрідженими листяними лісами в умовах підвищеного атмосферного чи підґрунтового зволоження, або внаслідок їх сумісної дії. Підґрунтові води знаходяться на глибині 2-4 м, в зв'язку з чим ґрунтовий профіль знаходиться в зоні дії плівково-капілярного підняття підґрунтових вод, рівень яких нестабільний і в сухі роки вони можуть зникати.

Поширені лучно-чорноземні ґрунти в Лісостепу у північній частині низинного Середнього Придніпров'я, в західній його частині, а також в Степу, особливо в межиріччі Орелі та Самари. Приурочені вони головним чином до понижень мезорельєфу, залягаючи на надзаплавних тересах річок, по днищах балок, у неглибоких великих і блюдцеподібних депресіях на плато, де неглибоко залягають підґрунтові води.

Лучно-чорноземні ґрунти характеризуються явними ознаками гідроаморфізму – інтенсивним гумусонакопиченням, рухливістю гумусу, стійким оглеєнням нижньої частини профілю (маслиново-сизі або іржаво-бурі плями) і мергелистим характером карбонатного горизонту.

Глибина гумусованого профілю лучно-чорноземних ґрунтів коливається в межах від 70 до 150 см і більше. Гумусу містять від 2 до 6,5%, що визначається фізико-географічним місцем їх знаходження і характером ґрунтотворних порід, на яких вони сформувались.

Ґрунтотворними породами для лучно-чорноземних ґрунтів переважно є леси, але зустрічаються дані ґрунти на глинах, алювіальних відкладах, на елювії-делювії різних метаморфічних і осадових порід.

Лучно-чорноземні ґрунти добре освоєні. В с/г виробництві використовується 671,4 тис. га, в т.ч. ріллі – 530,5 тис. га.

Класифікація лучно-чорноземних ґрунтів

Згідно класифікації лучно-чорноземні ґрунти віднесені до типу лучно-степових. На підтиповому рівні в лісостеповій зоні виділяють чотири підтипи: *лучно-чорноземні (модальні), опідзолені, солонцюваті та осолоділі* (табл. 3.46)

Таблиця 3.46 – Класифікація лучно-чорноземних ґрунтів (Інститут ґрунтознавства і агрохімії УААН ім.О.Н.Соколовського, 1988)

Підтип	Рід	Вид
Лучно-чорноземні, лучно-чорноземні опідзолені, лучно-чорноземні солонцюваті, лучно-чорноземні осолоділі	Модальні, карбонатні, опідзолені, солонцюваті, засолені, намиті	За глибиною гумусового профілю, ступенем опідзолення, солонцюватос~засолення, намитості, за глибиною залягання карбонапв, сольового горизонту

Роди в підтипах виділяють по особливостях будови профілю, властивостях ґрунтотворної породи, згідно із хімічним складом підґрунтових вод і морфологічними ознаками.

Найбільш поширені роди лучно-чорноземних ґрунтів:

Модальні (звичайні) – ознаки і властивості відповідають основним характеристикам підтипу. У найменуванні ґрунту назва даного роду опускається.

Карбонатні – при наявності карбонатів у профілі ґрунту, «скипання» від соляної кислоти.

Опідзолені – за наявності елювіально-ілювіальної диференціації профілю, яка встановлюється за морфологічними ознаками.

Солонцюваті – за наявності елювіально-ілювіальної диференціації за солонцевим типом.

Засолені – за наявності легкорозчинних солей у профілі ґрунту.

Намиті – виділяють при глибині нанесень понад 30 см.

Розподіл лучно-чорноземних ґрунтів на види здійснюють за глибиною гусованості профілю (H+H_p/κ): *дуже глибокі* > 120 см; *глибокі* 120-80; *середньоглибокі* 80-40, *неглибокі* < 40 см.

За вмістом гумусу: слабогумусовані < 3%, малогумусні 3-6, середньогумусні >6%.

За ступенем опідзолення (при наявності елювіально-ілювіальної диференціації за підзолистим типом, яку встановлюють морфологічно): слабоопідзолені – наявність борошністої присипки SiO₂ в горизонтах He,

Phi та P(h)gl; середньоопідзолені – борошніста присипка SiO₂ по всьому профілю крім ґрунтоутворної породи.

За ступенем солонцюватості при наявності елювіально-ілювіальної диференціації, за солонцевим типом і вмістом обмінного натрію: від ємності катіонного обміну: *слабосолонцюваті* 1-3%; *середньосолонцюваті* - 3-6; *сильносолонцюваті* - 6-10; *дуже сильносолонцюваті* - > 10%.

За глибиною залягання карбонатів: *висококарбонатні* - наявність карбонатів в орному шарі («скипання» від 10% соляної кислоти); *глибококарбонатні* - карбонати в ґрунтоутворній породі.

За глибиною залягання сольового горизонту: на глибині 0-30 см - *солончакові*; 30-50 - *високосолончакові*; 50-100 см - *солончакуваті*.

За ступенем засолення: *слабо-*, *середньо-* і *сильнозасолені*, встановлюється шляхом хімічного аналізу водної витяжки.

За ступенем намитості: виділяють при потужності наносів глибиною понад 30см: *слабо намиті* - 30-60см, *середньо намиті* - 60-100, *сильно намиті* > 100см.

Згідно класифікації виділяють літологічну серію, ґрунтоутворні породи на яких формуються лучно-чорноземні ґрунти. Це леси і лесовидні суглинки оглеєні, давньоалувіальні піски та супіски, алувіальні відклади, елювій-делювій мергелю і мергелізовані суглинки, делювіальні лесовидні породи. Виділяють варіанти: цілинні, освоєні, окультурені. Поділ на різновидності здійснюється за механічним складом, як в чорноземах типових (див. рис. 3.18).

Будова профілю і морфологічні ознаки

За морфологічними ознаками і будовою профілю лучно-чорноземні ґрунти подібні до чорноземів, але мають певні відмінності. Вони характеризуються підвищеною гумусованістю і наявністю глибинного оглеєння. Важливим показником є порівняно невелика глибина залягання підґрунтових вод, що при середньоважких за механічним складом ґрунтотворних породах забезпечує підняття капілярної кайми до середини ґрунтового профілю. Однак ці особливості не є просторово витриманими і стійкими у часі. Підґрунтові води в сухі роки можуть опускатися або взагалі знаходитись глибоко (за одностороннього поверхневого зволоження). Тому в ґрунтовому профілі можуть практично зникати ознаки оглеєння.

Лучно-чорноземні ґрунти поширені переважно на рівних пониженнях плато і четвертинних терасах рік, з рівнем залягання підґрунтових вод на глибині 3-4 м. За морфологічними ознаками схожі на чорноземи типові, однак відрізняються від них слабким оглеєнням ґрунтотвірної породи і нижчої частини ґрунтового профілю.

Профіль лучно-чорноземних ґрунтів має таку будову:

H - гумусовий горизонт глибиною 35-55 см, темно-сірий, орний шар грудкувато-пилуватий, підорний - зернистий, пухкий, перехід поступовий;

Hp/к - верхній перехідний горизонт глибиною 20-30 см, темно-сірий з буруватим відтінком, зернистий або грудкувато-зернистий з горіхуватими включеннями, слабоущільнений, в нижній частині карбонатний, перехід поступовий;

Phk(gl) - нижній перехідний горизонт глибиною 15-30 см і більше, темно-бурий або сіробурий, грудкуватий або грудкувато-горіховий, ущільнений, карбонатний, карбонати у вигляді плісняви, слабо виражене оглеєння у вигляді буруватих плям, перехід поступовий;

Pngl - ґрунтотвірна порода – лес, палево-бурий, з ознаками оглеєння, оливковий відтінок і наявність іржаво-бурих плям, карбонати у вигляді рідких прожилок або мергелізованих плям.

Лучно-чорноземні опідзолені ґрунти поширені на від'ємних елементах рельєфу з близьким рівнем залягання підґрунтових вод (3-5 м) серед чорноземів опідзолених. Будова профілю близька до чорноземів опідзолених, але оглеєна нижня частина профіля і ґрунтотвірна порода.

Будову профілю можна описати таким поєднанням генетичних горизонтів: Ne+Hpi+Phi+Pi(h)gl+PKgl.

Лучно-чорноземні осолоділі ґрунти поширені переважно на слабостічних або безстічних пониженнях річкових терас і вершинах балок, рідше на плато де застоюються поверхневі води. Періодичне сезонне поверхнєве перезволоження обумовлює розвиток глеєлювіальних

процесів, внаслідок чого весь ґрунтовий профіль оглеєний і чітко диференційований за елювіально-ілювіальним типом. Легкорозчинні солі, як правило, вимиті з ґрунту у підґрунтові води.

Профіль лучно-чорноземних осолоділих ґрунтів має таку будову:

He(gl) - гумусовий елювіований горизонт глибиною 25-45 см, темно-сірий, орний шар порошисто-грудкуватий, підорний – грудкувато-зернистий, пухкий, на гранях структурних окремостей рясна борошниста присипка і SiO_2 , перехід поступовий;

Hpigl - гумусово-перехідний ілювіальний горизонт глибиною 20-35 см, темно-сірий з сизуватим відтінком, грудкуватий або грудкувато-горіхувато-призматичний, ущільнений, на гранях структурних окремостей іржаво-бурі плями, перехід поступовий;

Phgl - нижній перехідний горизонт глибиною 20-40 см, нерівномірно гумусований, темно-брудно-оливковий або темно-бурій, наявність кротовин, грудкувато-призматичний, ущільнений, на структурних окремостях вохристо-бурі плями; перехід поступовий;

Pkgl - лесовидна карбонатна оглеєна порода, багато іржаво-бурих плям, карбонати у вигляді плісняви або мергелізованих плям.

Лучно-чорноземні солонцювато-солончакуваті ґрунти поширені на лесових тересах Дніпра, його правобережний приток та північній частині Придніпров'я, на понижених елементах рельєфу при наявності мінералізованих підґрунтових вод. За умов випітного водного режиму і наявності соди формуються поверхнево-солонцюваті, а при сезонному пульсуючому водному режимі – глибоко-солонцюваті лучно-чорноземні ґрунти, з профілем диференційованим за елювіально-ілювіальним типом.

Будову профілю *лучно-чорноземних поверхнево-солонцюватих солончакуватих ґрунтів* можна описати таким поєднанням генетичних горизонтів:

$\text{Hsls}(k)_{15-20\text{см}} + \text{Hpk}(i)_{15-30\text{см}} + \text{Phkgl}_{30-60\text{см}} + \text{PkgI}$,

а лучно-чорноземних солончакуватих ґрунтів, відповідно:

$\text{He}_{35-40\text{см}} + \text{Hpi}_{25-40\text{см}} + \text{Phkgl}_{20-40\text{см}} + \text{Pkgl}$.

Склад і властивості лучно-чорноземних ґрунтів

За гранулометричним складом найбільш поширеними в лісостеповій зоні є лучночорноземні легко- (36,8%) і середньосуглинкові (31,9) ґрунти, в степовій зоні – легкоглинисті (29%), а в смузі, що прилягає до Полісся 2,3% припадає на піщані і супіщані різновидності.

Фізико-хімічні показники лучно-чорноземних ґрунтів близькі до

чорноземів, поряд з якими вони залягають. Вміст гумусу в орному шарі залежно від гранулометричного складу коливається в межах 3-6%. Ґрунтовий вбирний – комплекс на 70-85%, насичений кальцієм, тому ґрунти мають нейтральну або слабко лужну реакцію ґрунтового розчину.

В солонцювато-солончакуватих ґрунтах підвищений вміст обмінного магнію. В поверхнево солонцюватих відмінах вміст обмінного натрію коливається в межах 5-11, а в глибоко-солонцюватих 5-30%, від ємності вбирання.

За складом солей солонцювато-солончакуваті ґрунти переважно хлоридно-сульфатні кальцієво-натрієві і мають лужну реакцію (pH_{H_2O} 8-9).

За валовими формами поживних речовин лучно-чорноземні ґрунти наближаються до чорноземів, а в зоні недостатнього зволоження навіть перевищують їх. Не поступаються вони чорноземам і за вмістом рухомих поживних речовин.

В цілому лучно-чорноземні ґрунти потенціально родючі, однак ефективне їх використання потребує застосування диференційованих агротехнологічних заходів залежно від їх генетичної природи.

Сільськогосподарське використання і заходи підвищення родючості чорноземів Лісостепу

Чорноземи типові і вилуговані займають широкі рівні площі та слабопохилі схили вододілів, слабко і помірно розчленованих балками корінного плато та високих терас. Вони відносяться до найродючих ґрунтів, багаті на зольні елементи і азот, мало- і середньогумусовані. Мають сприятливі водноповітряні та в більшості випадків теплові властивості.

Розміщені у сприятливих кліматичних умовах і придатні під усі зернові, кормові, технічні і овочеві культури, а також під плодові, ягідні і лісові насадження. Меліорацій не потребують, однак за неправильного с/г використання швидко втрачають потенціальну і, як наслідок, ефективну родючість. Для підтримання її на оптимальному рівні в першу чергу тут необхідно накопичувати і раціонально використовувати вологу – бо основним джерелом її є атмосферні опади.

За умов відповідної контурно-меліоративної організації території, спеціалізованих сівозмін водно-повітряні і біологічні властивості регулюються своєчасним і відповідним способом обробітку на глибину, що відповідає біологічним особливостям вирощуваних культур. Переважно застосовується комбінований обробіток – поєднання оранки, плоскорізного, чизельного поверхневого та ін.

Нагромадження і зберігання вологи забезпечує безполицевий, і плоско-різальний обробіток, особливо доповнений щільуванням або кротуванням, які направлені на руйнування ущільненого підорного горизонту Оранку проводять переважно під просапні культури, поєднуючи з внесенням гною, компостів та інших органічних добрив.

Для підтримання сприятливого водно-повітряного режиму слід регулювати структурність ґрунту, підтримуючи її у грудочкувато-зернистому стані. Це дає змогу забезпечити оптимальну щільність орного шару на рівні 1,1-1,3 г/см³. Досягається покращення агрофізичних властивостей своєчасним обробітком, насиченням сівозміни багаторічними бобовими травами, угноєнням в нормі 12-14 т/га сівозмінної площі, чим забезпечується бездефіцитній баланс гумусу

На чорноземах вилугованих, а за наявності вторинної кислотності, і на чорноземах типових застосовують підтримуюче вапнування або дефекатування, в дозах, що забезпечують нейтралізацію мінеральних фізіологічнокислих добрив. Крім регулювання кислотності, вапно позитивно впливає на насиченість ґрунтового вбирного комплексу катіонами кальцію та магнію, за рахунок яких стабілізується колоїдно-гумусовий стан і структурність ґрунту. Економічно вигідно застосовувати місцеві м'які вапнякові породи – лучний мергель, мергелі Київського ярусу, м'яку крейду, вапнякові туфи, дефекаат.

З мінеральних добрив в першу чергу необхідно вносити фосфорні і азотні, а потім, особливо під технічні та овочеві культури, і калійні. Вносити їх треба локально, стрічковим способом або екраном. Найкраще під час посіву у рядки та підживлення.

Проте досить часто на вододільних плато та високих тересах чорноземи типові залягають у мікрокомплексі із западинними ґрунтами, що знижує високу продуктивність та погіршує умови ведення землеробства на них. Основний фон, представлений чорноземами типовими мало- і середньогумусними на лесах, в западинах – лучно-чорноземні, чорноземно-лучні, осолоділі ґрунти і солоді.

В западинах застоюється вода, перезвожуються ґрунти, що затримує сівбу ранніх ярих, зумовлює часте вимокання озимих, викликає нерівномірний розвиток і досягання культур, погіршує умови міжрядного обробітку та збирання врожаю.

Використовуються (ділянки в цілому) під всі зернові, технічні, кормові і овочеві культури, під плодові, ягідні, і лісові насадження. Однак, в дуже глибоких, довготривало перезвожжених западинах виключаються озимі, ранні ярі культури і плодові.

Найважливішим агрозаходом на западинних ґрунтах є поліпшення водного режиму та їх вапнування. Ефективним заходом у боротьбі з ґрунтовими „блюдцями” і для запобігання розмиву технологічних колій

проводять суцільне щілювання на глибину 50-60 см через 5-6 м по лініях, близьких до горизонталей місцевості, навхрест або по діагоналі.

З метою забезпечення захисту від водної ерозії поздовжні сторони полів і лісосууги на них розміщують впоперек схилів, аналогічно проектується буферні смуги на зайнятих парах, застосовують тільки ґрунтозахисні технології вирощування культур, засновані на обробітку без обертання скиби, доповнюючи його щілюванням. Посів також здійснюють впоперек схилу.

Із засобів біологізації слід застосовувати азотфіксуєчі (ризоторфін, азотобактерин, ризоаргін) і фосформобілізуєчі препарати (альобактерин, поліміксобактерин та ін.).

Контрольні питання

1. Охарактеризуйте умови ґрунтоутворення у зоні Лісостепу.
2. Охарактеризуйте морфологічні ознаки сірих лісових ґрунтів.
3. Класифікація та властивості сірих лісових ґрунтів.
4. Охарактеризуйте заходи підвищення родючості сірих лісових ґрунтів.
5. Охарактеризуйте опідзолені ґрунти, умови їх утворення та класифікацію.
6. Дайте класифікацію чорноземів Лісостепу.
7. Умови утворення та властивості чорноземів Лісостепу.
8. Охарактеризуйте лучно-чорноземні ґрунти.
9. Сільськогосподарське використання і заходи підвищення родючості ґрунтів Лісостепу.

3.4. ҐРУНТИ СТЕПУ

На південь і південний схід від лісостепової зони знаходиться Український Степ. Він простягається з південного заходу на північний схід на 100 км, а з півночі на південь – до 500 км.

За ґрунтово-кліматичними умовами степова зона України поділяється на північну, центральну і південну підзони. Степова зона охоплює повністю або частково Кіровоградську, Одеську, Дніпропетровську, Запорізьку, Херсонську, Миколаївську, Донецьку, Луганську, Харківську області і північні райони Автономної Республіки Крим.

На північ до лісостепової зони від лінії Ізмаїл - Арциз - Тираспіль - Роздільна - Березівка - Широке - Нікополь - Осипенко простягається

північний Степ, а на південь до північних відрогів Кримських гір – південний.

Загальна площа Степу близько 25 млн. га, що становить 40% території країни. Тут розташовано 45% орних земель. Схиліві землі (понад 1°) становлять 47,4% с/г угідь. Площа еродованих земель понад 38% тобто понад 11 млн. га, в т. ч. 5 млн. га уражено вітровою ерозією.

Грунтовий покрив північної і центральної зони Степу в генетичному відношенні досить однорідний. Із 69 ґрунтових видів переважають чорноземи звичайні середньо- і малогумусні. Міцелярно-карбонатні і солонцюваті підтипи поширені значно менше, а строкатість ґрунтового покриву зумовлена переважно наявністю комплексів еродованих ґрунтів.

В південному Степу переважають чорноземи південні та міцелярно-карбонатні, менше чорноземів південних солонцюватих. Всього в підзоні спостерігається 84 ґрунтові види з великою кількістю еродованих і дефльованих ґрунтів.

Умови ґрунтоутворення

Клімат Степу помірно теплий з недостатнім зволоженням. Літо жарке, зима м'яка, інколи холодна, в більшості малоснігова.

Зміни кліматичних елементів проявляються помітно з півночі на південь, тому на практиці розрізняють північний, центральний і південний Степ. Внаслідок великої протяжності зони в широтному напрямі (1100 км) на її території спостерігаються і внутрізональні коливання континентальності клімату. На заході він відносно більш теплий і вологий, а на сході – більш сухий і в меншій мірі теплий.

На характер розподілу опадів і температури повітря певний вплив мають Чорне і Азовське моря, та коливання абсолютних висот поверхні. На Донбасі, Придніпровській, Подільській і Молдавській височинах завдяки більшим абсолютним висотам сума опадів за рік на 30-40 мм більша, ніж на навколишній пониженій степовій рівнині. Найбільшою посушливістю характеризуються райони Причорноморської низини (Приазов'я, Причорномор'я і Крим).

Клімат північного і центрального Степу помірно теплий і помірно континентальний. Середньомісячні температури повітря в січні коливаються від -4 до -8, в липні – від 21 до 23°C. Вегетаційний період становить 158-188 днів. Річна сума температур вище 10° коливається від 2800 до 3200°C.

Середня багаторічна сума опадів за рік знаходиться в межах 425-500 мм, а часто і менше. Більша частина опадів (230-280 мм) випадає в теплу

пору року. Часто опади носять зливовий характер (до 100-150 мм за добу), викликаючи значні процеси ерозії.

Особливістю весняного сніготанення є те, що талі води проникають в ґрунт неглибоко на 2-3 м і ніколи не досягають підґрунтових вод, тому у ґрунті існує мертвий горизонт. В ньому міститься лише плівкова вода – міцно зв'язана з ґрунтом і недоступна рослинам (мертвий запас вологи). Підґрунтові води в живленні рослин участі не беруть.

Випаровування води з ґрунту значно перевищує річну суму опадів. Тому коефіцієнт зволоження менший одиниці і коливається в межах 0,6-0,8.

За багаторічними метеорологічними даними кліматичні умови північного і центрального Степу відносно сприятливі для вирощування зернових культур, особливо озимої пшениці і кукурудзи, соняшнику, ріпичи, конопель овочевих, баштанних, плодкових та ефіроолійних культур. Проте північній і центральній Степу відносяться до зони нестійкого землеробства. Найбільш суттєвими несприятливими факторами вважаються: недостатня зволоженість і періодичні ґрунтові посухи, суховії, вітрова і водна ерозія, нестійкість теплового режиму в зимовий період.

Клімат південного Степу помірно посушливий і середньо континентальний. Відрізняється високими температурами повітря і незначною кількістю опадів. В січні середня багаторічна температура становить -2,5, -3°, в липні від 23 до 24°C. Вегетаційний період становить 200-230 днів. Річна сума температур вище 10°C коливається від 2900 до 3600°C.

Сума опадів за рік становить 300-450 мм. За вегетаційний період випадає більше 200 мм – нерідко у вигляді злив, які супроводжуються градом, грозами, бурями і завдають значних збитків. Крім того в підзоні південного Степу майже щорічно спостерігаються значні періоди без опадів, в тому числі раз на два роки тривалістю понад 40 днів, що викликає ґрунтові посухи.

Пануючими вітрами в підзоні є північно-східні та східні, які влітку зумовлюють посуху, а взимку сніжні заноси. Східні суховійні вітри частіше бувають у липні-серпні і супроводжуються зниженням температури повітря. Весняні та осінні суховії часто супроводжуються чорними пиловими бурями, які пошкоджують, а іноді зовсім знищують посіви та видувають верхній шар ґрунту.

Південний Степ – це зона ризикованого землеробства і тому найважливішим тут є постійна необхідність в заходах, направлених на накопичення, збереження і раціональне використання ґрунтової вологи, а при можливості організації штучного зрошення.

Головні с/г культури, які вирощують в південній частині Степу, це озима і яра пшениця, соняшник, виноград. При зрошенні створюються

умови для вирощування рису, кукурудзи, овочів, кормових і плодкових культур. Наявність достатньої кількості тепла сприяє розвитку баштанництва, вирощуванню льону-кудряшу, ефіроолійних культур.

Рельєф. За характером рельєфу степова зона являє собою рівнину, але неоднорідну за походженням, геологічною будовою і абсолютними висотами. Ці фактори обумовлюють різну інтенсивність ерозійних процесів та форму вияву мезо- і мікрорельєфу окремих регіонів території зони.

Для північного Степу характерний рівнинний середньохвилястий, місцями увалистий рельєф. Тут значна кількість улоговин і ярів, а також досить густа мережа річок, долини яких урізані на 75-150 м. В деяких місцях мережа логовин та ярів настільки густа, що вододіли суцільно розчленовані. Поблизу річок розчленованість зростає, а ерозійні процеси набувають значного розвитку, утворюючи яружно-балкові системи.

Центральна частина степової зони розташована в межах Причорноморської низовини, яка являє собою акумулятивну, місцями майже плоску, рівнину. До неї з півночі прилягають незначні по висоті (150-300 м) Бесарабська, Подільська і Придністровська височини, на сході – Донецький кряж та на північному сході – відрогі Середньо-Руської височини. Всі вони в різній мірі розчленовані гідрографічною мережею і характеризуються розвиненими водно-ерозійним рельєфом.

Лівобережжя річок розчленовані слабо, а правобережжя – порізані густою мережею балок, прорізаючи круті береги.

Найбільша вирівненість і слабка розчленованість характерні для південної частини зони. В Приморській частині розвинутий мезо- і мікрорельєф. Рівнина вкрита плоскими западинами з пологими, слабо помітними схилами. Ширина їх коливається від декількох метрів до 7-8 і більше кілометрів. Глина незначна. Це так звані «поди». Навесні в них стікають талі снігові води. Поди є єдиними водозборами у південному Степу. Маючи водонепроникне дно, вони звільняються від накопиченої води лише шляхом випаровування. Великі поди бувають заповнені водою до середини або навіть до кінця літа, являючи собою неглибокі озера, які зволожують повітря навколишніх територій.

Для південного Степу характерним є наявність лиманів, які утворюються в пониззі рік, де останні значно розширюються.

Рослинність. Природна рослинність в степовій зоні у давнину була представлена переважно злаковими травами, які пристосовані до умов несталого водного режиму. Найбільш поширеними видами були посухостійкі вузьколисті злаки: ковили, типчаки, тонконіг, пирій, тимофіївка степова, м'ятлик, стоколос кореневищний, а також шавлії, люцерна жовта та ін. Багато було і цибулиних – тюльпан, сон трава та ін. На півдні зустрічались ефемери і ефемероїди, особлива життєва форма «перекотиполе», а також зарослі чагарників.

В пониженнях розвивалась вологолюбива лучна, а в днищах балок – лучноболотна рослинність.

Лісова рослинність в степовій зоні відсутня, окрім лісостуг і байрачних невеликих масивів в гирлі балок і подів.

За видовим складом рослинного покриву Степ України розподіляється на дві підзони: *північну – різнотравно-типчаково-ковилову і південну – типчаково-ковилову*. При зміні підзон в структурі степових асоціацій відбуваються закономірні зміни.

В природних умовах травостій зріджується; число видів зменшується з 80 на 1 м² до 3-5, внаслідок скорочення чисельності дводольних рослин зменшується барвистість покриву, збільшується ксероморфність і ксерофільність основних компонентів асоціацій; збільшується кількість коротковегетуючих видів (ефемерів і ефемероїдів), що використовують ґрунтову вологу у весняний та осінній періоди; на півночі переважають багаторічні, а на півдні – однорічні рослини; широколистяні злаки поступаються місцевим вузьколистим; ковили крупнодернинні змінюються на мікродернинні; змінюється сезонна динаміка рослинного покриву: на півночі Степу відбувається поступовий підйом і плавне зниження кількості квітучих рослин до осені, а на півдні цвітіння відбувається навесні і переривається до осені літньою паузою; зменшується продуктивність травостою.

В агроценозах зменшується норма висіву; зростають площі чорного пару; зерно-бобові культури замінюють злаковими; скорочуються посіви багаторічних і зростають площі під однорічними травами; збільшуються площі посіву посухостійких культур; зростає якість товарної частини врожаю; зменшується вирощування видів с/г культур, озимі зернові замінюються ярими.

Важлива роль у ґрунтоутворенні в степовій зоні належить кореневій системі рослин, яка у злаків за масою становить 150-300 ц при надземній фітомасі 8-24 ц /га (Титлянова, Базилевич, 1978). Основна маса коренів злаків зосереджена у верхніх (до 30-40 см) шарах ґрунту, а поодинокі корені проникають вглиб до 2-2,5 м. Це зумовлює залучення до біологічного кругообігу мінеральних речовин глибоких шарів ґрунту та їх акумуляцію у верхніх горизонтах. Відповідно до розподілу кореневої системи злаків в ґрунті накопичуються гумус і азот.

В теперішній час майже всі придатні для землеробства території Степу, крім заповідних, розорані. Висока родючість степових ґрунтів обумовила розвиток тут інтенсивного с/г виробництва. Це основна житниця країни. Тут зосереджено виробництво зернових культур: пшениці, кукурудзи, овочевих, технічних, баштанних і лікарських культур; розвинуте садівництво і виноградарство.

Нерозорані цілинні ділянки перетворені в пасовища і сінокоси. Південний Степ – це чудові весняні пасовища. Вони добре витримують

витоптування. Однак за перебільшення і безсистемності випасу високопродуктивні дернинні злаки деградують. В рослинному покриві починають домінувати малочінні у кормовому відношенні або зовсім неїстівні трави (тонконіг цибулинний, неїстівні види полину, спориш, молочай та ін.).

Пануючими ґрунтотвірними породами в степовій зоні є леси, що вкривають вододільні плато і річкові тераси. За гранулометричним складом вони важкосуглинкові, в межах Причорноморської низовини – легкоглинисті, на Приазовській і відрогах Середньо-Руської височини – місцями середньоглинисті. У міру просування на південь кількість солевих (в тому числі гіпсоносних) горизонтів зростає (до 5-6 на крайньому півдні).

Донецький кряж височить над оточуючим степом, досягаючи в найвищій точці 367 м абсолютної висоти. Ця височина інтенсивно еродована, розчленована глибокими, дуже розгалуженими річковими і балковими долинами. Пануючими ґрунтотвірними породами на Донбасі є леси, як і на решті платформової частини України. В той же час у багатьох місцях на поверхню виходять дочетвертинні породи (пісковики, вапняки, глинисті сланці та інші), елювій на схилах і делювій, які є ґрунтотвірними породами. Характерна риса цих порід – сильна щебнюватість. У заплавах річок ґрунти утворюються на алювіальних відкладеннях різного гранулометричного складу.

Якщо подивитись на карту ґрунтів України, то можна чітко виділити смугу найбільшого вмісту гумусу в чорноземах. Вона падає на межу між південним Лісостепом і північним Степом. Цьому, поряд з кліматичними факторами, сприяє важкий гранулометричний склад лесів та їх карбонатність. Наявність високого вмісту мулу, колоїдів, глинистих мінералів, СаСО₃ надає ґрунту здатність утворювати органо-мінеральні комплекси і фіксації гумусових кислот мінеральною частиною ґрунту.

Генезис ґрунтів Степу

Формування ґрунтів степової зони України відбувається в умовах помірно теплого клімату з недостатнім зволоженням, за рівнинного рельєфу, під наметом трав'янистої, переважно злакової рослинності на карбонатних ґрунтотвірних породах (лесях і лесовидних суглинках).

Сучасні уявлення про ґрунтотворення в Степу склались внаслідок досліджень Л.І.Прасолова, І.М.Антипова-Каратаєва, В.І.Тюрина, М.А.Димо, О.М.Афанасьєвої, М.М. Кононової, Г.Я.Чесняка, М.І.Полупана, В.Д.Мухи та ін. вчених.

Ведучим процесом ґрунтотворення в степовій зоні є дерновий гумусо-аккумулятивний, який протікає з формуванням гумусових горизонтів і накопиченням біофільних елементів.

Прояв даного процесу пояснюється тим, що коренева система злакових асоціацій за масою в 4-20 разів перевищує надземну, а степова повстина і поверхневі рослинні рештки у 2-5 разів перевищують зелену фітомасу. В середньому опад трав'яних асоціацій степу становить 150-200 ц/га.

Такий розподіл фітомаси в ґрунті та на його поверхні обумовлений динамікою розвитку рослинних асоціацій і трансформацією органічної речовини. В період максимального розвитку травостою (навесні та восени) в коріння надходить 30-35% продуктів фотосинтезу. В міру затухання росту рослин внаслідок дефіциту ґрунтової вологи на долю коренів припадає 70-90% асимілянтів. В результаті підземна фітомаса в посушливі періоди зростає, а надземна усихає і поповнює органічними рештками степову повстину. В ґрунті, майже з поверхні і до глибини 30-40 см корені змикаються між собою і утворюють суцільний шар, який здійснює практично повне перехоплення потоку вологи. Відмерлі корені частково мінералізуються, збагачуючи ґрунт зольними елементами, а решта муміфікується, збагачуючи ґрунт органічною речовиною, яка взаємодіючи з твердою фазою ґрунту оструктурує його.

Коренева система злакових багаторічних трав відновлює до 65% маси, а у однорічних повністю. Відмирає вона пізніше за надземну частину. Це запобігає повній мінералізації свіжої органічної речовини ґрунту у період сприятливий для розвитку мікрофлори (достаток тепла і вологи).

Навесні, коли у верхньому шарі ґрунту достатньо вологи для розвитку мікробіологічних процесів, степова повстина перешкоджає проникненню тепла в глиб ґрунту. Тому трансформація корневих решток відбувається повільно, а поверхневі органічні рештки інтенсивно мінералізуються і лише частково (до 5%) гуміфікуються. Внаслідок швидкої мінералізації наземного опаду зменшується його товщина, збільшується проникнення тепла в ґрунт і в ньому посилюються мікробіологічні процеси.

Процеси накопичення і склад органічної речовини в ґрунтах Степу має ряд особливостей:

- кореневі і наземні органічні рештки багаті на зольні та біофільні елементи;
- степова повстина служить буфером, який запобігає мінералізації корневих решток в ґрунті;
- органічні речовини не надходять в ґрунт, а знаходяться в ньому, відділення коренів від ґрунту практично неможливе;

– мінералізація органічної речовини співпадає у часі з періодом інтенсивного росту і розвитку рослин, забезпечуючи їх необхідними поживними елементами;

– органічна речовина надходить до ґрунту постійно з максимумом ближче до поверхні.

Органічні речовини ґрунту під впливом різних факторів зазнають трансформації – мінералізуються або гуміфікуються. На ці процеси суттєво впливають контрасні погодні умови степової зони. Опади випадають не рівномірно. Дні з різною кількістю опадів чергуються з посушливими періодами, які тривають від 3 до 40 днів. Періоди з опадами тривають від 1 до 5 днів.

За таких перепадів погоди проходить процес ускладнення і стабілізації гумусових речовин в степових ґрунтах і формування гумусово-аккумулятивних горизонтів. Ускладнення гумусових речовин пов'язано з процесами окислення і поліконденсації. В складі гумусу степових ґрунтів переважають гумінові кислоти з високим ступенем окисленості та ароматизації, а фульвокислоти більш складні порівняно з аналогами ґрунтів лісової зони.

Ускладнення гумусових речовин відбувається при нейтральній або слаболужній реакції ґрунтового розчину, обумовленій наявністю солей кальцію $\text{Ca}(\text{HCO}_3)_2$. При цьому відбувається насичення гумінових кислот і закріплення їх в ґрунті. Формуються стійкі органо-мінеральні сполуки, які обумовлюють водостійкість структурних окремоостей і закріплення в ґрунті поживних речовин.

Гумусонакопичення послаблюється з півночі на південь степової зони. Воно краще проявляється в чорноземах звичайних і в меншій мірі в чорноземах південних. Це чітко простежується у зменшенні потужності гумусових горизонтів та вмісті гумусу. Відбуваються зміни і якісного складу гумусу: знижується вміст гумінових кислот, зв'язаних з кальцієм, внаслідок збільшення вмісту фульвокислот.

Послаблення гумусонакопичення в південній частині степової зони, порівняно з північною, обумовлено зростаючим дефіцитом вологи і підвищенням теплозабезпеченості ґрунтів, що приводить до зменшення фітомаси, звуження зони розподілу кореневої системи злаків і росту чисельності бактеріальної мікрофлори, яка мінералізує органічну речовину ґрунту.

Другим важливим процесом ґрунтоутворення в степовій зоні є *карбонатизація* – накопичення і перерозподіл карбонатів кальцію в профілі ґрунту.

Форма карбонатних скупчень (новоутворень) і глибина їх залягання служать однією з діагностичних ознак чорноземів. Якщо в чорноземах типових (лісостепових) це псевдоміцелій, «журавчики», «дутики», то в чорноземах звичайних в перехідних горизонтах карбонати представлені у

вигляді вицвітів і прожилок, а в ґрунтоутвірній породі у формі рихлих конкрецій – білозірки. Для чорноземів південних характерною є розпливчата або борошніста білозірка, а в чорноземах південних міцелярно-карбонатних крім білозірки карбонати знаходяться у вигляді плісняви або тонкогольчастих форм.

Для формування ґрунтового профілю і родючості чорноземів степової зони велике значення мають молоді новоосаджені форми карбонатів – псевдоміцелярні. Переміщення карбонатів за профілем обумовлено водно-термічним режимом, виділенням CO_2 степовою рослинністю, його динамікою у ґрунтовому повітрі та розчині і високим похідним вмістом карбонатів кальцію у ґрунтоутвірній породі.

Навесні пересування карбонатів в нижні шари ґрунту відбувається під впливом нисхідних токів вологи. Проте глибина переміщення карбонатів не співпадає з глибиною максимального промочування ґрунту, бо розчинність карбонатів кальцію зменшується при зниженні концентрації продукованого рослинами CO_2 з глибиною. Підвищення температури ґрунту, за наявності вологи, посилює ріст і розвиток рослин, життєдіяльність мікрофлори, внаслідок чого зростає кількість CO_2 в ґрунтовому повітрі і розчині. Карбонати переходять у гідрокарбонати кальцію. Подальше підвищення температури повітря і ґрунту створює умови для посилення висхідних токів вологи з розчиненими в ній бікарбонатами кальцію. Розвиток рослин активізує споживання вологи. Посилення евапотранспірації призводить до підвищення концентрації ґрунтового розчину, а дифузія CO_2 з ґрунту обумовлює перехід бікарбона в карбонат, осадження його з розчину з наступною кристалізацією.

Верхня межа карбонатів зазнає сезонних коливань. Вона знижується навесні і восени. Влітку бікарбонати кальцію підтягуються ближче до поверхні ґрунту. Поява карбонатів у верхньому гумусовому горизонті у формі псевдоміцелію або прожилок обумовлена в першу чергу біогенним фактором (степовою рослинністю) та гідротермічним режимом місцевості.

Наявність новоосаджених карбонатів та їх пульсація сприяють процесам акумуляції і закріпленню гумусових речовин, формуванню стійких органомінеральних комплексів, оструктуренню ґрунту, утворенню водотривкої грудкувато-зернистої структури і сприятливих водно-фізичних властивостей.

Карбонатизація ґрунту в степових умовах має ряд особливостей:

- новоосаджені карбонати кальцію відновлюються щорічно і мають високу здатність до зв'язування органічних сполук ґрунту;
- висота підтягування карбонатів і кількість новоосаджених солей кальцію зменшується з півночі на південь;
- з півночі на південь знижується глибина старих менш реакційно здатних форм карбонатів кальцію.

Гумусо-аккумулятивний процес і карбонатизація профілю протікають разом, але залежно від факторів ґрунтоутворення, прояв їх різний.

На міжрічкових плато, схилах і лесових тересах рік у північній і центральній частинах степової зони сформувалися чорноземи звичайні, а на півдні – чорноземи південні. У задністровському і кримському степу, на міжріччі Дунай-Дністер за специфічних біокліматичних умов сформувалися чорноземи звичайні і південні міцелярно-карбонатні. Чорноземи звичайні і південні найбільш поширені ґрунти Степу України, на їх припадає до 90% площі зони.

Поряд з провідними ґрунтотворними процесами (гумусово-аккумулятивним (дерновим), карбонатизацією) в степовій зоні за відповідних умов протікають й інші. Це *осолонцювання, засолення, олучнення, осолодіння* та ін.

Невелика кількість опадів, особливості водного режиму та наявність легкорозчинних солей натрію в ґрунтотворній породі, або підґрунтових водах створюють умови для їх накопичення і перерозподілу за профілем ґрунту.

Відповідну роль виконує рослинність. Степові трави маючи глибоку кориневу систему, проникаючи на 2-3 м, разом з поживними речовинами засвоюють і солі. Їх рослинні рештки містять велику кількість лужних металів, які після мінералізації надходять на поверхню та у верхній генетичний горизонт, обумовлюючи осолонцювання ґрунту.

Певне значення має і *континентальне соленакопичення* – надходження солей з порід, які вивітрюються, а також солей, що утворюються при дії прісних гідрокарбонатно-кальцієвих вод на осадові породи. Поява карбонату натрію в підземних водах пояснюється обмінними реакціями, які протікають при витесненні увібраного натрію порід іоном кальцію води, а також процесом сульфатредуктації.

При близькому заляганні прісних підґрунтових вод формувалися чорноземи звичайні лучнуваті. Є в зоні алювіальні, лучні та лучно-чорноземні і їх солонцюваті види, солоді та ін. ґрунти. Їх генезис буде охарактеризовано в наступних розділах.

Відбиток на ґрунтовий покрив зони вносять ґрунтотворні породи. В степовій зоні багато чорноземів на лесових породах, що формувалися на щільних глинах різного віку, елювії крейдо-мергельних порід, вапняків, корінних і давніх пісках та супісках, елювії глинистих сланців і масивно-кристалічних порід, на давньому передгірському делювії та інших породах.

Чорноземи на лесових породах багато в чому подібні до чорноземів на лесях. Гумусована частина профілю розподіляється приблизно на ті ж самі генетичні горизонти. Перерозподіл колоїдів відсутній. Гумус рівномірно розподілений за профілем. В його складі переважають гумінові кислоти. Видимі форми карбонатів, як правило, відсутні.

Чорноземи на нелесових породах віднесено до однієї групи, бо їх генезис недостатньо вивчено, а розподіл їх в зональному і фаціальному аспектах на підтиповому рівні не розроблено.

За втручання людини в природні фітоценози в степовій зоні широко поширились *процеси деградації ґрунтів*. При надто високій розораності території на значних площах протікала і протікає ерозія та дефляція ґрунтів. Дегуміфікація і агрофізична деградація спостерігається повсюдно. Внаслідок зрошення мінералізованими водами з'являються вторинно-солонцюваті і солончакуваті ґрунти, значні площі зазнають підтоплення та ін. видів деградації.

Ці процеси не є обов'язковими в розвитку ґрунтів, але на теперішній час вони дуже поширені в степовій зоні і їх необхідно враховувати.

Основні типи ґрунтів Степу, їх діагностика і агровиробнича характеристика

Ґрунти Степу формувались в умовах помірно-теплого клімату, недостатнього зволоження, рівнинного рельєфу, неоднорідного за походженням, геологічною будовою та абсолютними висотами, під різнотравно-типчакково-ковиловою рослинністю на карбонатних ґрунтотворних породах (середньо- і важкосуглинкових лесах і лесовидних суглинках). На схилах балок і горбистих вододілів на денну поверхню виходять різні дочетвертинні відкладення (глини, вапняки, кристалічні породи), які також є ґрунтотворними породами для степових ґрунтів.

На межиріччях за пануючого дерново-гумусово-аккумулятивного процесу і карбонатизації профіля формувались чорноземи звичайні і південні, які є зональними ґрунтами степової зони. Менш поширені чорноземи міцелярно-карбонатні.

На понижених елементах рельєфу, долинах річок та балках сформувалися різні види гідроморфних ґрунтів (лучно-чорноземних, лучних, лучно-болотних), серед яких поширені солончакуваті та солонцюваті відміни. На схилах багато еродованих ґрунтів, а на півдні ґрунти зазнають дефляції.

Чорноземи звичайні займають 12251,1 тис. га, а південні 10712,9 тис. га. Решта орних земель зайнята чорноземами на лесових породах, лучно-чорноземними, лучними та ін. ґрунтами. Зустрічаються солонці, солончаки, солоді.

3.4.1. Чорноземи Степу та їх класифікація

Чорноземи звичайні поширені в північній і центральній частинах степової зони України. На півдні вона доходить до північних відрогів Кримських гір. Обабіч оз.Сиваш в степову зону вклинюється зона сухого Степу з *каштановими ґрунтами*. Тому відокремлюють Кримську провінцію чорноземів південних.

Згідно класифікації (табл. 3.47) виділяють чотири підтипи чорноземів звичайних: *модальні (звичайні); міцелярно-карбонатні, солонцюваті, вторинно поверхнево-солонцюваті* і чотири підтипи чорноземів південних: *модальні, міцелярно-карбонатні, солонцюваті та вторинно поверхнево - солонцюваті*.

Розподіл на роди і види здійснюється як в чорноземах типових. Однак, застосовуючи морфологічні та хімічні методи дослідження, виділяють

Таблиця 3.47 – Класифікація чорноземів Степу (Інститут ґрунтознавства і агрохімії УААН ім.О.Н.Соколовського, 1988)

Підтип	Рід	Вид
Звичайні, Звичайні міцелярно-карбонатні, Звичайні солонцюваті, Звичайні вторинно поверхнево солонцюваті, Південні, Південні міцелярно-карбонатні, Південні солонцюваті, Південні вторинно поверхнево- солонцюваті	Модальні, карбонатні еродовані, дефльовані, намиті, плантажовані, вторинно засолені, вторинно осолонцювані, вторинно олучнені, вторинно олучнені засолені, мочаристі	Модальні, за ступенем еродованості, засолення, солонцюваності, глибиною гумусованого шару і вмістом гумусу, глибиною залягання верхнього засоленого горизонту, карбонатів і рівня підґрунтових вод

вторинно засолені, осолонцювані, олучнені і вторинно олучнені ґрунти. Виділення видів, літологічної серії, варіантів і різновидів здійснюють як і в інших підтипах чорноземів.

Будова профілю і морфологічні ознаки

Чорноземи звичайні залягають на вододільних плато, їх схилах і лесових терасах річок, де утворилися під різнотравно-ковилово-типчачовою рослинністю переважно на лесах і лесовидних суглинках, а також на червоно-бурих глинах та ін. нелесових породах.

Для чорноземів звичайних, які сформувались на лесах характерною формою карбонатних скупчень є «білозірка», що залягає нижче гумусового шару. Чорноземи на елювії крейди та інших нелесових породах не мають цієї ознаки. В перехідному горизонті зустрічаються інші форми карбонатних скупчень; псевдоміцелій, рідше прожилки.

З півночі на південь зменшується вміст гумусу з 6 до 3% і глибина гумусованого шару у профілі. В складі гумусу переважають гумінові кислоти. Ближче до поверхні підходять горизонти скупчення карбонатів, гіпсу і легко розчинних солей. У північній частині зони поширення чорноземів звичайних водорозчинні солі (CaSO_4 , MgSO_4 та ін.) залягають глибше 4 м, а в південній сольові акумуляції виявляються з глибини 2-2,5 м.

Чорноземи звичайні глибокі середньогумусні поширені на півночі зони, на межі з Лісостепом і на Донецькому кряжі – на вододілах та їх пологих схилах. Скипають з глибини 40-70 см. Сумарна глибина гумусованої товщі профілю понад 85 см.

Профіль чорноземів звичайних має таку будову:

H – гумусовий горизонт глибиною 40-50 см, рівномірно гумусований, темно-сірий, орний шар пилювато-грудкуватий або пилювато-рилистий, підорний – грудкувато-зернистий, часто зустрічаються копроліти, перехід поступовий;

Hp/k – верхній перехідний горизонт глибиною 25-35 см, темно-сірий з слабким буруватим відтінком, у нижній частині інколи з вицвітами карбонатів, зернистий або грудкувато-зернистий, пористий, перехід поступовий;

Phk – нижній перехідний горизонт глибиною 30-40 см, темно-бурий або сірувато-палево-бурий, з рясними вицвітами карбонатів на структурних окремосях, у черворіинах і кореневинах;

P – з глибини 120-150 см залягає барвистий лес, переритий кротовинами, за механічним складом важкосуглинковий або легкоглинистий; карбонатні скупчення у вигляді «білозірки».

Чорноземи звичайні солонцюваті утворились переважно на засолених глинах вододільних плато, а також на лесових терасах річок. Хоча увібраний натрій не перевищує 5, а рідше 10% від ЄКО, вузьке співвідношення між кальцієм та магнієм сприяє формуванню морфологічних ознак, притаманних солонцюватим ґрунтам, вони

проявляються у розпиленості орного шару, помітному ущільненні перехідних горизонтів.

В останні десятиріччя значні площі чорноземів звичайних зазнали вторинного осолонцювання внаслідок зрошення їх тривалий час мінералізованими і, особливо, з несприятливим співвідношенням між кальцієм та магнієм, зрошувальними водами. Внаслідок пептизації колоїдів ґрунт у вологому стані стає в'язким, липким, а при висиханні – цементується і твердне. Пептизовані колоїди вимиваються з верхніх горизонтів до нижніх, викликаючи диференціацію верхньої частини профілю за елювіально-ілювіальним типом. У вторинно осолонцьованих чорноземів вміст увібраного натрію коливається від 2 до 10% від ЄКО, а вміст увібраного магнію зростає на 5-7% порівняно з богарними ґрунтами.

У профілі чорноземів звичайних середньосолонцюватих чітко виділяється диференціація за елювіально-ілювіальним типом і визначаються такі горизонти: гумусово-елювіальний (HE, He) глибиною 25-30 см, темнувато-сірий з чіткою присипкою SiO₂, грудкувато-брилистий; верхній перехідний горизонт (Hr1) глибиною 15-20 см, темно-сірий, інколи зі слабким буруватим відтінком, ущільнений, горіхуватий чи горіхувато-призматичний, з колоїдним лаком на гранях структури; нижній перехідний горизонт (Ph1k) глибиною 20-30 см, темно-бурий, грудкувато-призматичний. Лес (Pk) у верхній частині слабогумусований, донизу – палево-бурий чи палевий.

Чорноземи звичайні вторинно поверхнево осолонцьовані, що зустрічаються на зрошувальних землях, мають ознаки осолонцювання переважно в орному шарі. Рано навесні чи пізно восени поверхня ріллі має білуватий відтінок, обумовлений скелетним кварцом, відмитим від пептизованих тонко-дисперсних частинок. У вологому стані орний шар злитий і в'язкий, дуже запливає, утворює кірку. При оранці утворюються великі брили. Глибше орного шару будова профілю даного роду чорноземів аналогічна несолонцюватому.

Чорноземи звичайні міцелярно-карбонатні (Chernozems Calcic). Поширені на території Придунайської ґрунтової провінції на межиріччі Дунай-Дністер. Особливістю цих ґрунтів є карбонатні виділення у формі псевдоміцелю поряд з білозіркою. Наявність рясної карбонатної цвілі обумовлена своєрідним гідротермічним режимом цих ґрунтів, що викликає велику рухомість карбонатів. Все це обумовлено специфічними фаціальними особливостями клімату на території даної провінції (м'яка тепла зима, тепле літо з великою кількістю опадів).

Морфологічні особливості міцелярно-карбонатних чорноземів проявляються на більшій глибині гумусованої частини профілю (65-130см), високій біогенності (часті копроліти, кротовини, ходи комах та дощових хробаків), високій загальній пористості, кращій структурності, що обумовило вимивання розчинних солей на велику глибину.

Чорноземи звичайні міцелярно-карбонатні глибокі малогумусні мають глибину гумусованої частини профілю 90-130 см. Вміст гумусу в орному шарі становить 4-6%. Скипають глибше орного шару. Профіль розчленовується на гумусовий горизонт глибиною 40-60 см, у підорному шарі – дрібнозернистий, розсипчастий. Інколи з карбонатною цвіллю на окремостях структури; гумусово-перехідний горизонт (Нрк) глибиною 20-30 см, темно-сірий з буруватим чи білуватим відтінком, обумовленим рясною «цвіллю» голчастих карбонатних виділень які, однак, можуть бути не вираженими візуально; верхній перехідний горизонт (РНк) глибиною 20-30 см, грудкувато-горіхуватий від крупних реліктових копролітів; нижній перехідний горизонт (Phk) глибиною 20-30 см, слабо гумусований, темнувато-бурий, збагачений на реліктові округло-довгасті копроліти, що розпадаються на «горіхи», з рясними вицвітами карбонатів, численними кротовинами. Інколи з білозіркою в нижній частині. У ґрунтоутвірній породі з глибини 110-120 до 160-170 см зустрічається білозірка, багато черворийн, що пронизують лес до глибини 160-180 см і нерідко заповнені гумусованим матеріалом.

Чорноземи південні (Chernozems Calsic). Сформувались під типчакково-ковильно-степовою рослинністю за умов посушливого клімату. Характерною рисою цих чорноземів є ущільнення перехідних горизонтів з деяким збільшенням у них вмісту мулистих частинок, що зростає з півночі на південь. Друзи гіпсу залягають у північній частині зони на глибині 3-4, а на південній – 2 м.

Глибина гумусованості профілю залежить від географічного положення і гранулометричного складу. Зі сходу на захід вона зростає на легкоглинистих та важкосуглинкових різновидах і становить на лівобережжі – 50-75, а правобережжі – 65-85 см.

Гумусовану частину профілю можна розділити на гумусовий (Н), верхній перехідний (Нр) і нижній перехідний (Phk) горизонти. У складі гумусу переважають гумінові кислоти (Сгк:Сфк = 2-3, звужуючись вниз за профілем співвідношення зменшується до 1,5). Чорноземи південні мають нейтральну або слабо лужну реакцію (рН водний 6,5-7,5).

Найпоширенішими серед даних ґрунтів є чорноземи південні малогумусні, що утворилися на лесах. Вони залягають на рівних слабостічних плато та їх положистих схилах на лесах важкого гранулометричного складу.

Будова профілю: гумусовий горизонт (Н) глибиною 27-40 см з вмістом гумусу 3-5,5%, темно-сірий, орний шар пилувато-грудкуватий, часом брилистий, підорний – зернистий з рясними копролітами; верхній перехідний горизонт Нр(і) глибиною 10-20 см, темно-сірий з буруватим відтінком, грудкуватий; нижній перехідний горизонт Ph(і)к глибиною 10-20 см, темно-бурий, грудкувато-горіхуватий, ущільнений, з натіками та плямами гумусових речовин. Ґрунтоутворна порода (Рк) – лес, палево-

бурий, з глибини 65 до 120 з рясною білозіркою, а з глибини 200-400 см і глибше містить друзи гіпсу.

Чорноземи південні міцелярно-карбонатні. Поширені в Задністров'ї в Кримських степах. Характерною ознакою цих ґрунтів є наявність поряд з білозіркою псевдоміцелію, представленого цвіллю та тонкогочастими формами карбонатів. Причина даного явища полягає в специфічності біокліматичних умов Задністров'я та Криму, яка, в свою чергу спричинила високу біологічну активність ґрунтів. Будова профілю цих ґрунтів аналогічна чорноземам південним. Скипають на глибині 25-65, білозірка зустрічається на глибині 65-105 см.

Чорноземи південні солонцюваті. Поширені в зоні переходу чорноземів південних до темно-каштанових ґрунтів, де залягають на слабодренованих територіях Азово-Причорноморської та Кримської провінцій. Особливістю даних ґрунтів є диференціація профілю, що проявляється в помітному ущільненні, та горіхувато-призматичній структурі перехідного горизонту. Ця диференціація підтверджується даними гранулометричного аналізу, але не підтверджуються фізико-хімічними показниками: вміст обмінного натрію не перевищує 1-3% від ЄКО. Співвідношення між увібраним кальцієм та магнієм досить вузьке (3,4-4,8), тоді як у несолонцюватих родах воно складає 4,5-8,2. рН водний 6,5-8,5, легкорозчинні солі, переважно сульфати кальцію, залягають у ґрунтах Кримського степу і на лівобережжі Дніпра на глибині 150-250, тоді як на правобережжі на глибині 250-350 см і більше. В профілі чорноземів південних солонцюватих виділяють такі горизонти: гумусовий [H(e)], верхній перехідний [Hpi] і нижній перехідний [Phi(k)].

Розвиток іригації з застосуванням слабомінералізованих вод, навіть при невеликих нормах зрошення, в багатьох місцях призвів до вторинного осолонцювання. Зрошення у великих масштабах дніпровсько-інгулецькими водами, за відсутності дренажу, обумовило підняття підґрунтових вод вище критичного рівня, що викликало олучіння та засолення чорноземів південних.

Чорноземи на лесових породах. Ці чорноземи зустрічаються в різних зонах та підзонах. Їх важко розділити на підтипи на рівні підзон та провінцій. Надто велику «перевагу» над біокліматичними факторами у формуванні таких ґрунтів має фактор ґрунтоутворної породи.

Чорноземи на лесових породах мають ряд спільних рис з чорноземами на лесах. Гумусована частина профілю складається з таких самих генетичних горизонтів: H, H_p, P або P_k. На відміну від чорноземів на лесах у них відсутні видимі форми карбонатних скупчень. Лише чорноземи на деяких видах глин можуть їх мати.

Дані чорноземи формуються на щільних глинах, корінних (дочетвертинних) пісках, елювії крейдяно-мергельних порід, давньоалювіальних пісках терас річок, елювії вапняків, доломітів,

алевритів, пісковиків, глинистих сланців тощо. Часто ці ґрунти бувають короткопрофільними або неповно розвинутими

Склад і властивості чорноземів Степу

Склад і властивості чорноземів звичайних і південних пов'язані з розвитком дернового гумусово-акумулятивного процесу, та проявом процесів карбонатизації, осолонцювання і засолення, які протікають в умовах помірно теплого клімату з недостатнім зволоженням переважно на лесах і лесовидних суглинках.

За даними УНДІГіА ім. О.М.Соколовського серед чорноземів звичайних найбільш поширені важкосуглинкові різновиди (88,5%), середньосуглинкові займають 6,5% площ, глинисті – 3,9%, а легкосуглинкові – біля 1%. Серед чорноземів південних переважають важкосуглинкові і глинисті – 81,6% середньосуглинкові займають 10,4, легкосуглинкові – 1,8, а супіщані – 1,7% площ сільськогосподарських угідь.

В чорноземах звичайних перерозподіл мулу і фізичної глини за профілем не спостерігається, а в чорноземах південних він присутній. Вміст фізичної глини і частинок мулу дещо збільшується з глибиною (табл. 3.48). Ступінь диференціації посилюється з півночі на південь і сильніше проявляється в солонцюватих підтипах.

Таблиця 3.48 – Хімічний склад, вміст фізичної глини і мулу в чорноземах звичайних та південних (МЛ.Полупан, В.Д.Кисиль, 1979)

Показники	Чорнозем звичайний глибокий малогумусний			Чорнозем південний на лесах		
	Генетичний горизонт					
	Ha	H	PhK	Ha	Hp(i)	Phi/k
Шар ґрунту, см	0-20	30-40	90-100	0-10	25-30	40-50
Вміст частинок, %						
<0,01 мм	60,7	58,1	58,2	60,0	59,3	62,2
<0,001 мм	33,8	33,9	31,3	40,3	42,0	43,1
Вміст оксидів, %						
SiO ₂	74,8	75,0	72,4	74,1	73,3	69,0
Fe ₂ O ₃	4,9	4,7	4,7	4,6	4,4	4,6
Al ₂ O ₃	12,8	14,2	12,5	13,5	14,2	13,3
CaO	1,8	0,4	4,6	1,6	0,8	7,1
MgO	1,8	1,7	1,7	1,8	2,1	1,8
Na ₂ O	0,8	0,8	0,8	0,8	1,1	0,7
SiO ₂ ;K ₂ O ₃	8,0	7,4	8,0	7,7	7,6	7,2

Тонкодисперсна частина чорноземів Степу закріплена і разом з частинками дрібного пилу утворює водостійкі зернисті агрегати. Однак, в орних шарах оброблених ґрунтів, особливо в чорноземах південних зерниста структура зруйнована, розпилена і характеризується слабкою протиерозійною здатністю.

Валовий хімічний склад окремих генетичних горизонтів змінюється слабо. Про це свідчить співвідношення $\text{SiO}_2 : \text{R}_2\text{O}_3$, яке в чорноземі звичайному становить 7,4-8,0, а в південному 7,2-7,7. За профілем ґрунту хімічні елементи розподілені рівномірно. Спостерігається незначне збільшення кремнезему у верхніх шарах. Це свідчить про протікання ґрунтоутворення без особливих змін мінеральної частини.

За вмістом гумусу чорноземи звичайні розподіляються на середньо- і малогумусні. З півночі на південь у підзоні північного Степу в міру зростання посушливості клімату, а також із заходу на схід зменшується глибина гумусованого шару з 120 до 55-45 см і вміст гумусу з 6,1-4,7 до 4,6-4,0%. Легші за механічним складом ґрунти гумусу містять менше.

У чорноземів південних профіль менш гумусований (50-85 см), а вміст гумусу визначається механічним складом. Важкосуглинкові і легкоглинисті різновиди містять його 3-5,5%, середньосуглинкові 2-3, а легкосуглинкові 0,4-2,0%.

Характерною особливістю чорноземів звичайних і південних, як і взагалі чорноземів, є поступове зменшення вмісту гумусу вниз за профілем (табл. 3.49).

Таблиця 3.49 – Вміст і груповий склад гумусу чорноземів Степу (М.І.Полупан, В.Д.Кисіль, 1979)

Генетичний горизонт, глибина, см	Загальний вміст гумусу, %	С органічний, %	Сгк	Сфк	С залишку	Сгк : Сфк
			% до загально С			
Чорнозем звичайний малогумусний на лесі						
На ₀₋₁₀	5,00	2,90	33,2	13,2	53,6	2,5
Н ₃₀₋₄₀	3,62	2,10	31,7	16,1	52,2	2,0
НР ₅₀₋₆₀	2,07	1,20	24,8	20,7	54,5	1,2
PhK ₇₀₋₈₀	0,07	0,60	12,3	33,3	54,4	0,4
Чорнозем південний на лесі						
На ₀₋₁₀	3,10	2,81	30,9	10,7	58,4	2,9
Нр(і) ₂₅₋₃₀	2,60	1,68	30,4	10,1	59,5	3,0
Phi/к _{40,50}	1,50	1,25	22,4	14,4	63,2	1,56
P(h)к ₅₅₋₆₀	0,90	6,73	19,2	16,4	64,4	1,17

В складі гумусу переважають гумінові кислоти. Тип гумусу гуматний. Співвідношення Сгк:Сфк в чорноземах звичайних 2,0-2,5, у південних – 2,9-3,0, зменшуючись вниз за профілем до 0,4-1,2.

Чорноземи звичайні та південні мають сприятливі фізико-хімічні властивості. У перших смінь вбирання залежно від механічного складу коливається від 20 до 50 мг-екв 100 г ґрунту. В складі увібраних катіонів переважають обмінний кальцій та магній (табл. 3.50).

Вміст обмінного натрію не перевищує 0,5-1,0 мг-екв 100 г ґрунту. Реакція ґрунтового розчину близька до нейтральної, вниз за профілем слаболужна.

В чорноземах південних смінь вбирання у легкосуглинкових і важко суглинкових різновидах становить 17-50, а в легкосуглинкових 5-15 мг-екв 100 г ґрунту. Обмінного кальцію у 4-8 разів більше ніж обмінного магнію. Обмінного натрію вони містять 0,1—1 мг-екв/100 г ґрунту. Реакція ґрунтового розчину нейтральна або слаболужна

У чорноземах південних солонцюватих вміст обмінного натрію не перевищує 1-3% від ємності вбирання, а співвідношення між обмінним кальцієм і магнієм звужується до 3-5 :1.

Смінь вбирання катіонів висока і не лімітує продуктивність даних ґрунтів. У складі ГВК переважає кальцій.

ґрунти мають високу біологічну активність. Розвинута мезофауна, а у складі мікрофлори переважають бактерії.

Важливого значення набувають заходи щодо регулювання осолонцювання і засолення ґрунтів. Перш за все це гіпсування і висока культура зрошення за наявності дренажу, введення нових прийомів зрошування (дощування, крапельне та ін.). Недотримання цих правил призводить до вторинного засолення і осолонцювання.

Солі та гіпс в північній частині підзони залягають на глибині 3-4 м, в південній 2-2,5, а степовому Криму – 1,5-2 м. Скипання від 10% соляної кислоти на Правобережжі з 30-70 см, на Лівобережжі – 25-35 см, а в Задністров'ї і Криму з 30-50 см.

Агрохімічні показники чорноземів звичайно змінюються залежно від механічного складу ґрунтів, вмісту гумусу, кількості внесених добрив та ін. За даними УНДГіА в орному шарі вміст валового азоту коливається в межах 0,21-0,27%, валового фосфору – 0,10, поступово зменшується вниз за профілем (табл. 3.51), складаючи у ґрунтотвірній породі 0,08-0,10% валового калію. Вміст рухомих сполук фосфатів та обмінного калію достатній і становить 1,8-2,1%.

Чорноземи південні також добре забезпечені азотом і фосфором. Вміст загального азоту залежно від механічного складу, вмісту гумусу та їх географічного розміщення, коливається в межах 0,16-0,28, валового фосфору 0,12-0,15%, а валового калію 2,0-2,6%.

Таблиця 3.50 – Водно-фізичні показники чорноземів Степу (М.І.Полупан, В.Д.Кисіль, П.О.Гаврик, 1979)

Показники	Чорнозем звичайний глибокий малогумусний на лесі				Чорнозем південний на лесі			
	Генетичний горизонт							
	На	Н	Нр	PhK	На	Нр(i)	Phi/к	P(h)K
Шар ґрунту, см	0-10	30-40	50-60	70-80	0-10	25-30	40-50	55-60
РН водний	7,2	7,1	7,2	7,5	6,9	7,6	7,6	7,9
Увібрані катіони, мг-екв/100 г ґрунту								
Са ⁺⁺	31,5	31,4	не визн.	не визн.	25,9	24,0	23,0	не визн.
Mg ⁺⁺	5,5	7,9	-	-	8,3	7,4	7,6	-
Na ⁺	0,2	0,2	-	-	0,4	0,5	0,6	-
R ⁺	0,8	0,5	-	-	0,9	0,6	0,5	-
Гідролітична кислотність, мг-екв/100 г ґрунту	1,1	0,5	-	-	1,6	1,2	не визн.	не визн.
Ємність вбирання, мг-екв/100 г ґрунту	37,1	36,4	-	2,63	36,4	36,4	34,0	25,0
Ступінь насиченості основами, %	97,1	98,7	-	-	95,7	96,4	не визн.	не визн.
СаСО ₃ , %	не визн.	не визн.	-	-	не визн.	не визн.	2,6	4,6

Таблиця 3.51 – Агрохімічні показники чорноземів Степу (Е.П.Латишев, Б.С.Носко, 1994)

Показники	Чорнозем звичайний глибокий малогумусний на лесі			Чорнозем південний на лесі		
	Генетичний горизонт					
	На	Н	PhK	На	Нр(i)	Phi/к
Шар ґрунту, см	0-20	30-40	90-100	0-10	25-30	40-50
Загальний вміст, %						
азоту	0,27	0,23	0,10	0,16	0,15	0,11
фосфору	0,15	0,16	0,13	0,13	0,13	0,12
калію	1,9	1,8	2,09	2,6	2,6	2,0
Вміст рухомих сполук за Мачигінім, мг/1 кг ґрунту						
P ₂ O ₅	37,8	24,3	не визн.	32,6	21,3	не визн.
K ₂ O	350	278	-	386	303	-

Вміст рухомих сполук фосфатів і обмінного калію, як правило, високий або підвищений.

Зміни механічного складу чорноземів звичайних обумовлюють різну його щільність. Так, легкосуглинкові різновиди в орному шарі мають щільність 1,20-1,44 г/см³, вниз за профілем вона зростає до 1,35-1,7 г/см³, середньосуглинкові – відповідно від 1,10-1,25 до 1,30-1,35, важкосуглинкові – 1,0—1,2 до 1,15-1,40, глинисті – 1,10-1,25 до 1,4-1,5 г/см³.

Для чорноземів південних характерна диференціація профілю за щільністю та механічним складом, котрий важчає, а щільність зростає в перехідних горизонтах (табл. 3.52), ступінь диференціації посилюється з півночі на південь і сильніше проявляється в солонцюватих ґрунтах.

Щільність орного шару середньосуглинкових ґрунтів коливається в межах 1,1-1,25, вниз за профілем збільшується до 1,3-1,4 г/см³, у важкосуглинкових – відповідно 1,12-1,13 і 1,4-1,5 г/см³. Чорноземи південні Задністров'я характеризуються меншою щільністю. В орному шарі вона становить 1,0-1,2, а у профілі 1,15-1,40 г/см³.

Вологість в'янення в чорноземах звичайних легкосуглинкових в орному шарі становить 6,3-8,4%, вниз за профілем коливається в межах 4,9-10,5%, середньосуглинкових – 14,6-15,8 і 13,5-16,2%, глинистих – 17,9-18,2 та 17,1-18,9%.

Найменша вологоємність у легкосуглинкових різновидів в метровому шарі має такі межі 21,4-25,4%, що становить 150-160 мм продуктивної вологи, у середньосуглинкових відповідно 29,2-32,5% і 170-180 мм, важкосуглинкових 32-33% і 140-160 мм.

Вологість в'янення чорноземів південних середньосуглинкових різновидів коливається від 10 до 12%, а важкосуглинкових від 12 до 17%. Найменша вологоємність відповідно становить 21-28 і 21-30%. Запаси продуктивної вологи у метровому шарі середньосуглинкових ґрунтів становлять 160-170, у важкосуглинкових – 130-150 мм.

За даними проф. А.І.Сірого (1998) високою природною родючістю характеризуються чорноземи звичайні глибокі середньогумусні, які займають північну частину степової зони. Вони мають потужний профіль до 110 см і більше, порівняно високий вміст гумусу 3-5,5%, запаси якого в метровій товщі досягають 524 т/га (табл. 3.53).

Ґрунтовий вбирний комплекс чорноземів звичайних насичений основами кальцію і магнію у співвідношенні 6:1. Реакція ґрунтового розчину нейтральна (рН_{Н2О} = 6,5-7,0).

Переважно важкий механічний склад, достатньо високий вміст гумусу, насиченість основами кальцію і магнію визначили сприятливі водно-фізичні властивості даних ґрунтів, зокрема наявність водостійкості зернистої структури.

Таблиця 3.52 – Водно-фізичні показники чорноземів Степу (М.І.Полупан, В.Д.Кисіль, П.О.Гаврик, 1979)

Показники	Чорнозем звичайний малогумусний на лесі				Чорнозем південний на лесі			
	Генетичний горизонт							
	Ha	H	Hp	Phk	Ha	Hp(i)	Phi/k	P(h)K
Шар ґрунту, см	0-10	30-40	50-60	70-80	0-10	25-35	40-50	55-60
Щільність твердої фази, г/см ³	2,67	2,62	2,64	2,66	2,60	2,62	2,63	2,65
Щільність, г /см ³	1,17	1,19	1,22	1,36	1,00	1,26	1,32	1,42
Загальна пористість від об'єму, %	56,2	54,6	53,8	48,9	61,6	51,6	49,9	46,1
Максимальна гігроскопічність, % від маси ґрунту	8,4	8,5	8,2	8,2	8,2	8,3	9,6	9,2
Вологість в'янення, % від маси ґрунту	12,1	12,4	12,3	11,7	11,0	11,1	12,9	12,3
Найменша вологоємність, % від маси ґрунту	29,8	24,4	23,4	22,6	31,9	27,9	23,9	23,3
Діапазон активної вологи, мм	20,7	14,3	13,6	14,8	20,9	21,1	14,6	15,6

Кількість агрегатів розміром 0,25-10 мм у підорному шарі у них становить 90-95%, водостійких, розміром 0,25-3,0 мм – 55-65%. У орному шарі значна частина цих агрегатів зруйнована обробітком і перетворена у пилювато-грудкувато-брилисту структуру. Однак кількість водостійких агрегатів все ж і тут залишається порівняно високою. Завдяки такій агрегованості чорноземи звичайні глибокі характеризуються оптимальним складенням гумусово-акумулятивного горизонту (вони мають щільність 1,1-1,25 г/см³), високу пористість (50-60%), а відтак достатню водопроникність, повітряпроникність і вологоємність.

Разом з тим максимально можливі запаси продуктивної вологи у метровій товщі у них нижчі ніж у чорноземів типових (170 мм), що пов'язано з їхнім важким механічним складом, переважно легко глинистим, і високою вологістю в'янення.

Ці ґрунти характеризуються високими запасами елементів живлення. Забезпеченість рухомими фосфатами підвищена (12,9 мг на 100 г ґрунту), а обмінним калієм висока (18,3 мг на 100 г ґрунту). Їхній бонітет становить 86 балів.

Таблиця 3.53 – Якісна оцінка (бонітування) чорноземів Степу (А.і.Сірий, 1998)

Механічний склад ґрунту	Основні типові критерії							Середній бал	Поправки на клімат	Бонітет ґрунтів, бал
	гумус		фосфор		калій		ммзпв			
	т/га у шарі 0-100 см	бал	мг P ₂ O ₅ на 100г ґрунту	бал	мг K ₂ O на 100г ґрунту	бал	мм у шарі 0-100 см			
<i>Чорноземи звичайні</i>										
Глибокі малогумусні важкосуглинкові на лесі (Кіровоградська обл.)	420	84	12,9	65	23,2	100	175	85	0,88	75
Глибокі середньогумусні легкоглинисті на лесі (Харківська обл.)	524	100	12,9	65	18,3	92	170	98	0,88	86
Середньоглибокі малогумусні легкоглинисті на лесі (Дніпропетров. обл.)	350	70	12,7	64	23,2	100	165	74	0,85	63
Неглибокі малогумусні важкосуглинкові на лесі (там же)	288	57	11,5	58	19,4	97	160	65	0,86	55
<i>Чорноземи південні</i>										
Важкосуглинкові на лесі (там же)	265	54	10,6	53	19,8	99	148	60	0,85	51
Легкосуглинкові на лесі (Херсонська обл.)	263	53	3,5	58	39,4	99	130	57	0,68	49
Легкоглинисті міцелярно-карбонатні на лесовидних суглинках (Крим)	260	52	1,1	18	34,8	87	161	62	0,84	52
Легкоглинисті міцелярно-карбонатні на лесі (Одеська обл.)	280	54	3,5	58	33,4	99	130	57	0,86	56

Далі на південь, в міру зростання ксеротермічності клімату, із зменшенням опадів і зростанням дефіциту вологи, зменшується глибина проникання коренів у товщу ґрунту, знижується кількість органічних решток, які надходять до ґрунту, погіршується їх зольно-азотний склад. Поряд з їх інтенсивною мінералізацією у вологі і теплі періоди року все це зумовило зниження інтенсивності гумусонакопичення і скорочення глибини гумусованої частини профілю. В таких умовах сформувались чорноземи звичайні середньоглибокі і неглибокі.

Чорноземи звичайні середньоглибокі, серед яких переважають малогумусні види, займають центральну частину північної підзони Степу. Товщина їхнього профілю становить 75-90 см, а запаси гумусу у метровій товщі – 350 т/га. За забезпеченістю рухомими фосфатами вони не поступаються глибоким видам даних ґрунтів, але помітно переважають їх за забезпеченістю обмінним калієм (23 мг на 100 г ґрунту). Однак кількість продуктивної вологи у них знижується до 165 мм у шарі 0-100 см. Тому їх бонітет нижче і складає 63 бали.

Чорноземи звичайні неглибокі, що залягають у найпосушливій південній частині підзони, мають глибину профілю 60-70 см і запас гумусу 288т/га у метровій товщі. Дещо нижча у них забезпеченість рухомими фосфатами і обмінним калієм. Максимально можливі запаси продуктивної вологи 160 мм у шарі 0-100 см, в результаті їх бонітет становить 55 балів.

Сільськогосподарське використання і заходи підвищення родючості чорноземів Степу

В степовій зоні головний лімітуючий продуктивність фактор – нестача вологи. Тому тут великого значення набувають всі агрономічні заходи направлені на накопичення, збереження і раціональне використання ґрунтової вологи, а там, де це дозволяє, і штучне зрошення.

На чорноземах звичайних та південних зростає ефективність чорного пару. Цей агрозахід дозволяє накопичувати достатню кількість вологи для отримання високих і стабільних врожаїв, порівняно з непаровими попередниками.

Чорноземи степової зони маючи високу потенціальну родючість, характеризуються несприятливим водним режимом в період вирощування с/г культур. Вони зазнають періодичної посухи, які повторюються 2-6 разів на 10 років. Тому тут великого значення набувають заходи накопичення і збереження в ґрунті вологи атмосферних опадів, правильна організація території, створення полезахисних лісосмуг, снігозатримання та ін., направлені на творення сприятливого водного режиму.

В степовій зоні система обробітку будується так, щоб вона сприяла з одного боку збереженню найбільшої кількості поживних решток, а з другого – не викликала розпилення поверхневого 0-10 см шару ґрунту і створювала оптимальні мови накопичення, збереження і раціонального використання ґрунтової вологи.

Плоскорізні знаряддя найменше руйнують і заглиблюють в ґрунт рослинні рештки, тому в умовах доброго крошіння їм надається перевага, особливо на полях, де після збирання врожаю попередників лишається мало поживних решток.

За такого обробітку ґрунту досягається достатньо високий протиерозійний фон: на поверхні залишається до 75-80% поживних решток, значна частка пилюватих частинок з поверхневого шару ґрунту під час безполивового рихлення сепарується у нижні горизонти, пізно піднятий зяб має добру водопроникність, а 2-3-и кратне підрізання кореневищ багаторічних бур'янів протягом літа спричиняє їх виснаження і загибель.

Важливою ланкою протиерозійного обробітку ґрунту в степовій зоні є застосування спеціальних ґрунтозахисних і вологонакопичувальних заходів на схилах, таких як контурний обробіток, щільування, кротування, ґрунтопоглиблення, мульчування поверхні рослинними рештками, соломю та ін.

Важливим елементом в землеробстві степової зони є мінімізація обробітку ґрунту. Це один із основних шляхів попередження процесів дефляції.

Мінімізація обробітку дуже важлива у ранньовесняний період, бо кожна додаткова операція в цей час зменшує ефективність протиерозійного фону, створеного основним обробітком.

Чорноземи звичайні та південні порівняно з іншими ґрунтами багаті на елементи живлення. Однак, без добрив в достатній кількості рослини можуть споживати лише калій. В більшості випадків отримання високих врожаїв можливо при внесенні локально фосфорних і азотних добрив. Гній необхідно вносити (8-10 т на гектар сівозмінної площі) для підтримання бездефіцитного балансу гумусу та оптимального рівня водно-фізичних властивостей і біологічного режиму.

Перспективним заходом підвищення продуктивності чорноземів степової зони є зрошення, однак воно повинно бути строго регульованим і супроводжуватись суворим контролем за властивостями ґрунтів, які швидко деградують при надмірному зрошенні і особливо мінералізованими водами.

Чорноземи звичайні і південні використовують переважно під зернові культури (пшеницю, кукурудзу, ячмінь), соняшник, виноградники і сади. Проте в північних районах поширення чорноземів звичайних вирощують і цукровий буряк.

Продукція, вирощена на чорноземах степової зони, відрізняється високою якістю. Тут вирощують тверді та цінні сорти пшениці.

Контрольні питання

1. Умови ґрунтоутворення в зоні Степу.
2. Основні типи ґрунтів Степу, класифікація.
3. Будова профілю та основні ознаки чорноземів Степу.
4. Сільськогосподарське використання і заходи щодо підвищення родючості чорноземів Степу

3.5. ҐРУНТИ СУХОГО СТЕПУ

Зона Сухого Степу України займає смугу шириною від 5 до 150 км. Це центральна найнижча частина Причорноморської низовини, Присивашся і північна низовинна область рівнинного Криму. Територіально це середня частина Одеської, південна Миколаївської і Херсонської областей, та північна частина Автономної Республіки Крим. Загальна площа зони становить 4711 тис га.

Межа переходу від Степу до сухого Степу коротка і не перевищує 20-25 км. В даній смузі чорноземи південні солонцюваті, що утворюються на плато, змінюються темно-каштановими солонцюватими ґрунтами. Проте на схилах зберігаються чорноземи південні різного ступеня еродованості. На крайньому півдні зони сформувалися каштанові ґрунти.

На Кримському півострові зміни ґрунтових зон та ґрунтів відбуваються в напрямку з півночі на південь, від узбережжя озера Сиваш до Степового Криму. Ця інверсія можливо пов'язана із впливом Кримської гірської системи і її вертикальною зональністю клімату.

Термін «каштанові ґрунти» запровадив В.В.Докучаєв у 1883 році. В якості окремого типу їх вперше виділили в класифікації ґрунтів 1900 року. Що стосується досліджень географії, генезису, властивостей, способів раціонального використання даних ґрунтів, великий внесок зробили С.С.Неуструєв, А.А.Роде В.А.Ковда, О.М.Іванова, М.І.Полупан, Г.М.Кривоносова, В.Д.Кисіль та інші.

Умови ґрунтоутворення

Клімат. За кліматичними умовами зона Сухого Степу з темно-каштановими і каштановими ґрунтами відрізняється від інших зон Степу України найбільшими тепловими ресурсами і посушливістю. Сума температур понад 10°C по окремих регіонах зони коливається від 3400 до 3600°C. Середня температура липня 26-27°C, січня – мінус 2,2-3,0°C. Річна сума опадів становить 300-350 мм, а в посушливі роки не перевищує 250 мм. Часто вони носять зливовий характер. Коефіцієнт зволоження 0,3-0,6. Посушливість клімату значною мірою зумовлена пануванням влітку сухих східних вітрів, які часто супроводжуються пиловими бурями. Майже щороку спостерігаються бездощові періоди тривалістю 25-45 днів, раз на п'ять років сухий період подовжується до 40-60, а раз на десять років – до 50-70 днів.

Висока температура і низька відносна вологість повітря при тривалому бездощовому періоді зумовлюють виникнення посух і суховіїв. Весняні посухи на початку вегетаційного періоду сільськогосподарських культур мають локальний характер. Літні посухи спостерігаються частіше. Вони бувають майже щорічно і припадають на період вегетації пізніх культур. Їх повторюваність становить 80-90%. Осінні посухи трапляються не так часто, як весняні та літні, але ймовірність їх значна і досягає у Приморських районах 40-50%. Весняні запаси ґрунтової вологи завжди дуже малі, тому врожайність вирощуваних культур залежить від випадючих влітку опадів.

Сухий Степ – зона *ризикованого* землеробства. Найважливішими тут є заходи, спрямовані на накопичування, збереження і раціональне використання ґрунтової вологи, штучне зрошення і лісосмуги, які слід розміщувати впоперек пануючих вітрів.

Рельєф. Рельєф зони Сухого Степу представлений рівниною, що похилена з півночі на південь та з півдня на північ до озера Сиваш, берегів Азовського та Чорного морів. Лише у межиріччі Дністра та Дніпра з'являються довгі балки незначної глибини (до 20-30 м) з пологими схилами. Абсолютні висоти на півночі та півдні становлять 40-50 м, а на узбережжі Сивашу зменшуються до 50 м. Поверхня лесових терас плоскорівнинна та вкрита чисельними *подами* і *западинами*, піщаним терасам властивий *кучугурний* рельєф.

Найбільш рівна і слабодренована кримська частина зони. Тут місцевість являє собою плоску рівнину, яка непомітно піднімається на південь від висоти 5-10 до 50 м над рівнем моря. Підґрунтові води знаходяться на глибині 1,9-2 м і дуже мінералізовані. В зоні дуже розвинутим є мікро- і нанорельєф, який дуже впливає на розвиток солонцевого процесу і засолення ґрунтів.

Рослинність. Природна рослинність зони представлена низькорослими зрідженими типчаково-ковилловими асоціаціями. Ступінь вкриття 50-70%, який змінюється в міру того, як клімат зони стає більш сухим. У складі типчаково-ковиллових рослинних угруповань значне місце припадає на ефемери та ефемероїди (веснянка звичайна, тюльпан тощо).

У Присивашші та на узбережжі Чорного і Азовського морів на каштанових солонцюватих ґрунтах в трав'яному покриві багато галофітних видів – полину таврійського, ромашнику, кохії, а на солончаках – солеросів, сарсазану та солянок. Поверхня ґрунту вкрита кірочками лишайників, синьозелених і діатомових водоростей.

У зоні Сухого Степу біомаса рослинних асоціацій становить 150-200 ц/га, причому понад 90% припадає на кореневу систему. Щорічний приріст зеленої маси становить 25-30 ц/га, приріст коріння – 100-110 ц/га. Щорічно до біологічного кругообігу залучається до 600 кг/га зольних елементів і приблизно 100-150 кг/га азоту; повернення приблизно дорівнює споживанню.

В кругообізі переважають азот, кремній та калій. За чисельністю мікроорганізмів каштанові ґрунти мало відрізняються від черноземів, але сумарна річна біологічна активність в них нижча внаслідок більш тривалого посушливого періоду.

Своєрідною є рослинність подів. У посушливі роки вони вкриті зрідженим травостоєм, переважно з типчака, а у вологі роки, коли з весни поди затоплені водою, типчак гине, а панівне місце займають пирій подовий, сусан та інші види. В наш час всі придатні для землеробства землі у зоні Сухого Степу розорані, крім заповідних (Асканія Нова) та непридатних для обробітку ділянок.

Ґрунтотворні породи. В зоні Сухого Степу переважають важкі лесовидні суглинки, рідше леси. Глибина лесової товщи на всій території зони, за винятком Дніпровських та інших річкових терас, становить 20-25 м.

Невеликими масивами зустрічаються алювіальні відкладення та глини. Менш поширений елювій-делювій (пісковики, глинисті сланці, вапняки, крейда, мергель). Вони трапляються на окремих височинах, по схилах правих берегів річок та балок. У заплавах річок ґрунти формуються на алювіальних відкладеннях різного хімічного і механічного складу. Характерною особливістю зони є те, що сольовий сульфатно-хлоридно-натрієвий гіпсовий горизонт знаходиться на глибині 1,7-2,2 м.

Поди складені оглеєними лесами. Механічний склад їх середньо- та важкосуглинковий, що є наслідком оглеєння. В подах, розташованих у північній частині зони, вся товща лесів вилугована від водорозчинних солей та гіпсу, а в подах узбережжя Сиваша і Чорного моря – засолені. Відповідно до цього підґрунтові води в подах з вилугованими лесами прісні: вони розташовуються на глибині 6-8 і більше метрів. У подах з

засоленими лесами води дуже мінералізовані і піднімаються майже до поверхні, обумовлюючи засоленість ґрунтів. Підґрунтові води на міжподових просторах залягають унизу лесової товщі і повсюдно мінералізовані.

Генезис ґрунтів зони Сухого Степу

Формування каштанових ґрунтів відбувалося в умовах посушливого клімату, рівнинного рельєфу під впливом трав'янистої ксерофітної рослинності, переважно на карбонатній ґрунтоутвірній породі при наявності в ній легкорозчинних солей. Характерними для зони є три основних ґрунтоутвірних процеси: *гумусонакопичення, карбонатизації і осолонцювання.*

Відносно походження каштанових ґрунтів існує декілька гіпотез. По-перше, це природно-історична гіпотеза, що була сформульована В.В.Докучаєвим, М.М.Сибірцевим та іншими вченими. Формування каштанових ґрунтів вони пов'язують з ксерофітною трав'янистою рослинністю, перш за все з полином, посушливістю клімату і слабкою вилугованістю з профілю карбонатів і легко розчинних солей.

Згідно з другою гіпотезою (В.Р.Вільямса), каштанові ґрунти сформувались в результаті деградації черноземів. Остання, у свою чергу була спричинена зміною водного режиму, заміною лучної рослинності на степову, мінералізацією гумусу, накопиченого на черноземній стадії розвитку.

Сучасні уявлення про ґрунтоутворення в Сухому Степу розроблені внаслідок досліджень В.І.Тюріна, М.О.Дімо, С.М.Афанасьєвої, М.М.Кононової, Г.Я.Чесняка, А.В.Новікової, Л.М.Александрової, М.І.Полупана та інших вчених.

Провідним процесом ґрунтоутворення в зоні Сухого Степу залишається накопичення біофільних елементів і формування гумусово-аккумулятивних горизонтів. Однак, вони відрізняються від аналогічних процесів, що відбуваються в Степу та Лісостепу. По-перше, процеси проходять під порівняно зрідженим типчакково-ковилковим травостоєм. Крім того, в трав'яному покриві багато галофітних видів. Тут присутні ефемери та ефемероїди, коренева система яких на багато менш розвинута, ніж у рослин степової зони. Тому тут менша глибина гумусових горизонтів та вміст і запаси гумусу. Змінюється і якісний його склад: зменшується кількість гумінових кислот, зв'язаних з кальцієм, внаслідок збільшення вмісту рухомих фульвокислот. Послаблення гумусонакопичення обумовлено посушливістю клімату, зростанням дифіциту вологи та

підвищеною теплозабезпеченістю. Все це призводить до зменшення фотосинтезуючої маси, звуження зони розподілу кореневої системи та росту чисельності мікроорганізмів у ґрунті, які мінералізують органічну речовину в ньому

Кількість біомаси в зоні каштанових ґрунтів не перевищує 100-200 ц/га, а щорічний опад рослинних решток коливається від 40 до 80 ц/га. Значну його частину становлять корені рослин. Надземна біомаса невелика і не перевищує 10-15 ц/га. До біологічного кругообігу з опадом щорічно залучається 250-300 кг зольних елементів і азоту.

Як і в Степу, в зоні Сухого Степу виражений *процес карбонатизації* – накопичення і перерозподілу карбонатів кальцію за профілем. Однак, в темно-каштанових ґрунтах карбонати знаходяться у формі білозірки та суцільних прошарків. Південніше, в каштанових ґрунтах, поряд із карбонатами, поширені також прошарки гіпсу що свідчить про дефіцит вологи. Її не вистачає для вилуговування розчинних солей кальцію з ґрунтового профілю. Чим південніше, тим меншими є річна кількість опадів та глибина промочування ґрунту і тим ближче до поверхні знаходиться карбонатно-ілювіальний горизонт.

У зоні Сухого Степу, при розкладенні решток ковилово-типчаккової рослинності, галофітів, ефемерів та ефемероїдів, поряд з кремнієм, магнієм та півтора-оксидами, утворюється також велика кількість металів, зокрема натрію, який є основною причиною розвитку осолонцювання. Наявність легкорозчинних солей натрію (карбонатів, гідрокарбонатів, сульфатів і хлоридів) викликає засолення даних ґрунтів.

Прояв *солонцевого процесу* поряд з гумусово-аккумулятивним – одна з особливостей ґрунтоутворення зони Сухих Степів. Насичення ґрунтового вбирного комплексу натрієм викликає трансформацію вторинних мінералів, сприяє пептизації гумусу і глини, орґано-мінеральних сполук, переміщенню мулу та колоїдів за профілем ґрунтів, формуванню елювіальних та ілювіальних горизонтів. Найбільш вираженим у зоні Сухого Степу цей процес є на каштанових ґрунтах.

З посиленням осолонцювання з півночі на південь від темно-каштанових до каштанових ґрунтів зменшується кількість гумусу, зростає частка фульвокислот, які переважають над гуміновими кислотами. В північній частині зони темно-каштанові солонцюваті ґрунти приурочені до депресій, безстічних понижень рельєфу, тоді як на півдні – солонцюватість властива практично усім каштановим ґрунтам. Крім того, каштановим ґрунтам притаманна *фізична солонцюватість*, яка проявляється в розчленованості профілю на гумусово-елювійований горизонт (He) з крихкою слабозернистою, або платівчастою структурою і перехідний гумусовий ілювійований горизонт (Hpi) – ущільнений, із зернисто-горіхуватою зверху та горіхувато-призматичною глянцюватою структурою в низу. У більшості каштанових ґрунтів фізична солонцюватість не

обумовлена достатнім для цього вмістом обмінного натрію.

Ступінь солонцюватості каштанових ґрунтів підвищується з півночі на південь у зоні Сухого Степу, зростає також участь солонців у ґрунтових комплексах. В цій зоні України несолонцюваті каштанові ґрунти практично не зустрічаються.

Ґрунтовий покрив зони Сухого Степу характеризується надзвичайною складністю, що пов'язано з наявністю комплексів ґрунтів різного ступеня осолонцювання. Більшість дослідників вважають основними причинами комплексності ґрунтів Сухого Степу мікрорельєф і пов'язаний з ним різний характер зволоження та солевого режиму і, як наслідок, плямистий розподіл рослинності і ґрунтів.

Осолонцювання корінним чином змінює водно-фізичні властивості ґрунтів. В сухому стані солонцевий горизонт дуже щільний, водо- і повітря- не проникливий, у вологому – липкий і в'язкий. Маючи велику теплоємність порівняно з несолонцюватим ґрунтом, він посилює дефіцит ґрунтової вологи.

Процес осолонцювання каштанових ґрунтів в зоні Сухого Степу має низку особливостей:

- ґрунтоутворні породи зони містять багато натрію, але прояв осолонцювання ґрунтів стримуються наявністю новоутворених карбонатів кальцію;

- дефіцит вологи посилює процес надходження легкорозчинних солей натрію в гумусові горизонти;

- ступінь осолонцювання ґрунтів зони обумовлений кліматичними показниками і при незмінності рослинності є величеною сталою.

Останнє положення можна проілюструвати наступним прикладом. Якщо цілинний ґрунт слабоосолонцюваний, то такий рівноважний стан може продовжуватись нескінченно довго і лише втручання людини, порушення водного режиму, зміна рослинності призводять до змін інтенсивності осолонцювання і засолення.

Поєднання гумусонакопичення, карбонатації і осолонцювання обумовлює різноманітність ґрунтів зони Сухого Степу. Кожному ґрунтовому виду властива одна або декілька яскраво виражених морфологічних ознак даних процесів, за якими здійснюють їх діагностику і класифікацію.

Основні типи ґрунтів зони Сухого Степу, їх діагностика і агро виробнича характеристика

Основними ґрунтами зони сухого Степу є темно-каштанові солонцюваті ґрунти. Загальна їх площа становить 1207,5 тис га (2,8%), в тому числі орних земель – 1089,4 тис.га. Каштанових солонцюватих ґрунтів значно менше – 219,4 тис.га (0,5%), у тому числі орних – 151 тис.га.

Є в зоні також лучно-каштанові солонцюваті ґрунти, яких нараховують 61,9 тис.га, у тому числі ріллі – 49,1 тис.га. Площа підів становить 10,8 тис.га, вони представлені переважно лучно-каштановими поверхнево-оглеєними ґрунтами, серед яких зустрічаються глеюваті і глейові, карбонатні та різного ступеня осолодіння (глессолоді).

Досить багато еродованих, нав'яних, вторинно-олучнілих і засолених ґрунтів. Є солончаки, солонці та солоді.

3.5.1. Каштанові ґрунти та їх класифікація (*Castanozems Naplic*)

Згідно з класифікацією (табл. 3.54), за глибиною горизонтів (He+Hpi) і характером гумусового профілю каштанові ґрунти поділяються на чотири підтипи: темно-каштанові солонцюваті, каштанові солонцюваті, а також темно-каштанові і каштанові вторинно поверхнево-солонцюваті. У перших гумусовий шар глибиною 40-45 см із слабкими ознаками фізичної солонцюватості, у других – 35-40 см, з середнім і сильним проявом ознак фізичної солонцюватості.

Вторинно-поверхнево осолонцювані ґрунти мають будову профілю аналогічну з темно-каштановими і каштановими ґрунтами, але внаслідок зрошення мінералізованими артезіанськими водами, їх орний шар засолений і перетворився на безструктурну зливу масу, у вологому стані – вязку, липку, у сухому - зливу та дуже щільну. Тому їх запропоновано виділяти на рівні підтипу. Наступною таксономічною одиницею класифікації ґрунтів є рід.

Найбільш поширеними родами каштанових ґрунтів є такі:

– *Модальні (звичайні)* виділяють у всіх підтипах. Ознаки і властивості відповідають основним характеристикам підтипу. У найменуванні каштанових ґрунтів назву даного роду не вказують.

– *Солонцюваті* – в межах гумусового шару мають солонцюватий ущільнений горизонт з вмістом обмінного натрію понад 3% від ємності вбирання.

– *Карбонатні* – характеризуються стійким поверхневим «закипанням» від 10% НС1. Карбонати присутні у всьому профілі, починаючи з поверхні.

Таблиця 3.54 – Класифікація каштанових ґрунтів Сухого Степу України (Український науково-дослідний інститут ґрунтознавства і агрохімії ім. О.Н.Соколовського, 1988 р.)

Підтип	Рід	Вид
Темно-каштановий Темно-каштановий солонцюватий Каштановий солонцюватий Темно-каштановий та каштановий вторинно поверхнево-осолонцювані	Модальний, карбонатний, еродований, намитий, навіяний, плантажований, вторинно зосолений, вторинно олучнілий, вторинно олучнілий зосолений, мочаристий	За ступенем осолонцювання, еродованості, засолення, глибиною гумусового шару і вмістом гумусу, глибиною залягання, ступенем намитості чи навіяності, карбонатів і рівнем підґрунтових вод, верхнього сольового горизонту, глибини карбонатів і рівнем підґрунтових вод, ступенем намитості чи навіяності

–*Еродовані* – відрізняються від модальних частковою або повною відсутністю верхніх генетичних горизонтів, втрачених внаслідок водної або ґрунтової ерозії.

– *Намиті* – зустрічаються на шлейфах, схилах і днищах балок, де формуються за рахунок делювіального наміву. Гумусовий горизонт, порівняно з модальними ґрунтами, глибший на 30 см і більше, часто шаруватий.

– *Навіяні* – це ґрунти, на поверхні яких відклався дрібнозем, перенесений вітром, глибиною 30 см і більше.

– *Вторинно засолені* – поширені на зрошуваних ділянках, утворюються при поливі мінералізованими водами. Розчинні солі концентруються в межах ґрунтового профілю, зумовлюючи іноді утворення на поверхні ґрунту сольової кірки.

– *Вторинно олучнені* – поширені на зрошуваних або підтоплених ділянках. Якщо підґрунтові води піднялися до 3-5 м, ґрунти відносять до вторинно лучнуватих, а якщо понад 3 м – до вторинно лучних.

Розподіл каштанових ґрунтів на види здійснюють за такими показниками.

За ступенем солонцюватості (вмістом обмінного натрію, % від ємності катіонного обміну):

- слабосолонцюваті - 1-3 %;
- середньосолонцюваті - 3-6%;
- сильносолонцюваті - 6-10%;
- солонці - понад 10%;

За ступенем еродованості:

–слабоеродовані – змито або дефльовано до половини гумусового горизонту, втрачено до 20% гумусу, орний шар складається з нижньої частини гумусового горизонту;

–середньоеродовані – змито або дефльовано понад половину або увесь гумусовий горизонт, втрачено 20-40% гумусу, орний шар складається з гумусового і перехідного горизонтів;

–сильноеродовані – змито або дефльовано гумусовий і частково або повністю перехідний горизонт, втрачено 40-60% гумусу, орний шар складається з перехідного горизонту

За ступенем засолення: слабо-, середньо- і сильнозасолені.

За глибиною гумусового шару (He+Hpi)

–глибокий > 50 см;

–середньоглибокий 30-50 см;

–неглибокі < 30 см;

За містом гумусу:

–слабогумусовані <3%

–малогумусні > 3%

За глибиною залягання верхнього сольового горизонту:

– солончакові 0—30 см

– високосолончакові 30-50 см

– солончакуваті 50-100 см

– глибокосолончакуваті 100-150 см

– несолончакуваті >150 см;

За глибиною залягання карбонатів:

–висококарбонатні – лінія «закипання» від 10 % HCl в орному шарі;

–глибококарбонатні – лінія «закипання» у ґрунтотвірній породі.

За глибиною рівня підґрунтових вод:

–глеюваті – 1,5-2,0 м;

–глейові – 1,0-1,5 м;

–сильноглейові – 0,5-1,0 м;

–поверхнево-оглесні – з поверхні.

За ступенем намитості (глибиною шару акумуляції, який складається з продуктів водної ерозії):

–слабонамиті – до 25 см;

–середньонамиті – 25-50 см;

–сильнонамиті – понад 50 см.

За ступенем зав'язаності (глибиною шару акумуляції, який утворився з продуктів дефляції):

–слабозав'язані – до 25 см

–середньозав'язані – 25-50 см

–сильнозав'язані > 50 см

Виділяють також *літологічні серії*: лесові, лесовидні, лесовидні підстелені різними породами; лиманно-морські, червоно-буроглинисті,

тощо; *варіанти*: цілинні, освоєні, окультурені, зрошувані, дреновані; *різновиди* – виділяють за механічним складом.

Будова профілю і морфологічні ознаки

Темно-каштанові солонцюваті ґрунти поширені в зоні Сухого Степу переважно на безстічних рівнинах вододілу між річками Дніпро та Молочна і в північній частині степового Криму. Незначні площі є на низинних приморських плато правобережжя Дніпра. Сформувалися під типчакowo-ковилевими і полино-злаковими степами. Мають чітку елювіально-ілювіальну диференціацію, яка чітко визначається морфологічно і за даними механічного аналізу. Елювійованість профілю морфологічно виявляється лише в цілинних варіантах. В освоєних вона виявляється у вигляді незначної присипки SiO_2 на гранях структурних окремостей. Елювійованість морфологічно виявляється більш чітко за ущільненням і структурою ґрунту.

Глибина гумусованої частини профілю становить 50-60 см. Гіпс та інші водорозчинні солі залягають на глибині 150-250 см. На правобережжі Дніпра вони знаходяться глибокше.

Зрошувані види темно-каштанових ґрунтів характеризуються брилистістю орного шару і значною щільністю. Після дощів вони запливають і на поверхні утворюється щільна кірка. На значних площах темно-каштанові ґрунти плантажовані і гумусу в орному шарі містять на 10-30% менше, ніж їх природні аналоги.

Типовий профіль темно-каштанового слабко-солонцюватого ґрунту має таку будову:

H(e) – гумусовий слабкоелювіальний горизонт глибиною 25-30 см, у легкосуглинкових та супіщаних різновидах до 30-40 см, темно-сірий з каштановим відтінком, порохувато-грудкуватий, в сухому стані грудкувато-брилистий, на структурних окремостях присипка SiO_2 , перехід різкий (по плужній підшві) або поступовий;

H_{pi} – верхній перехідний ілювіальний горизонт глибиною 10-15 см, у легкосуглинкових і супіщаних різновидностях до 30 см, темно-каштановий або темно-сірий з буруватим відтінком, грудочкувато-зернисто-горіхуватий, призмовидно-грудкуватий або горіхуватий, ущільнений, у верхній частині на структурних окремостях присипка SiO_2 і слабкий глянець, копроліти, перехід поступовий;

H_{hi} – нижній перехідний горизонт глибиною 10-30 см, темно-бурий або сірувато-бурий, часто з темно-сірими плямами і затьоками, горіхувато-призмовидно-грудкуватий, помітно ущільнений, карбонатний, на структурних окремостях добре виражений глянець, перехід поступовий

або язигуватий із затьоками;

Рк – ґрунтотворна порода лес, зверху нерівномірно гумусований із затьоками, з 50 до 120 см рясна білозірка, а на глибині 150-250 см друзи гіпсу.

Темно-каштанові, середньо- та сильносолонцюваті ґрунти поширені переважно в комплексі із слабосолонцюватими видами, займаючи більш підвищені ділянки мікрорельєфу. Профіль середньо солонцюватих ґрунтів більш чітко розчленований за елювіально-ілювіальним типом, він коротший і не перевищує 45-55 см.

Профіль темно-каштанового середньо солонцюватого ґрунту має таку будову: $He_{20-25cm} + H\phi_{10-15cm} + \Phi_{10-15cm} + Pk$, а будова профілю темно-каштанового сильно солонцюватого ґрунту: $HE + HI + \Phi + Pks$.

За даними Н.Б.Вернандер (1986), на захід від Дніпра, у придунайській частині сухо-степової зони, в межах Одеської області характер ґрунтового покриву значно змінюється. Тут темно-каштанові ґрунти приурочені до вузької смуги, що простягається вздовж Чорного моря. Ця територія в межах смуги характеризується доброю дренаваністю, наявністю невеликих річок, які впадають в лимани Чорного моря. Врізаючись глибоко в сушу, лимани є своєрідними дренами. Вони сприяють пониженню рівня підґрунтових вод і запобігають засоленню ґрунтів. Підґрунтові води стікають в лиман досить швидко не застоюючись. Тому солі накопичуються повільно. В таких умовах формуються *темно-каштанові несолонцюваті ґрунти*.

Темно-каштанові несолонцюваті ґрунти залягають на низьких терасах Чорного моря і Дунаю смугою шириною 20-30 км, яка простягається вздовж їх берегів від лимана Кундул до західних границь Молдови (м.Рені). Від моря ці ґрунти відділяє смуга мулуватого-болотних ґрунтів дунайських плавнів. Це єдине на Україні місцезнаходження темно-каштанових несолонцюватих ґрунтів.

Будову профілю темно-каштанових несолонцюватих ґрунтів наводимо на прикладі розрізу, закладеного на околиці місті Ізмаїл на рівній поверхні:

Н – гумусовий горизонт глибиною 20-25 см, темнувато-сірий зі слабким буруватим відтінком, пухкий, пилювато-зернистий, сильноперероблений черв'яками і личинками комах, перехід поступовий;

HP – гумусовий перехідний глибиною 35-40 см, бурувато-сірий, грубо-зернистий, пухкий, неущільнений, зрідка зустрічаються кротовини, різко переходить в ґрунтотворну породу;

Р/к – з глибини 50 см і глибше бурувато-палевий лес середньо суглинковий, неміцної грудочкуватої структури, з нечисельними темними кротовинами, на глибині 75-100 см – щільний горіхуватий горизонт білозірки. Гіпс і сольові скупчення відсутні. На глибині 20-25 см закипає від соляної кислоти.

Вказані ґрунти містять 2-2,5% гумусу, мають невелику сміність

вбирання (10-15 мг-екв на 100 г ґрунту). У вологі роки і на зрошуваних масивах дані ґрунти характеризуються високим рівнем родючості.

Каштанові солонцюваті ґрунти поширені вузькою смугою у присивашсько-причорноморській частині лівобережжя Дніпра і на узбережжі Сивашу в Криму. Ця територія найбільш посушлива в зоні Сухого Степу із злаково-полиновою рослинністю.

Каштанові ґрунти не утворюють суцільних масивів. Вони зустрічаються в комплексі з солонцями каштановими, створюючи домінуючий фон. Ознаки солонцюватості в них виражені більш чітко, ніж в темно-каштанових ґрунтах. Гумусовий елювіюваний та елювіальний горизонти чітко виділені. Внаслідок меншої кількості опадів, солі вимиті на глибину 80-70 см. Крім гіпсу, вони представлені хлоридами і сульфатами натрію у вигляді білих прожилок і пунктуацій.

Каштанові слабосолонцюваті ґрунти поширені в комплексі з солонцями і темно-каштановими солонцюватими ґрунтами, проте можуть бути переважаючими елементами комплексу. Скипають з глибини 40-55 см. Глибина профілю 50-60 см. Ці ґрунти мають таку будову:

He – гумусовий слабоелювіальний горизонт глибиною 25-30 см, темно-коричневий, в сухому стані коричнево-сірий, пилювато-порошисто-грудкуватий, весь залучений до орного шару, перехід різкий по плужній підшві.

Hpi – верхній перехідний горизонт глибиною 10-15 см, темно-коричневий, в сухому стані каштаново-бурий, грудкувато-зернисто-горіхуватий, пухкий, перехід поступовий.

Phi(k) – нижній перехідний глибиною 10-15 см, темно-коричневий, грудкувато-зернисто-горіхуватий, злегка ущільнений і в більшості випадків карбонатний, перехід поступовий.

Pk – ґрунтотворна порода – лес зверху слабогумусовий по ходах коренів, бруднувато-коричнево-палевий, з 70-100 см з білозіркою; на глибині 100-150 см залягають гіпс і солі.

Каштаново-середньосолонцюваті ґрунти зустрічаються в комплексі з іншими видами каштанових ґрунтів. Виділення їх в окремі контури в польових умовах практично неможливе, бо їх формування пов'язане із мікрорельєфом поверхні, який було знищено при розорюванні. На відміну від каштанових слабосолонцюватих ґрунтів, вони мають профіль чітко диференційований за елювіально-ілювіальним типом. Профіль має таку будову: He_{20-25 см}+Hpi_{10-15 см}+Phi/k_{10-15 см} + Pk.

Каштанові сильносолонцюваті ґрунти зустрічаються невеликими плямами в комплексі з іншими видами каштанових ґрунтів. В будові профілю чітко виділяються гумусово-елювіальний та гумусово-ілювіальний горизонти, що наближає їх до профілю солонців. Профіль має таку будову: He_{15-20 см}+Hii_{13-18 см}+Phi/k_{12-17 см}+Pk.

Склад і властивості каштанових ґрунтів

Склад і властивості каштанових ґрунтів Сухого Степу пов'язані з розвитком процесів гумусонакопичення, карбонатизації і осолонцювання, які відбуваються в умовах посушливого клімату. Інтенсивність прояву процесів залежить від мезо- і мікрорельєфу, механічного складу ґрунтотворних порід, наявності в них карбонатів і легкорозчинних солей.

За механічним складом серед каштанових солонцюватих ґрунтів переважають важкосуглинкові і легкоглинисті різновидності темно-каштанових 71,5%, каштанових – 90%, середьосуглинкові 8,2 і 0, супіщані – 2 і 0% (М.І.Полупан, 1988).

Профіль темно-каштанових і каштанових солонцюватих ґрунтів чітко диференційований за елювіально-ілювіальним типом. Про це свідчить перерозподіл мулу і фізичної глини по профілю. Верхній елювіований [H(e)] горизонт менше містить цих частинок, порівняно з перехідними ілювіованими [Hr(i) та Phik] горизонтами (табл. 3.55). Чим сильніше виражена солонцюватість, тим помітнішою є диференціація профілю за вмістом мулу.

Мінеральна частина каштанових ґрунтів становить 97-98% їх маси. В мулистій фракції переважають мінерали монтмориллонітової групи і гідрослюди. Вторинні мінерали каолінітової групи зустрічаються рідко. Грубі фракції представлені переважно кварцем, польовими шпатами і слюдами.

Валовий вміст SiO_2 в профілі змінюється слабо, хоча зустрічаються незначні скупчення його у верньому гумусово-елювіальному горизонті.

Вміст півтораоксидів заліза (Fe_2O_3) і алюмінію (Al_2O_3) визначається ступенем солонцюватості і зростає в перехідних ілювіованих горизонтах (табл. 3.55). Це підтвержується співвідношенням $\text{SiO}_2:\text{R}_2\text{O}_3$, яке є найвищим у гумусових елювіованих горизонтах (в темно-каштанових ґрунтах – 5,0, а в каштанових – 5,7 і зменшується в ілювіованих шарах, відповідно до 3,8-4,2 та 3,8-3,9).

Гумус каштанових ґрунтів міцно пов'язаний з мінеральною частиною ґрунту. Вміст його в темно-каштанових ґрунтах на азово-причорноморській смузі в глинистих і важко суглинкових різновидах становить 2,5-3,5%, а у Кримській підзоні Сухого Степу 1,7-3,0%. В легкосуглинкових і супіщаних різновидах він не перевищує 0,7-1,5%. В каштанових ґрунтах вміст гумусу не перевищує 1,3-3,0%. Загальною закономірністю є поступове зменшення вмісту гумусу вниз за профілем.

Гумусовий профіль темно-каштанових ґрунтів у важкосуглинкових і легкоглинистих різновидностях коливається в межах 50-75 см, легкосуглинкових супіщаних – 70-80, а в каштанових ґрунтах важкого механічного складу – 45-65 см.

Таблиця 3.55 – Хімічний склад, вміст фізичної глини і мулу в каштанових ґрунтах (М.І.Полупан, 1979)

Показники	Темно-каштановий солонцюватий легкоглинистий на лесах				Каштановий солонцюватий легкоглинистий на лесах			
	Генетичний горизонт							
	H(e)a	Hp(i)	Phi/k	Pk(h)	Hed	H Pk	Phik	Pk(h)
Шар ґрунту, см	0-10	35-45	50-60	70-80	0-6	17-43	33-43	85-95
Вміст частинок, %								
<0,01 мм	60,9	63,5	61,5	63,6	61,0	63,1	62,5	58,1
<0,001 мм	38,4	39,8	40,0	42,4	40,2	42,2	44,9	41,6
Вміст оксидів, %								
SiO ₂	71,4	68,7	68,5	68,4	65,3	59,7	56,3	68,9
Fe ₂ O ₃	5,4	6,8	6,2	5,0	3,9	5,8	5,2	5,1
Al ₂ O ₃	9,0	11,1	10,3	12,4	7,5	9,6	8,7	8,4
CaO	0,7	0,9	0,7	0,9	0,5	0,7	0,5	0,9
MgO	1,3	1,9	1,9	1,7	0,5	1,7	1,6	2,1
Na ₂ O	0,8	0,8	0,6	0,3	0,7	0,6	0,8	0,9
SiO ₂ :R ₂ O ₃	5,0	3,8	4,2	3,9	5,7	3,9	3,8	5,1

У складі гумусу каштанових ґрунтів переважають гумінові кислоти. Співвідношення Сгк до Сфк у верхніх гумусових елювійованих горизонтах темно-каштанових ґрунтів становить 1,2-1,6, а в каштанових 1-1,3. В підгумусових горизонтах воно менше 1.

За фульватно-гуматного типу гумусу і наявності обмінного натрію відбувається диспергація гумусових речовин. Останні набувають рухомості і після коагуляції накопичуються в перехідних ілювійованих горизонтах. Чим більший ступінь солонцюватості, тим більша рухомість гумусових речовин.

Реакція ґрунтового розчину темно-каштанових ґрунтів близька до нейтральної чи нейтральна, каштанові ґрунти слаболужні або лужні; що обумовлено наявністю обмінно увібраного натрію і його водорозчинних солей. З глибиною збільшується зміст карбонатів і лужність зростає (табл. 3.56).

Ґрунтовий вбирний комплекс каштанових ґрунтів насичений катіонами кальцію і магнію, вміст яких є високим і дуже високим. У складі увібраних катіонів переважає кальцій. В темно-каштанових ґрунтах його частка становить 69-72% від ємності катіонного обміну, а в каштанових – 63-71%. На частку обмінного магнію припадає відповідно 20-26 і 30-36%. Співвідношення між увібраними катіонами Ca²⁺ і Mg²⁺ вузьке: в темно-каштанових 2,7-3,4 і 2,0-2,1 в каштанових ґрунтах.

Таблиця 3.56 – Фізико-хімічні показники каштанових ґрунтів (М.І.Полупан, 1979)

Показники	Темно-каштановий солонцюватий легкоглинистий на лесах				Каштановий солонцюватий легкоглинистий на лесах			
	Генетичний горизонт							
	H(e)a	Hp(i)	Phi/k	Pk(h)	Hed	H P _{ik}	Phik	Pk(h)
Шар ґрунту, см	0-10	35-45	50-60	70-80	0-6	17-43	33-43	55-65
pH водний	6,5	6,8	7,0	7,2	7,7	7,8	8,0	7,9
Увібрані катіони, мг-екв/100 г ґрунту								
Ca ²⁺	23,7	24,0	22,4	Не визн.	16,7	20,9	Не визн.	Не визн.
Mg ²⁺	6,9	7,4	8,4	Не визн.	8,0	10,7	Не визн.	Не визн.
Na ⁺	0,5	0,6	0,7	Не визн.	1,0	1,3	Не визн.	Не визн.
K ⁺	1,1	0,9	0,7	Не визн.	1,0	0,8	Не визн.	Не визн.
Ємність вбирання, мг- екв/100 г ґрунту	34,0	33,4	32,4	Не визн.	26,5	29,4	30,3	Не визн.
Вміст обмінного Na від ЄКО, %	3,2	2,7	2,2	Не визн.	3,8	2,7	Не визн.	Не визн.

Вміст обмінного натрію в темно-каштанових ґрунтах становить 2-3% від ємності катіонного обміну, зростаючи до 3-4% у каштанових ґрунтах. Значний вміст обмінно увібраних магнію і натрію обумовлюють погіршення агрофізичних показників та складу гумусу і, як наслідок, характерним є прояв фізичної або хімічної солонцюватості. За непромивного водного режиму в каштанових солонцюватих ґрунтах відбувається акумуляція на різній глибині скупчень карбонатів, гіпсу і легкорозчинних солей.

Темно-каштанові ґрунти Правобережжя Дніпра належать до незасолених. Сухий залишок не перевищує 0,07-0,14% (табл. 3.57). Їх аналоги у лівобережній частині Сухого Степу – глибокосолончакуваті, оскільки скупчення солей відбувається з глибини 100-150 см. Вміст солей в шарі 150-200 досягає 0,4-0,6%, серед яких переважають сульфати кальцію.

До глибокосолончакуватих відносяться темно-каштанові ґрунти північного Криму і більшість каштанових ґрунтів зони. Вміст водорозчинних солей в шарі 100-150 см 0,3-0,5%, а на глибині 150-200 см – 0,9-1,0%. У верхній частині профілю солі представлені здебільшого бікарбонатами натрію, кальцію, магнію; а з глибини 55-65 см з'являються скупчення сульфатів і хлоридів кальцію. Загальна кількість солей (сухий залишок) зростає до 0,4-2%.

Таблиця 3.57 – Склад водної витяжки каштанових ґрунтів, мг-екв 100 ґрунту (М.І.Полупан, 1979)

Показники	Темно-каштановий солонцюватий легкоглинистий на лесах				Каштановий солонцюватий легкоглинистий на лесах			
	Генетичний горизонт							
	H(e)a	Hp(i)	Phi/k	Pk(h)	Hed	HPik	Phik	Pk(h)
Глибина відбору зразків, см	0-10	35-45	50-60	70-80	0-6	17-43	33-43	85-95
Сухий залишок	0,07	0,08	0,1	0,14	0,12	0,21	0,26	0,41
Аніони								
CO ₃ ²⁻		Не виявл.		0,17		Не виявл.		0,12
HCO ₃ ⁻	0,55	0,85	1,09	1,44	0,52	0,79	1,68	0,8
Cl ⁻	0,1	0,06	0,07	0,09	0,04	0,03	0,68	3,42
SO ₄ ²⁻	0,2	0,05	0,09	0,14	1,07	2,09	2,37	2,09
Катіони								
Ca ²⁺	0,69	0,56	0,32	0,37	0,47	0,47	0,56	0,32
Mg ²⁺	0,11	0,07	0,31	0,04	1,03	1,96	2,24	0,3
Na ⁺	0,09	0,28	0,62	1,34	0,18	0,76	1,32	5,3
K ⁺	0,06	0,001	0,01	0,01	0,05	0,005	0,005	0,008

За невисокого вмісту гумусу в орному шарі темно-каштанових ґрунтів, кількість валового азоту становить 0,15, а каштанових 0,13% (табл. 3.58).

Найбільше його в темно-каштанових ґрунтах Північного Криму – до 0,16%. Валового фосфору більше в каштанових ґрунтах – 0,10-0,13%. Темно-каштанові містять його 0,09-0,11%. Як темно-каштанові, так і каштанові ґрунти мають значні запаси валового калію. Його вміст коливається в межах 2,1-2,5%.

Рухомими фосфатами темно-каштанові і каштанові ґрунти середньозабезпечені, відповідно 18-22 і 21-29 мг P₂O₅ на 1 кг ґрунту.

Таким чином, ґрунти потребують збільшення вмісту цих сполук в орному шарі. Це досягається внесенням фосфорних добрив, які на даних ґрунтах характеризується високою окупністю врожаєм. Слід мати на увазі можливі явища закріплення фосфатів у нерухомі форми.

Вміст обмінного калію в темно-каштанових ґрунтах знаходиться на оптимальному рівні (225-267 мг), а в каштанових – підвищений (298-305 мг K₂O на 1 кг ґрунту) і збільшення не потребує. Однак в зрошуваних умовах вміст обмінного калію знижується і вони потребують калійних добрив.

Таблиця 3.58 – Агрохімічні показники каштанових ґрунтів
(Б.С.Носко, С.П.Латишев, 1994)

Показники	Темно-каштановий солонцюватий легкоглинистий на лесах			Каштановий солонцюватий легкоглинистий на лесах		
	Генетичний горизонт					
	H(e)a	Hp(i)	Phi/k	Hed	HPik	Phik
Шар ґрунту, см	0-10	35-45	50-60	0-6	17-43	33-43
Сухий залишок	0,07	0,08	0,1	0,12	0,21	0,26
Загальний вміст, %						
Азоту	0,15	0,12	0,09	0,13	0,1	0,07
Фосфору	0,11	0,09	0,07	0,13	0,1	0,08
Калію	2,4	2,1	2,5	2,1	2,1	2,3
Вміст рухомих сполук за Мачігінім, мг на 1кг ґрунту						
P ₂ O ₅	21,6	18,3	не визнач.	8,9	20,6	не визнач.
K ₂ O	267	225	не визнач.	30	298	не визнач.

В темно-каштанових і каштанових важкосуглинкових і легкоглинистих ґрунтах міститься мікроелементів вище середнього рівня. На 1 кг сухого ґрунту припадає, мг: кобальту – 17-18, марганцю – 560-1200, цинку – 110-140, бору – 30-40, міді – 30-60, нікелю – 30-50.

Темно каштанові і каштанові солонцюваті ґрунти характеризуються задовільними водно-фізичними властивостями, близькими до чорноземів південних. Щільність твердої фази коливається в межах 2,53-2,68 г/см³, зростаючи з глибиною. Щільність верхнього гумусового горизонту становить 1,15-1,17 г/см³ і є сприятливою для вирощування культур. В перехідних ілювійованих і, особливо, карбонатних горизонтах, щільність зростає до 1,40-1,48 г/см³ (табл. 3.59). Значного ущільнення зазнають каштанові зрошувані ґрунти, особливо вторинносолонцювані.

Відповідно щільності змінюється і пористість ґрунту. У верхніх гумусових горизонтах вона становить 55-56% знижуючись до 45-48% в перехідних ілювійованих і карбонатних горизонтах.

Структурно-агрегатний склад каштанових ґрунтів сприятливий, але якісно гірший, ніж в чорноземах південних. При зрошенні він погіршується за рахунок зростання брилистості та зменшення кількості агрономічно-цінних агрегатів. Найменше водотривких агрегатів крупніше 0,25 мм містять темно-каштанові солонцюваті ґрунти правобережного Сухого Степу, а найбільше – ґрунти північного Криму.

Важкий механічний склад темно-каштанових і каштанових ґрунтів, їх осолонцювання і наявність водорозчинних солей обумовлюють високі показники максимальної гігроскопічності (9-11%) і вологості в'янення (14-17%).

Таблиця 3.59 – Водно-фізичні показники каштанових ґрунтів (М.І.Полупан 1979, Б.С.Носко, С. П. Латишев, 1994)

Показники	Темно-каштановий солонцюватий легкоглинистий на лесях			Каштановий солонцюватий легкоглинистий на лесях		
	Генетичний горизонт					
	H(e)a	Hp(i)	Phi/k	Hed	H P _{ik}	Ph _{ik}
Шар ґрунту, см	0-10	35-45	50-60	0-6	17-43	33-43
Щільність твердої фази, г/см ³	2,64	2,65	2,68	2,53	2,67	2,67
Щільність ґрунту, г/см ³	1,17	1,32	1,48	1,15	1,24	1,40
Загальна пористість, %	5,7	50,2	44,8	56,3	53,6	47,6
Максимальна гігроскопічність, %	9,5	10,0	10,2	9,0	11,4	10,6
Вологість в'янення, %	4,2	15,0	15,3	3,5	17,1	15,9
Найменша вологоємність, %	26,0	22,0	21,0	29,0	26,1	24,2
Доступна вологість при НВ, %	11,8	7,0	5,7	15,5	9,0	8,3

Найменша вологоємність у верхніх гумусових горизонтах задовільна (26-29%), знижується до показників незадовільної в перехідних ілювійованих і карбонатних горизонтах (21-24%). Це обумовлює низькі запаси продуктивної вологи, які становлять всього 6-16% при найменшій вологоємності.

Слабка структурність верхнього гумусового та ущільненість і злитість перехідних ілювійованих горизонтів темно-каштанових і каштанових солонцюватих ґрунтів є основними причинами низької їх водовбирної та фільтраційної здатності. Коефіцієнт фільтрації за Йовенком не перевищує 0,2-0,3 мм за хвилину.

ґрунти мають також незначну глибину промочування. Осінні опади промочують ґрунт не глибше 70-100 см. В посушливі роки, з незначною кількістю опадів, глибина промочування не перевищує 50 см. Глибше промочуються каштанові ґрунти середньосуглинкового і супіщаного механічного складу, які мають кращу водопроникність. Весняні води можуть промочувати ґрунтову товщу до 1,5-2,0 м. Нижче 2 м в каштанових важкосуглинкових і легкоглинистих ґрунтах є наявним горизонт, що цілий рік залишається без промочування, який згідно із Висоцьким називається «мертвим», з постійною вологістю незалежно від періоду року.

Темно-каштанові і особливо каштанові солонцюваті ґрунти

характеризуються високим дефіцитом вологи, що є основною причиною нестійких урожаїв вирощуваних сільськогосподарських культур.

Оцінюючи властивості каштанових солонцюватих ґрунтів, слід зазначити їх загальні особливості. Для них є характерним:

- виражена *диференціація* профілю за *елювіально-ілювіальним* типом, яка обумовлена наявністю у ГВК обмінно увібраних катіонів Na^+ , значним вмістом обмінного Mg^{2+} та легкорозчинних солей, переважно гідрокарбонатів натрію, які створюють лужне середовище, викликають диспергацію і рухомість колоїдів;

- *фізична солонцюватість* яка проявляється в розчленованості профілю на гумусово-елювіюваний Не з крихкою слабозернистою або платівчатою структурою і перехідний гумусово-ілювіюваний Нрі горизонт, ущільнений, зернисто-горіхуватої структури. Фізична солонцюватість не обумовлена достатньою наявністю обмінного натрію;

- чітка *диференціація* профілю за вмістом фізичної глини і мулу. Горизонт Не містить цих частинок менше, порівняно з перехідними горизонтами [Нрі та Нрік]. Чим сильніше виражена солонцюватість, тим більший ступінь диференціації за містом мулу;

- слабка зміна *вмісту* SiO_2 в профілі та зростання вмісту півтораоксидів Fe_2O_3 і Al_2O_3 в перехідних ілювіюваних горизонтах, що визначається ступенем солонцюватості;

- міцний зв'язок *гумусу* з мінеральною частиною ґрунту та залежність його вмісту від механічного складу;

- коливання вмісту гумусу в межах 1,7-3,5% в темно-каштанових ґрунтах та 1,7-3% в каштанових;

- переважання *гумінових* кислот у складі гумусу та фульватно-гуматний тип гумусу, переважання серед мікроорганізмів *бактерій*, які за сприятливих умов теплозабезпечення у вологі періоди здатні *інтенсивно мінералізувати* органічну речовину ґрунту;

- *нейтральна, слаболужна* або лужна *реакція ґрунтового* розчину;

- *важкий механічний склад*, що обумовлює достатню ємність катіонного обміну, яка не є лімітуючим фактором;

- *насиченість ГВК* на 63-72% кальцієм і на 20-36% обмінним магнієм, вузьке співвідношення між ними (2-3,5), вміст обмінного *натрію* не перевищує 4%;

- *вміст водорозчинних солей* у верхніх горизонтах менше *порогу токсичності*, ґрунти переважно глибокосолончакуваті, в складі солей переважають бікарбонати натрію, кальцію і магнію, а глибшим горизонтам притаманні скупчення сульфатів і хлоридів кальцію;

- *середні запаси валових азоту і фосфору* та *підвищені – калію*, середня забезпеченість рухомими фосфатами і азотом, підвищений вміст обмінного калію, вище середнього рівня забезпеченість мікроелементами;

– задовільні водно-фізичні властивості і наявність ущільнених ілювійованого і карбонатних горизонтів, що обумовлює диференціацію профілю за водопроникністю, незначну глибину промочування і наявність «мертвого» горизонту з постійною вологістю; високі показники МГ і ВВ не забезпечують достатніх запасів продуктивної вологи, яка є основним лімітуючим фактором продуктивності темно-каштанових і каштанових ґрунтів;

– можлива піддатливість вітровій ерозії в посушливі періоди з сухов'ями і безсніговими зимами.

За даними А.І.Сірого (1998), в зоні Сухого Степу за інтенсивної мінералізації і послаблення процесу гуміфікації, при одночасному накладенні солонцевого процесу в умовах посушливого клімату і зрідженого типчаково-ковилового і полинно-злакового покриву сформувались коротко профільні малогумусні каштанові ґрунти. Найбільш гумусовані і менш солонцюваті темно-каштанові ґрунти на півночі зони. Запас гумусу у них сягає 228 т/га. У слабосолонцюватих відмінах його запас знижується до 192, а в каштанових солонцюватих ґрунтах на півдні зони – до 160 т/га у горизонті 0-100 (табл. 3.60).

Таблиця 3.60 – Якісна оцінка (бонітування) каштанових ґрунтів (А.І.Сірий, 1998)

ґрунти	Основні типові критерії								Середній бал	Поправки на		Бонітет ґрунтів, бал
	гумус		фосфор		калій		ммзпв			Солонцюватість	клімат	
	т/га у шарі 0-100 см	бал	P ₂ O ₅ мг на 1кг ґрунту	бал	K ₂ O мг на 1кг ґрунту	бал	мм у шарі 0-100 см	бал				
Темно-каштанові легкоглинисті на лесі (Херсонська обл.)	228	46	2,1	35	38,1	95	140	70	55	-	0,68	37
Темно-каштанові солонцюваті легкоглинисті на лесі (Херсонська обл.)	192	38	1,9	32	39,6	69	130	65	50	0,88	0,68	30
Каштанові солонцюваті легкоглинисті на лесі (Херсонська обл.)	160	32	2,4	40	41,3	100	125	63	44	0,68	0,68	20

Звужене співвідношення між кальцієм і магнієм у ГВК та наявність обмінного натрію вплинули на агрохімічні особливості цих ґрунтів. Нейтральна, слаболужна або лужна реакція ґрунтового розчину у поєднанні з важким механічним складом обумовлюють високу і дуже високу забезпеченість рухомими фосфатами.

Агрофізичні властивості каштанових ґрунтів хоча і залишаються задовільними, проте вони є помітно гіршими у порівнянні з чорноземами.

У міру зростання ступеня солонцюватості погіршується структура, орний шар ущільнюється, розтріскується, зменшується загальна шпаруватість.

Збільшується частина недоступної рослинам вологи, внаслідок чого різко звужується діапазон активної вологи, який становить 125-140 мм у шарі 0-100 см.

Суттєво впливають на якість каштанових ґрунтів і несприятливі гідротермічні умови. Поправковий коефіцієнт на клімат тут маємо 0,68.

Усі ці особливості і визначають невисоку природну родючість цих ґрунтів. Бонітет їх коливається від 20 балів у каштанових солонцюватих до 37 балів у темно-каштанових легкоглинистих.

Сільськогосподарське використання і заходи підвищення родючості каштанових ґрунтів

Основними причинами низької продуктивності темно-каштанових і каштанових ґрунтів є нестача ґрунтової вологи, посушливість клімату, фізична і хімічна солонцюватість, засолення, лужність ґрунтового розчину, еродованість, низький вміст гумусу, задовільні агрофізичні властивості, а в окремих регіонах і щебнюватість. В каштанових ґрунтах до лімітуючих факторів також відносять глибину орного шару, наявність і глибину розміщення плужної підшви.

Для збільшення глибини орного шару необхідно періодично приорювати перший перехідний горизонт. Проте, це може призвести до посилення солонцюватості і засолення.

В сухостеповій зоні вирощують багато сільськогосподарських культур: озиму і яру пшеницю, кукурудзу на зерно, рис, ячмінь озимий та ярий, сорго, сою, соняшник, кавуни, дині, садові культури, виноград. Для поліпшення родючості темно-каштанових і каштанових солонцюватих ґрунтів важливе значення має ґрунтозахисна вологозберігаюча система обробітку та меліоративні заходи. При оранці каштанових ґрунтів утворюється грубобрилиста поверхня, тому вони швидко висихають. Ґрунти швидко переходять від стану фізичної стиглості, оптимальної для обробітку, до стану затвердіння. Тому сівбу тут слід проводити у найбільш

стислі строки.

На темно-каштанових і каштанових ґрунтах зі слабо вираженими солонцевими колоїдно-ілювіальними горизонтами і невеликою кількістю увібраного натрію (до 3%), поглиблення основного обробітку до 28-30 см поліпшує водний режим ґрунту і сприяє підвищенню його продуктивності. Для основного обробітку найбільше підходять чизельні знаряддя, оскільки вони добре розрихлюють отверділий ґрунт і у той же самий час оберігають дрібнозем від видування та деградації. Такий обробіток також сприяє кращому накопиченню і збереженню вологи.

В каштанових сильносолонцюватих ґрунтах (увібраного натрію 6-10%) на глибині 20-40 см залягає ущільнений горизонт, в якому нагромаджуються вимиті з верхніх шарів колоїди і мулисті часточки. Цей горизонт не пропускає воду і повітря обумовлюючи несприятливі умови водно-повітряного режиму і розвитку кореневої системи рослин.

Для поліпшення родючості таких ґрунтів необхідно зруйнувати колоїдно-ілювіальний горизонт плантажною оранкою на глибину 60-70 см. Винесення з нижчих горизонтів у верхні карбонатів кальцію і частково гіпсу поліпшує фізико-хімічні властивості ґрунтів. Винесені на поверхню ущільнені горизонти під впливом атмосферних факторів (періодичне висушування і промерзання взимку) звітрюються, і ущільнена маса розпадається на структурні агрегати. Проте при такому обробітку на поверхню ґрунту виноситься менш гумусований підорний шар, що спричиняє зменшення вмісту гумусу у верхньому шарі та родючості ґрунту загалом. Очевидно, що плантажний обробіток треба поєднувати із внесенням гіпсу, підвищених норм органічних добрив, травосіянням.

На землях з низькою потенційною стійкістю проти вітрової ерозії (<10%), на вітроударних ділянках слід застосовувати тільки протиерозійні способи обробітку і спеціалізовані ґрунтозахисні сівозміни. Під озиму пшеницю після непарових попередників та під ранні ярі культури рекомендовано застосовувати плоскорізний обробіток ґрунту на глибину 20-22 см; під просапні після стерньових попередників – глибокий плоскорізний обробіток на 25-27 см під ярі культури після просапних – поверхневий плоскорізний обробіток на 10-12 см. Слід також використовувати куліси на полях, відведених під чорні пари, а також смугове розміщення чорних парів і смуговий посів сільськогосподарських культур на легких за механічним складом ґрунтах.

Проте, на думку багатьох дослідників застосування чорних парів швидше завдає шкоди, ніж користі. Поля, не вкриті рослинністю можуть зазнавати дії вітрової ерозії, що може відбуватися навіть у зимовий період. Чим більше поле «гуляє», тим меншою буде його родючість, а значить і загальна продуктивність культур.

Разом з агротехнічними заходами на темно-каштанових і каштанових солонцюватих ґрунтах, з щільним колоїдно-ілювіальним горизонтом,

доцільно проводити глибоке кротування або чизельне розпушення на глибину до 45 см один раз у 10-15 років у богарних умовах та через 5-6 років при зрошенні. Але на практиці такі заходи зараз реально не проводяться.

Чорні пари – наступний резерв отримання високих і стабільних урожаїв зерна озимої пшениці. Проте, за полицевого обробітку, у несприятливі роки, вони нерідко стають місцями де виникають перші осередки вітрової ерозії. Після 5-6, а при сильній забрудненості і більшій кратності весняно-літніх культивацій у верхньому шарі ґрунту кількість ерозійно небезпечних ґрунтових агрегатів (< 1 мм) досягає 80-95%. Тому локальна вітрова ерозія на парових полях може відбутися пізно навесні і влітку після механічного обробітку восени – після посіву та в зимово-весняний період при зрідженнях сходах.

У посушливих умовах сухого Степу висушеність верхнього шару на парах, при довготривалому бездошовому періоді дає змогу отримати сходи озимини через 30-40 днів після посіву. Рослини до зими не встигають розкущитися, травостій низький і зріджений, приречений на часткову або повну загибель від низьких температур і пилових бурь. Доведено, що в боротьбі з посухою і вітровою ерозією знаходить все більшого застосування перенесення оранки чистих парів з осені на весну. Ранні пари в усіх посушливих і ерозійно-небезпечних регіонах України за накопиченням вологи і врожаєм озимої пшениці не поступаються чорним парам. Наявність на поверхні ґрунту до весни решток стебел і стерні попередньої культури зменшує швидкість вітру і ліквідує небезпеку вітрової ерозії. На нашу думку немає жодного сенсу застосовувати будь-яку оранку навіть при перенесенні її на весняний період, оскільки певний період часу, до з'явлення сходів, поле буде без рослинності, вразливим до вітрової ерозії. До того ж при оранці швидше відбувається мінералізація гумусу, погіршується структурний стан ґрунту, більше втрачається вологи.

Стерня на парах, піднятих плоскорізами, сприяє накопиченню снігу, зменшенню глибини промерзання, збільшенню запасів вологи у ґрунті ранньою весною. Навіть при невеликому снігопаді, сніг на пару, обробленому і плоскорізом, заповнює всі проміжки між стерньовими рештками і під час сильних вітрів не видувається. Перевага ґрунтозахисного обробітку парів і зябу порівняно з традиційною полицевою оранкою найбільш суттєво проявляється в роки з пиловими бурями, сильною посухою.

Полезакисні лісосмуги, будучи невід'ємним елементом високої культури землеробства, облагороджуючи ландшафти сухостепової зони і позитивно впливаючи на мікроклімат прилеглої території, створюють умови для підвищення врожаїв сільськогосподарських культур. Особливо помітна дія лісосмуг у роки з проявом посух і пилових бурь.

На міжсмугових полях під час формування урожаю відносна вологість

повітря на 7-9%, а в суховійні дні на 15% вища, ніж у відкритому полі. Під захистом лісосмуг, де вологість повітря і ґрунту вищі, а швидкість вітру менша, негативна дія суховіїв і посух проявляється у меншій мірі.

На полях, захищених мережею лісосмуг, негативна дія весняно-літніх суховіїв знижується. Лісосмуги ажурної і продуквної конструкції, знижують швидкість вітру, зволожують повітря, зменшують непродуктивне випаровування вологи з верхніх шарів ґрунту.

Непродуквні лісосмуги ще мають широке поширення в господарствах півдня України, однак вони агромомічно малоефективні і, навіть, шкідливі. Набігаючий вітровий потік з наближенням до смуги різко знижує швидкість, але переваливши через неї, знову швидко відновлюється і, навіть зростає. Таким чином швидкість потоку повітря, що перевалює через суцільну лісосмугу може помітно зростати. Це призводить до значного ерозійного руйнування ґрунту на завітряній частині лісосмуги.

У богарних умовах лісосмуги слід закладати з шириною міжряддя 4 м, при зрошенні – 3 м, відстань в ряду 1,5-2 м. Це дає змогу механізованого їх обробітку і утримання до 70% площі під чорним паром. Розміщувати лісосмуги слід з півночі на південь – впоперек пануючих східних вітрів з відстанню між ними 300-400 м, а на супіщаних різновидах – 250-300 м. На зрошувальних землях відстань між лісосмугами визначають з урахуванням ширини захвату дощувальних знарядь.

В сухостеповій зоні лісосмуги створюють переважно з акації білої, гледичії, в'яза дрібнолистого, дуба черешчатого, але перевагу слід надавати гледичії, яка має добре розвинуту кореневу систему (поширюється на 18-20 м в боки від дерева), переносить посухи і добре росте на засолених ґрунтах.

Слід також використовувати досвід Воронежської області у Російській Федерації. Тут, у Кам'яному Степу, у дослідному господарстві Інституту сільського господарства ЦЧЗ Росії було створено систему лісосмуг, а поля розбиті на клітинні ділянки площею 25-30 гектарів, оточені з усіх боків лісосмугами. Урожайність на таких полях зростала у 2-3 рази порівняно із сусідніми господарствами.

Сади і виноградники також часто страждають від суховійних вітрів. Для їх захисту застосовують захисні смуги з горіхоплідних культур. Необхідно щоб кожний масив саду площею 100 га і квартал винограднику – 50 га були обсажені захисними смугами. Горіх грецький, виконуючи захисну роль, дає велику кількість цінної сировини для харчової і технічної промисловості. Зараз у Дніпропетровській області функціонує приватне підприємство, що виробляє олію з горіхів, яка користується підвищеним попитом на Світовому ринку.

Чим сильніше виражена солонцюватість, тим нижчі врожаї сільськогосподарських культур. Тому одним із заходів підвищення родючості темно-каштанових і каштанових солонцюватих ґрунтів є

гіпсування. Дози гіпсу розраховують за вмістом обмінного натрію. Вони коливаються у межах 2-3 т/га $\text{CaSO}_4 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$. Крім гіпсу і фосфогіпсу, застосовують сірку, сірчану кислоту залізний купорос, пірит та інші меліоранти.

Найкращим місцем внесення гіпсу чи іншого меліоранту в богарних умовах є парове поле, або поле просапних культур. На зрошуваних землях гіпс можна вносити під першу культуру при зяблевому обробітку, або навесні під культивуацію. Найдосконаліша система обробітку ґрунту, запровадження чорних парів, хімічної та лісомеліорації не забезпечать підвищення урожайності культур, якщо не будуть витримані, наприклад, строки проведення агротехнічних заходів, внесена необхідна кількість органічних і мінеральних добрив.

Найбільш високу ефективність в сухостеповій зоні мають азотні і фосфорні добрива, найменшу – калійні на всіх вирощуваних культурах. Найефективнішими є суперфосфат гранульований, сульфат амонію і аміачна селітра. Калійні добрива дають не великі прирости вуожаю. Їх роль зростає при зрошенні. Добрива мають вноситися у шар ґрунту, який буде зволожений більш тривалий час. Це забезпечить повне використання поживних речовин.

Найбільш доцільний спосіб внесення мінеральних добрив – локальний, при якому вони рівномірно розміщуються у ґрунті стрічками в зоні дії кореневої системи рослин. Мінеральні добрива локальним способом можна внести, як до сівби культур, та і при ній, або в період вегетації. За такого способу внесення можна на 30% зменшити дозу дефіцитних фосфорних і калійних добрив.

Важливим є правильне співвідношення між азотом, фосфором і калієм дози добрив (не більше $\text{N}_{20-60} \text{P}_{10-40} \text{K}_{20}$) та внесення їх під найбільш чутливі і пріоритетні культури – озиму пшеницю, особливо після непарових попередників, ярий і озимий ячмінь, кукурудзу на зерно, соняшник, рис. Інші культури використовують післядію добрив, внесених під попередник. Проте, слід не забувати, що використання мінеральних добрив у надмірних кількостях, особливо без поєднання з органічними добривами, може призводити до зменшення родючості ґрунтів.

Гній значно підвищує врожаї вирощуваних культур та родючість ґрунтів. Його треба вносити в помірних дозах (20-25 т/га), бо великі дози, у сприятливі за кліматичними умовами роки призводять до вилягання зернових колосових культур. З розрахунку на бездефіцитний баланс гумусу, гною треба вносити 6-8 т/га сізовмісної площі. Гній з огляду на сказане краще вносити під просапні культури і навіть у більших дозах 25-35 т/га.

На каштанових ґрунтах в богарних умовах отримують невисокі і несталі урожаї. Лише в окремі роки (2-3 в десятиріччя) збирають задовільні урожаї. Тому в зоні Сухого Степу України, з щорічною сумою

опадів 300-350 мм незамінним є зрошення.

Відомо, що близько 35, а іноді і 50% запасів вологи в даній зоні витрачається в основному на фізичне випаровування, поверхневий і підземний стік, а на формування врожаю при оптимальній агротехніці залишається лише 200-300 мм води. При витратах 10 мм опадів на 1 ц зерна можлива урожайність 20-30 ц/га. Вирощувати в сухо-степовій зоні вологолюбні культури дуже ризиковано. У посушливі періоди всі заходи сухих меліорацій (снігозатримання, полезахисні лісосмуги, сівозміни з чорними і чистими парами, внесення добрив, глибоке чизелювання, кротування тощо) не можуть запобігти різким коливанням урожайності по роках. Доведено, що тільки водні меліорації є вирішальним заходом у боротьбі з посухою.

Головний напрям у зрошенні – створення технічно досконалих автоматизованих систем з поливом, здійснюваним високопродуктивною широкозахватною технікою. Введення в дію Північно-Кримського каналу, спорудження Каховської, Північно-Рогачицької, Приазовської, Сірогоської, Інгuleцької, Татарбунарської, Дунай-Дністровської та інших зрошувальних систем дозволило зрошувати і обводнити великі площі Південно-Степової і Сухостепової зон.

В Україні визначальним способом зрошення є дощування (92%). Водозберігаючі спеціальні способи поливу (крапельне, внутрішньогрунтове, аерозольне, синхронно-імпульсне) застосовують для інтенсифікації садівництва, виноградарства, вирощування ягід, технічних і овочевих культур. Ці способи застосовуються на площі біля 1% зрошувальних земель. Проте їх все більше застосовують у різних регіонах України, особливо в секторах особистих селянських і фермерських господарств. Потрібно вивчати досвід таких країн як Ізраїль та інших країн Близького Сходу, які успішно практикують краплинне зрошення в умовах гострого дефіциту вологи. На Півдні та в інших регіонах України ефективними є також технології з використанням у посівах овочевих культур захисної мульчі із сучасних матеріалів. Вона сприяє збереженню вологи в ґрунті, не дає можливості проростати бур'янам у міжряддях і, таким чином, зменшуються втрати продуктивної вологи у ґрунті і підвищується урожайність культур.

Потрібно також використати досвід Австралійського фермера Алекса Подолінського, корені якого походять з південної України. Він сприяв запровадженню *біодинамічного сільського господарства* в Австралії на площі понад 1 млн га, що теж дає можливість оберігати та відновлювати родючість ґрунту і зменшувати шкідливу дію посушливих умов, що також має місце і у сухо-степовій частині України.

Для запобігання вторинного засолення ґрунтів слід ретельно підбирати землі під зрошення, встановлювати оптимальні норми поливу, використовувати прісні води, створювати на зрошувальних територіях

дренажну систему. Остання забезпечує регулювання рівня підґрунтових вод на меліорованих землях на глибині 2-3 м і більше та сприяє запобіганню засолення і підтоплення земель. Вторинне засолення на зрошуваних землях спостерігається на ділянках з неглибоким заляганням підґрунтових вод (менше 2-3 м) і при мінералізації понад 3-5 г/л. Зрошувальні системи повинні бути з протифільтраційним облицюванням каналів, закритою внутрішньогосподарською мережею і широкозахватною поливною технікою, що забезпечує кращу структуру дощу.

Важливим фактором економного і раціонального використання води при зрошенні є підвищення технічного рівня експлуатації зрошувальних систем. Це досягається за рахунок автоматизації і телемеханізації систем управління технологічними процесами водозабору, водорозподілу і поливу, водозберігаючих технологій, які ґрунтуються на системах програмування врожаю сільськогосподарських культур і впровадженні комп'ютеризації і інформаційно-порадних систем. Перспективним є також використання систем точного землеробства, технологій геоінформаційних систем тощо. Сучасні в технічному відношенні зрошувальні системи значно менш негативно впливають на навколишнє середовище, ніж водомістки, екологічно менш надійні системи старого типу.

Каштанові і дуже солонцюваті землі з високою часткою солонців і солончаків (понад 50%) слід використовувати як пасовища, створюючи на них добрий і стійкий травостій з посухо- і солестійких культур, наприклад буркуна білого і жовтого, житняка, регнерії волокнистої тощо. На кормових угіддях слід виділяти сінокісні ділянки, передбачаючи на них снігозатримання і, де можливо, лиманне зрошення.

На пасовищах зі збитим травостоем застосовують підсів трав, організацію пасовищезмін з регульованим випасанням худоби, загінну систему випасу тварин. Необхідно виділяти ділянки під корінне поліпшення для посіву сухостійких і стійких на солонцях і солончаках трав, наприклад, буркуна або кохії, для подальшого використання їх під пасовища або сіножаті. Треба також мати на увазі, що природний травостій у кінці літа в зоні Сухого Степу вигоряє, тому дуже важливо виділяти ділянки для посіву жита, кукурудзи або сорго на зелений корм.

Досвід застосування ґрунтозахисної агротехніки в господарствах південних областей України та північного Криму, який включає плоскорізний і поверхневий обробіток ґрунту, посів протиерозійними сівалками в комплексі з мережею полезахисних лісосмуг, у поєднанні з хімічною меліорацією, зрошенням та застосуванням органічних і мінеральних добрив, впровадженням інтенсивних і високоврожайних сортів сільськогосподарських культур, пристосованих до умов регіону, свідчить, що вітрову ерозію можна повністю подолати, негативну дію посух і суховіїв значно зменшити і, таким чином, суттєво підвищити родючість і продуктивність каштанових ґрунтів.

Контрольні питання

1. Умови ґрунтоутворення в зоні сухого Степу.
2. Охарактеризуйте основні типи ґрунтів зони сухого Степу.
3. Охарактеризуйте каштанові ґрунти, їх класифікація та властивості.
4. Сільськогосподарське використання та заходи підвищення родючості каштанових ґрунтів.

3.6. ЗАСОЛЕНІ ҐРУНТИ

Засолені ґрунти – це велика група ґрунтів різного генезису і властивостей, об'єднаних наявністю легкорозчинних солей, які погіршують властивості цих ґрунтів і негативно впливають на ріст і розвиток більшості рослин, за винятком високо адаптованих галофітів. Основною діагностичною ознакою засолених ґрунтів є наявність у ґрунтового профілі легкорозчинних солей, вміст яких перевищує поріг токсичності для слабо - і середньо - солестійких рослин за рахунок високої концентрації ґрунтових розчинів або високої лужності у тій чи іншій частині профілю.

До засолених ґрунтів належать солончаки, солонці і солоді солонцюваті, їх формування на Україні визначається не тільки кліматичними факторами пов'язаними з ними рослинними формаціями, а переважно участю в ґрунтоутворенні легкорозчинних солей, які постійно або на будь-якій його стадії присутні в ґрунтовому розчині.

3.6.1. Визначення і основні поняття

Солончаки – це засолені ґрунти, які в шарі 0-30 см містять понад 0,6% соди, або понад 1% хлоридів чи понад 2% сульфатів. Така градація обумовлена різною токсичністю солей. Найбільш токсичною для рослин є сода (Na_2CO_3). Якщо вміст її становить 0,1%, пригнічується ріст рослин, а при 0,6% ґрунт стає безплідним. Солончаки, не маючи властивих їм генетичних горизонтів, характеризуються наявністю реліктових, які збереглися від зональних ґрунтів, але зазнали впливу процесу засолення.

ґрунти, які містять водорозчинні солі в такій же кількості як солончаки, але у глибших шарах, називаються *солончаковими*, а при меншій кількості солей (незалежно в якій частині ґрунтового профілю) –

солончакуватими.

Солонцями називаються ґрунти, що містять у ввібраному стані (тобто у ГВК) велику кількість обмінного натрію (інколи магнію) в ілювіальному горизонті. Маючи різку елювіально-ілювіальну диференціацію профілю солонці характеризуються несприятливими агрономічними властивостями. Вони, як і солончаки, відносяться до засолених ґрунтів, однак на відміну від солончаків містять водорозчинні солі не у верхньому горизонті, а на деякій глибині.

Солоді – гідроморфні або напівгідроморфні ґрунти з різкою елювіально-ілювіальною диференціацією профілю. Мають яскраво виражений елювіальний (осолоділий) освітлений горизонт, сформований внаслідок заміни обмінного натрію на катіони водню. Для цих ґрунтів також є характерним дещо темніше забарвлення ілювіальних ущільнених горизонтів, які містять обмінний натрій. Глибше за профілем зустрічаються карбонати і легкорозчинні солі та по всьому профілю ознаки перезволоження (оглеєння).

Ґрунти галогенного ряду приурочені до акумулятивних ландшафтів (долини річок, блюдця, западини, поди, тощо) і зосереджені на елементах рельєфу в яких інтенсивного розвитку набуває процес соленакопичення. Всі вони генетично пов'язані між собою.

Між солончаками, солонцями і солодями існують перехідні форми: солончаківі, солончакуваті, поверхнево- і глибиннозасолені, різні за ступенем солонцюватості і осолодіння. Останні утворилися з солонців при їх розсолонцюванні, але зберегли в глибших горизонтах ознаки солонцюватості і засолення.

3.6.2. Райони поширення засолених ґрунтів в Україні

За даними Державного земельного кадастру України, на території країни загальна площа засолених ґрунтів становить понад 5 млн. га, з них 4,5 млн. га сільськогосподарських угідь, у тому числі 2,85 млн. га ріллі. При цьому власне засолені ґрунти поширені на площі 1,7125 млн. га, а солонцюваті разом з солонцевими комплексами 2,82 млн. га (табл. 3.61).

Солонцевими ґрунтами називаються такі, які у профілі, крім обмінних катіонів натрію і магнію, містять легкорозчинні солі. Вони теж відносяться до засолених. Тому загальна площа власне засолених і солонцевих ґрунтів в Україні становить 10,9% від площі сільськогосподарських угідь, з них 4,1% – власне засолені і 5,4% – солонцюваті.

Таблиця 3.61 – Площі засолених і солонцевих ґрунтів в Україні (за даними Державного земельного кадастру України станом на 01.01.2000р.)

Ґрунтово-кліматичні зони	Сільськогосподарські угіддя, тис. га					Рілля, тис. га				
	Загальна площа	засолені		солонцеві		Загальна площа	засолені		солонцеві	
		площа	%	площа	%		площа	%	площа	%
Полісся і Карпатська гірська провінція	7957,7	136,9	1,7	61,1	0,8	55,20	67,2	1,2	38,0	0,7
Лісостеп	14518,9	580,5	4,0	604,9	4,2	12012,6	188,3	1,6	290,5	2,4
Степ	17222,8	791,6	4,6	1539,4	8,9	14357,6	455,8	3,2	1213,6	8,5
АР Крим	1796,2	201,0	11,3	619,4	35,0	1259,8	136,9	10,9	461,3	36,6
Разом	41495,6	1710,0	4,1	2824,8	6,8	33150,2	848,2	2,6	2003,4	6,0

У категорії орних земель засоленими і солонцевими ґрунтами представлено 8,6% загальної площі цих угідь.

Найбільші площі засолених і солонцевих ґрунтів зустрічаються в Сухому Степу та степовій частині північного Криму. Широко поширені вони також у Лівобережному Лісостепу, частково у Північному Степу і південному Лівобережному Поліссі, зустрічаються навіть у Карпатах.

Серед засолених переважають ґрунти слабозасолені (78,0%). В категорії солонцевих ґрунтів на солонцюваті припадає 81,5%, середньосолонцюваті – 14,0% від загальної площі цих ґрунтів. У солонцевих комплексах 57,3% площ займають комплекси різних типів ґрунтів з 10-30% солонців 20,2% – з 30-50% і 20,5% – з понад 50% солонців.

Солонцюваті ґрунти і солонцеві комплекси. Територіально засолені ґрунти поширені в 16 адміністративних областях України і Автономній Республіці Крим, а солонцюваті – в 15-ти. Останні переважають і займають 66,3% загальної площі засолених і солонцюватих земель. Найбільше поширені ці ґрунти в сухостеповій зоні – у Херсонській області (1296,4 тис.га або 66,2% від сільськогосподарських угідь), АР Крим (820,3 тис.га або 46,3%) та в Лівобережному Лісостепу – в Полтавській області (619,9 тис.га або 28,5% угідь).

Площі засолених солонцюватих орних земель у Херсонській області (1180,6 тис.га) і Криму (598,2 тис.га) становлять відповідно 67 і 48% загальної площі ріллі. В ряді областей степової зони площа цих земель також велика – Донецькій (135,4), Дніпропетровській (104,4), Луганській (88,8 тис.га) – від 5 до 8%, у решті – до 5% площі ріллі. У північній частині

України, в областях Чернігівській (104,8), Сумській (62,1), Київській (42,9), південніше в Полтавській (316,9 тис.га), солонцюваті засолені ґрунти займають від 3 до 17% загальної площі ріллі.

Отже, в межах України засолені і солонцеві ґрунти зустрічаються в більшості адміністративних областей і займають близько 11% від загальної площі сільськогосподарських угідь, в тому числі 8,6% – ріллі. В окремих областях південної і центральної частини України ці ґрунти мають значне поширення, становлячи 28-66% загальної площі сільськогосподарських угідь та 17-67% у складі ріллі.

3.6.3. Рослинність засолених ґрунтів

Наявність солей у ґрунті впливає на ріст і розвиток рослин. За їх надлишку ґрунтовий розчин набуває високого осмотичного тиску і у більшості рослин порушується нормальне водопостачання, уповільнюється синтез білків та ріст рослин, послаблюється діяльність мікроорганізмів ґрунту. Тому на засолених ґрунтах ростуть лише рослини, пристосовані до таких умов. Їх називають *галофітами*. Одні з них можуть рости лише при слабкому засоленні, інші – при сильному (на солончакуватих ґрунтах і солончаках).

Залежно від типу і ступеня засолення ґрунту, видовий склад рослинності суттєво змінюється. На ґрунтах, які містять 3% і більше солей ростуть сарзан, солонець, содник, петрисимонія, на менш засолених ґрунтах (1-2% солей) – камфоросма, курай, кермек, на ще менш засолених – полин, покісниця, віничя, пирій, свинорій, окремі види конюшини (табл. 3.62).

Рослинність солончаків пристосована добувати воду в умовах високої концентрації солей. Солянки (сукуленти) мають м'ясисті стебла і редуковане листя, прилаштовані особливою водоносною тканиною, яка наповнюється водою навесні та восени при найменших концентраціях солей в ґрунті. Цю воду рослини і використовують в літній посушливий період. Другою особливістю солянок є високий осмотичний тиск клітинного соку завдяки чому вони можуть засвоювати воду з сильномінералізованих ґрунтових розчинів. До цієї групи рослин відносяться солонець європейський, содник солончаковий тощо.

Рослини другої групи позбуваються солей завдяки спеціальним залозам, крізь які краплі сольового розчину виділяються назовні, де вода випаровується, кристали солей зносяться вітром. Типовими представниками групи є кермеки.

Таблиця 3.62 – Відношення рослин до засолення ґрунтів

Ґрунти	Вміст розчинних солей, %	Характерні рослини
Солончаки «злісні»	>3	Сарзан шишкуватий; солонці європейський і трав'янистий; содники високий, солончакуватий і простертий; курай содовий, туполистий і томариксовидний; петросимонія розлога та тичинкова
Солончаки (дуже сильно засолені)	1-2	Камфоросми монпельйська, однорічна і джунгарська; курай модринний; петрисимонія супротиволиста; кермекеєра, широколистий і перетинчастий. При значному зволоженні в западинах (подах) на солончаках розвивається прибережниця берегова, по краях западин - латуги сива, видовженолиста, списовидна і прибережна; на засолених заплавах і займищах - пирії солончаковий та азовський
Сильнозасолені	1-0,5	Полини солончаковий і понтичний, кураї чіплянковий і модринний, покісниця розставлена, сиваська і велетенська; кермек чуруцький і серпентський
Середньозасолені	0,5-0,25	Полин пісковий, кримський і сантонінський; виничья сланке; пирій повзучий і азовський. При доброму зволоженні ґрунту кермек напівкущовий; бекманія звичайна
Слабозасолені	0,25-0,1	Житняк гребінчастий і керченський; полини білий і польовий; свинорії пальчастий; осока роздільна, вузьколиста, житня, блискуча, розсунута і світла; коношини притуплена, кутаста, перевернута, суніцевидна, дніпровська і розлога
Незасолені	<0,1	Ковили, типчак, тонконіг, степове різнотрав'я, полини

Примітка. Рослини, що ростуть на сильнозасолених ґрунтах, можуть рости і на слабозасолених. У зворотньому напрямку вони не ростуть, або дуже погано розвиваються.

Галофїтна рослинність не утворює суцільного намету і характеризується бідним видовим складом. У рослинних угрупованнях на засолених ґрунтах яскраво виражена роль одного виду, якому декілька видів є супутніми.

На понижених ділянках приморської смуги з солончаками мокрими важкосуглинковими формуються рослинні угруповання з сукулентних видів. Переважно це зарості одного виду, які утворюють вузьку смугу.

Центральна частина такого пониження звичайно позбавлена рослинності і вкрита білою кіркою водорозчинних солей.

По її краях формуються зарослі солонця європейського, до якого, в міру підвищення, приєднується содник простертий, айстра солончокова, прибережниця берегова, галіміона бородавчата, петрисимонія супротиволиста, тощо. Далі, в бік периферії пониження, солончаки мокрі змінюються пухкими, на яких формується другий пояс з сарзану шишкуватого, а за ним – третій пояс з кермеків Меєра, широколистого або перетинчастого.

На солончаках сухих найбільш поширеними є рослинні угруповання з петрисимоній супротиволистої, розлогої і тричинкової; менші площі займають угруповання з галіміона бородавчастого.

На солончаках черепашково-піщаних морських кіс та островів отримали розвиток рослинні угруповання, представлені содником солончаковим і простертим, басією шорсткою, галіміоном бородавчастим. У прибережній смузі, куди морські хвилі доходять тільки під час штормів, поселяються окремі екземпляри гірчиці морської та молочаю щербриковидного.

Рослинність засолених ґрунтів подів представлена засоленими луками з покісниці Фоміна, ситника Жерафа, прибережниці берегової. В їх травостой звичайно присутні метлюг приморський, кермеки напівкущовий, Меєра і каспійський, полин сантонінський та інші види.

3.6.4. Оцінка меліоративного стану ґрунтів за розподілом солей

За характером розподілу солей у ґрунтовому профілі можна визначити стадію засолення і меліоративний стан ґрунту. С.О.Владиченський виділяє чотири типи розподілу солей:

- різко виражений максимум солей у верхньому горизонті; глибше – вміст солей невисокий; профіль солончаку неглибокий; ґрунт знаходиться на початковій стадії засолення;

- солі в значній кількості по всьому профілю з максимумом у верхній частині; профіль солончаку глибокий; ґрунт знаходиться в стадії прогресивного засолення;

- солі в значній кількості по всьому профілю; декілька сольових максимумів; формування ґрунтів відбулось при тривалих періодах засолення, які змінювались періодами розсолення;

- солі по всьому профілю з максимумом в нижніх горизонтах; ґрунт знаходиться в стадії розсолення.

Міграційна здатність солей залежить від їх розчинності. Про меліоративний стан засолених ґрунтів можна судити за співвідношенням хлоридів і сульфатів в ґрунтах і підґрунтових водах. Ці аніони характеризуються різною міграційною здатністю. Хлор-йони більш активні мігранти, ніж сульфат-йони (рис. 3.19).

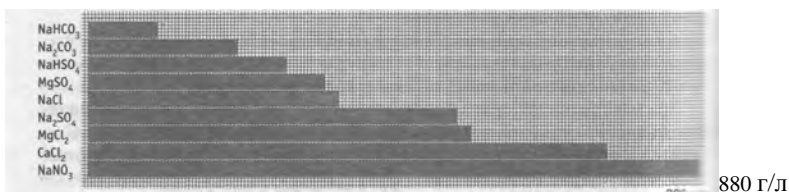


Рис. 3.19. Розчинність солей у воді при 20°C

При міграції в ґрунтовому профілі хлориди випереджають сульфати. Завдяки цьому, співвідношення хлоридів до сульфатів у ґрунті та підґрунтових водах можна використовувати для оцінки напрямку процесу засолення. Якщо співвідношення хлоридів до сульфатів у поверхневих шарах ґрунту вище, ніж в підґрунтових водах, то ґрунт знаходиться в стадії прогресуючого засолення. Якщо це співвідношення більше в підґрунтових водах, а в ґрунті накопичуються сульфати – то можна говорити про початок розсолення, залишкове або проміжне засолення.

Про меліоративний стан зрошуваних засолених ґрунтів можна судити за результатами морфологічних досліджень. Так, каштановим ґрунтам в умовах природного зволоження властивий наступний розподіл сольових горизонтів: карбонатний горизонт з білозіркою, глибше – гіпсовий; далі – горизонт легкорозчинних солей. Тому, якщо горизонти з більш розчинними солями залягають над горизонтами з менш розчинними солями, наприклад горизонт гіпсу розташовується над горизонтом карбонатів, то це свідчить, що в ґрунті процес засолення прогресує.

При всій різноманітності процесів руху солей з підґрунтових вод до ґрунту, вони відкладаються у вигляді осаду згідно з певною послідовністю: першими відкладаються карбонати кальцію, потім сульфати натрію і магнію, далі хлориди натрієво-магнієвих солей і останніми подекуди нітрати натрію.

В міру зменшення концентрації розчинів і випадання менш розчинних солей із збільшенням мінералізації змінюється склад підґрунтових вод і ґрунтових розчинів: відносно зростає частка сульфатів, а потім хлоридів натрію, магнію і кальцію.

3.6.5. Галогенез у системі породи – підґрунтові води – ґрунти

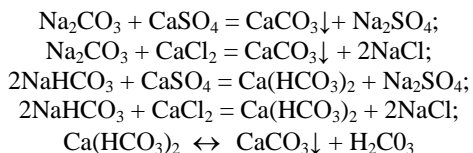
Підґрунтові води збагачуються солями в зонах живлення і транзиту за рахунок розчинення солей, що утворились при вивітрюванні первинних мінералів і солей, що накопичилися в минулому в осадових породах і континентальних наносах. При початковій стадії за низької мінералізації підґрунтових вод і активному водообміні перехід солей з твердої фази до розчину відбувається у певній послідовності, у відповідності із розчинністю.

Найбільш інтенсивно розчиняються і надходять у підґрунтові води хлориди лужних і лужноземельних елементів та сульфати магнію, за ними – сульфати і карбонати натрію та калію. Значно слабше відбувається розчинення і винос гіпсу і, особливо, карбонатів кальцію та магнію. Ще в меншій мірі розчиняється кремнезем. Стосовно випадання солей в осад, то в областях транзиту і розвантаження підґрунтових вод, воно відбувається у зворотньому порядку. Інтенсивність водної міграції макроелементів суттєво змінюється при зміні кислотно-лужних умов, та вмісту елементів з перемінною валентністю окисно-відновних умов.

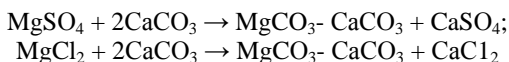
Підґрунтові води, збагачені легкорозчинними солями, діють на породи як сольові розчини, підвищуючи або знижуючи розчинність солей, що знаходяться в твердій фазі. Наприклад, розчинність гіпсу зростає при збільшенні концентрації у водах NaCl , MgCl_2 , NaNO_3 , тобто солей, що не мають з CaSO_4 однойменних йонів. Навіть, при значному вмісті в підґрунтових водах Na_2SO_4 MgSO_4 розчинність гіпсу знижується, а розчинність CaCO_3 зростає.

Мінералізація і хімічний склад солей підґрунтових вод при їх русі від зони живлення до областей розвантаження змінюється ще до початку випаровуваної концентрації вод. Вони збагачуються солями, що надходять з водовмісних порід і глибоких підземних вод, але втрачають частину розчинних у них компонентів при обмінних реакціях солей в розчині, взаємодії розчинених солей з водовмісними породами або при змішуванні з водами іншого хімічного складу.

Так, змішування содових вод з водами, що містять сульфати і хлориди кальцію, супроводжується зменшенням лужності та зростанням вмісту сульфатів і хлоридів натрію:

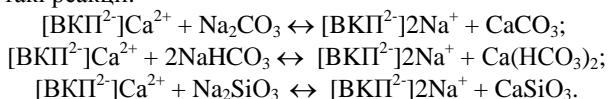


Відомі реакції незворотного зв'язування розчиненого у воді магнію карбонатами кальцію водовмісних порід з утворенням доломіту:



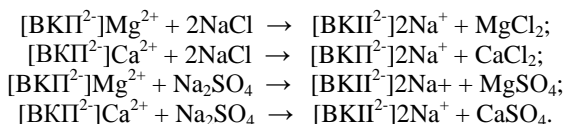
Реакції зв'язування магнію сірчано-кислих солей з доломітизацією порід супроводжуються їх огіпсовуванням.

Між катіонами солей, що містяться у підґрунтових водах і увібраними катіонами відбуваються реакції фізико-хімічного вбирання та обміну. Так, при взаємодії лужних вод з породами, що містять увібраний кальцій, мають місце такі реакції:

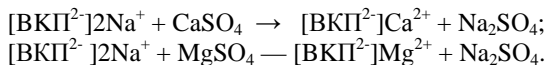


* [BKП] - вбирний комплекс породи (сукупність мінеральних колоїдів).

Входження катіону натрію у вбирний комплекс супроводжується появою в породах солонцевих властивостей (ущільнення, зниження водопроникності, сильною здатністю до набрякання). У дуже мінералізованих підґрунтових водах з великим вмістом хлоридів і сульфатів натрію обмінні реакції між підґрунтовими водами і породами проходять переважно в бік насичення останніх увібраним натрієм:



Внаслідок подібних обмінних реакцій сильно мінералізовані підґрунтові води набувають сульфатно-хлоридно-кальцієво-магнієвого складу. Можуть проходити і зворотні реакції витіснення увібраного натрію, якщо підґрунтові води містять розчинні кальцієві і магнієві солі:



Цей процес поширений у водоносних горизонтах з хлоридно-сульфатними або сульфатно-хлоридними підґрунтовими водами помірної мінералізації. В областях з високою випаровуваністю з наближенням підґрунтових вод до поверхні, до хімічного зв'язування, фізико-хімічного вбирання і обміну додається також процес перетворення розчинних солей на осад внаслідок досягнення кристалізаційної концентрації.

Згідно із дослідженнями В.А.Ковди, кристалізаційна концентрація солей у підґрунтових водах починає проявлятися на глибині 3,5-4,0 м їх залягання і посилюється з глибини 2,8-3,0 м. У капілярній каймі, над підґрунтовими водами випаровування зростає і набуває максимуму в товщі ґрунту. Залежно від глибини залягання підґрунтових вод і водопідйомної здатності ґрунтотворних порід і ґрунтів повне випаровування розчинів і випадання солей в осад настає в середині ґрунтового профілю або на поверхні ґрунту.

3.6.6. Джерела, походження і шляхи засолення ґрунтів

Для формування засолених ґрунтів, необхідною умовою є наявність двох процесів – надходження вільних водорозчинних солей до ландшафтів і накопичення їх у ґрунті.

Завдяки дослідженням численних авторів встановлені основні джерела солей. До них відносяться:

- продукти вивітрювання гірських порід;
- солі атмосферних опадів;
- соленосні ґрунтоутворні породи;
- підземні (пластові і підґрунтові) мінералізовані води.

До первинних джерел солей в земній корі відносяться:

– вулканічні і поствулканічні газоподібні викиди з лави, фумароли і магми та продукти їх трансформації;

- солі і гази, розчинені в термальних водах;
- продукти окислення деяких елементів атмосфери та окремі її гази;
- розчинні продукти вивітрювання масивних гірських порід.

Газоподібні продукти виділяються у формі:

- елементів (S, Cl), які далі окислюються або розчиняються у водах;
- оксидів (SO₃, CO, CO₂), які розчиняються у воді і перетворюються на кислоти (H₂SO₄, H₂CO₃), що реагують з породами і приєднують катіони кислот (HCl, H₂S, HBO₃) та простих солей (NaCl, NH₄Cl).

Атмосфера є первинним джерелом лише для солей азотної і вугільної кислот. Основним за масою сучасним первинним джерелом всього різноманіття солей є процес вивітрювання масивних порід з утворенням карбонатів, сульфатів, хлоридів, боратів. Додатковим джерелом солей (циклічні солі) є їх кругообіг між океаном і континентами. Суттєвим джерелом соди є обмінні, хімічні, фізико-хімічні і біохімічні реакції при ґрунтоутворенні та процеси, що протікають в озерах.

Однією з вирішальних умов утворення сольових акумуляцій і розвитку засолених ґрунтів є тривале поєднання притоку солей у безстічні геологічні структури і сухості клімату. Солі надходили і надходять до

ландшафтів такими шляхами:

- внаслідок їх розчинення у товщі осадових порід;
- завдяки вивітрюванню первинних мінералів вивержених і осадових порід;
- при вулканічних і поствулканічних процесах;
- при розвантаженні глибоких мінералізованих підземних вод;
- при підживленні морськими водами поверхневих і підґрунтових вод низинного узбережжя;
- завдяки винесенню солей вітром з поверхні моря і солених озер;
- в процесі техногенезу.

Кожний з означених шляхів надходження не викликає сумнівів, всі вони реально існують і нерідко спільно беруть участь у формуванні сольового складу порід і ґрунтів. Однак, відносна частка і форми їх участі в процесі засолення ґрунтів не однакова на різних типах місцевості. Виникнення засолених ґрунтів обумовлене природними циклами соленакопичення у підґрунтових водах та ґрунтоутворення породах і залежить від факторів, що сприяють їх акумуляції в ґрунтах. У зв'язку з цим виділяють п'ять циклів соленакопичення:

Материковий (континентальний) – пов'язаний з рухом, перерозподілом і акумуляцією вуглекислих, сірчаноокислих і хлористих солей у внутрішньо материкових безстічних областях. Виділяють первинні і вторинні цикли материкового соленакопичення:

- первинні обумовлені акумуляцією солей в ґрунтах і підґрунтових водах, які виникли в процесі вивітрювання і ґрунтоутворення;
- вторинні – процеси перерозподілу солей, акумульованих у осадових соленосних породах.

Приморський – обумовлений акумуляцією морських солей, головним чином, хлориду натрію, в прибережних морських низовинах і на берегах мілководних заток.

Дельтовий – характеризується складним поєднанням руху і акумуляції солей, які приносяться з континенту рікою і додатковим підґрунтовим потоком солей, що надходять в різний час з боку моря.

Артезіанський – результат випаровування глибокозалягаючих підґрунтових вод у великих континентальних пониженнях або піднятих на поверхню в результаті тектонічних викидів.

Антропогенний – формується в результаті виробничої діяльності людини як наслідок її прорахунків, помилок і незнання закономірностей накопичення солей (засолення зрошуваних земель внаслідок підняття рівня підґрунтових вод, зрошення мінералізованими водами, засолення пасовищ при нелімітованому випасі худоби, затоплення ґрунтів промисловими і шахтними водами).

Акумуляція солей у горизонтах ґрунтового профілю обумовлена такими факторами:

- надходженням солей з мінералізованих підґрунтових вод;
 - перерозподілом солей, що виникає у процесі вивітрювання гірських порід, під впливом поверхневих вод та їх акумуляцією в ґрунтах понижених елементів рельєфу;
 - переносом солей вітром (імпульверизація) у вигляді крапель і твердих аерозолів з морів, солених озер і поверхні солончаків;
 - трансформацією нейтральних або пасивних продуктів вивітрювання у процесі ґрунтоутворення у токсичні водорозчинні сполуки;
 - вторинним розчиненням солей, що містяться у ґрунтовірних і підстилаючих породах, прісними підґрунтовими або іригаційними водами, їх переносом і акумуляцією в горизонтах ґрунтового профілю.
- Під впливом вказаних факторів формуються ґрунти різного типу і ступеня засолення.

На території України основними джерелами засолення виступають засолені ґрунтоутворні породи і мінералізовані підґрунтові води. В багатьох випадках проявляється їх спільна дія. Імпульверизація і галофітна рослинність як джерела надходження солей проявляються локально і не відносяться до головних факторів засолення ґрунтів.

На Поліссі і у Лісостепу, в межах Дніпровсько-Донецької западини, основними джерелами солей є солі підземних куполів і циркулюючих підземних вод. Солі куполів по тектонічних розломах переносяться циркулюючими підземними водами до підґрунтових вод, які і стають безпосередньою причиною засолення ґрунтів. Про це свідчить співпадання границь поширення содового засолення ґрунтів північного Лісостепу із заляганням бучацько-канівського гідрокарбонатно-натрієвого водоносного горизонту, а в південному Лісостепу – область змішаного засолення співпадає з територією поширення підґрунтових вод гідрокарбонатно-хлоридно-сульфатно-натрієвого складу

В даному регіоні відповідне значення має і континентальне соленакопичення – надходження солей, що утворилися у процесі вивітрювання порід Харківського ярусу, та солей, що утворилися при дії прісних гідрокарбонатно-кальцієвих вод на осадові породи. Поява двовуглекислої соди (Na_2CO_3) в підземних водах обумовлена фізико-хімічними реакціями, при яких увібраний натрій порід витісняється йонами кальцію прісних вод та процесом сульфатредуктації.

Джерела утворення солі у ґрунтах зони Сухого Степу більш різноманітні. Це обумовлено тим, що Причорноморська низовина примикаючи до акваторії Чорного і Азовського морів несе сліди складної геологічної історії Причорномор'я і сучасного впливу морського басейну. Тут основними джерелами засолення виступають солі, які містяться у морській воді, морських сучасних і давніх відкладеннях та солі підґрунтових вод, що місцями зв'язані з напірними мінералізованими підземними водами.

Солі містяться у лиманно-морських і морських відкладеннях та надходять безпосередньо з морської води при періодичному затопленні низьких морських берегів (нагонні течії). Надходять вони і підземним шляхом. Звичайно ґрунтовий потік рухається з суші в море, але місцями спостерігається зворотне явище – морські води проникають (до 2-7 км, а інколи і далі) в глиб материка. Це призводить до збагачення ґрунтів прибережних територій морськими солями.

Суттєвим джерелом солей для приморської рівнини є їх імпульверизація. Вздовж Сивашу, Чорного і Азовського морів простяглася смуга низовинного узбережжя, зайнята приморськими солончаками. Сольовий пил захоплюється, транспортується і перевідкладається на поверхню прилеглих земель. Спостереженнями встановлено, що кількість випадаючого соляного пилу в районі заповідника Асканія-Нова (Херсонська обл.) становить 300-340 кг/га на рік, а в більш віддалених місцях (Миколаївська обл.) – до 180 кг/га на рік.

У Причорномор'ї солі надходять до ґрунтів із підземних джерел. На відміну від Дніпровсько-Донецької западини тут підземні сольові куполи відсутні. Однак, в четвертинній товщі у відкладеннях більш давнього віку, залягають мінералізовані підземні води. Крім того, солі містяться і в породах – морських сарматських і майкопських глинах та четвертинних лесових відкладеннях, які в даному регіоні є ґрунтоутвірними.

Отже, основними джерелами солей в Сухому Степу (Причорноморська западина) є морські і засолені підґрунтові води, осадові засолені породи і солі, що приносяться вітром з узбережжя моря.

За останні 3-4 десятиріччя ХХ століття природні умови ґрунтоутворення у Південному та сухому Степах України зазнали значних змін. Зміни обумовлені переважно двома факторами – підвищенням атмосферним зволоженням і широким розвитком іригації, що викликало помітну зміну екологічної ситуації, а саме – зміну рівня підґрунтових вод, від якого залежить напрям процесів соленакопичення та осолонцювання ґрунтів.

Кліматологічні спостереження свідчать, що на території України протягом останніх десятиріч минулого століття і в теперішній час відбуваються значні зміни атмосферної циркуляції повітря, що проявляється в різких коливаннях випадаючих атмосферних опадів. Вже в семидесяті роки ХХ століття підвищене атмосферне зволоження відзначалось метеостанціями півдня України протягом 5-7 років з восьми.

Рясні опади на територіях з неглибоким заляганням підґрунтових вод викликали підняття їх рівня, а за наявності мінералізованих підґрунтових вод – засолення ґрунтів.

Створення в Україні каскаду великих штучних водосховищ на Дніпрі, спорудження потужних іригаційних систем і зрошення на площі понад 2,3 млн.га. суттєво вплинули на рівень підґрунтових вод і екологічний стан

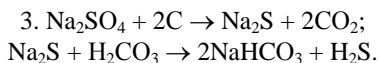
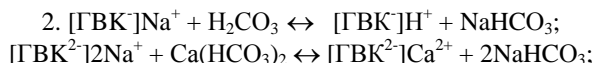
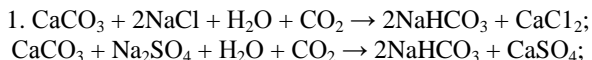
навколишнього середовища. Водосховища створені на найбільш низьких територіях лівобережжя Дніпра, переважно на заплавах терасах і його притоків. До вводу їх у дію підземний стік підґрунтових вод був направлений до русла Дніпра. За роки експлуатації Краснознам'янської зрошувальної системи і Каховського водосховища неогенові підземні води піднялися, що викликало підвищення рівня підґрунтових вод, особливо на самих низьких ділянках рельєфу.

Через це у південних районах України на ряді зрошувальних систем спостерігалось швидке підвищення рівня підґрунтових вод – до 0,5-1 м на рік. Це призвело до вторинного засолення ґрунтів на значних територіях.

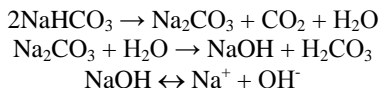
Суттєвого впливу на солонцеві ґрунти завдали рисові системи. На фоні штучного дренажу зрошувальні води нерідко використовуються у великих нормах (20-30 тис.м³/га). Внаслідок цього посилилось вилуговування розчинних речовин з ґрунту і відбулися глибокі зміни його складу, властивостей та родючості загалом.

3.6.7. Шляхи утворення соди в ґрунті

Існує декілька шляхів утворення соди в ґрунті – хімічний, колоїдальнохімічний та біохімічний



Гідрокарбонат натрію, який утворюється під час зазначених реакцій, може переходити у карбонат натрію, який при взаємодії з водою дає їдкий натрій тобто іони OH^- :



Біохімічний процес утворення соди в ґрунті відбувається за участю сульфатредуктуючих бактерій. Вона негативно впливає на ріст і розвиток сільськогосподарських культур. При вмісті її в ґрунті 0,005% рослини

починають в'янути і гинути.

Поряд з натрієвими солонцями значні площі займають *магнієві (мало-натрієві) солонці*. Особливість цих ґрунтів полягає у високому вмісті у ГВК увібраного магнію (до 50% від ЄКО) при незначному вмісті увібраного натрію. Магнієві солонці мають всі ті ж негативні властивості, що і натрієві.

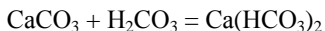
Усування надмірної лужності і ліквідація негативних властивостей солонців і солонцевих ґрунтів – основне завдання хімічної меліорації. З цією метою застосовують гіпсування. Як меліоруючі засоби використовують гіпс і різні гіпсомісткі відходи промисловості та речовини кислотного характеру. Застосування кислих промислових відходів, усуваючи надлишкову лужність ґрунтів, сприяє одночасно їх утилізації і може вважатися як складова частина безвідходного виробництва у промисловості.

3.6.8. Склад і властивості солей

Хімічний склад водорозчинних солей різноманітний. Найбільш поширеними в засолених ґрунтах України є солі соляної, сірчаної і вугільної кислот – хлориди, сульфати і карбонати кальцію, магнію та натрію, які за відповідного вмісту викликають пригнічення росту і розвитку або навіть загибель рослин.

Карбонати (солі вугільної кислоти) дуже поширені в ґрунтах, ґрунтотворних породах і підґрунтових водах сухостепової, степової і лісостепової зон України. Їх роль у засоленні ґрунтів і токсичності для рослин залежить від типу карбонату, його кількості і ступеня розчинності.

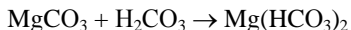
Карбонат кальцію (CaCO_3) – характеризується надто низькою розчинністю (0,065 г/л). У присутності вуглекислоти в результаті утворення бікарбонату кальцію розчинність зростає до 166 г/л. Реакція відбувається за схемою:



Карбонат кальцію, як сіль сильної основи і слабкої кислоти, чинить лужну гідролізуючу дію, а його розчини за відсутності вугільної кислоти набувають високої лужності (рН 10-10,2). Присутність CO_2 в порах ґрунту знижує лужність розчину до рН 7,5-8,5. Через низьку розчинність карбонат кальцію не спричиняє шкоди більшості сільськогосподарських культур. Він не дає ні осмотично, ні токсично небезпечних концентрацій. Проте рослини, адаптовані до кислих ґрунтів (озиме жито, картопля, льон, полин), повільніше розвиваються і не дають високих врожаїв на ґрунтах з високим вмістом CaCO_3 .

Річкові і підґрунтові води містять значну кількість карбонатів кальцію. При високому рівні підґрунтових вод CaCO_3 накопичується в ґрунті за рахунок випаровування і транспірації. В посушливих умовах вміст карбонату кальцію досягає 10-20%. Ґрунти, які містять суцільні прошарки CaCO_3 , зцементовані і непроникні для коренів і води.

Карбонат магнію (MgCO_3) має більшу розчинність (1,29 г/л) порівняно з карбонатом кальцію. Завдяки утворенню бікарбонату магнію розчинність зростає до 190 г/л. Реакція відбувається за схемою:



В результаті гідролізу лужного типу утворюються розчини з рН 10-11. Присутність карбонату магнію в ґрунтах може чинити негативну дію на рослини, утворюючи сполуки у формі подвійного бікарбонату ($\text{CaCO}_3\text{MgCO}_3$) або конкрецій. Проте, вільний MgCO_3 в ґрунті зустрічається рідко, оскільки іон магнію адсорбується ґрунтовим вбирним комплексом.

Карбонат натрію (Na_2CO_3) добре розчинний у воді (178 г/дм³ при температурі 20°C). Відрізняється гідролізом лужного типу і утворює ґрунтові розчини з рН понад 12. Внаслідок високої лужності і доброї розчинності дуже токсичний для рослин. Наявність в ґрунті цієї сполуки викликає пептизацію колоїдів, руйнування структури і зниження водо- та повітропроникності, не піддається промиванню. Вміст вуглекислого натрію у кількості 0,05-0,1% знижує родючість ґрунту.

Бікарбонат натрію (Na_2HCO_3) менш розчинний, ніж карбонат натрію (99 г/л). В меншій мірі лужний і токсичний, внаслідок часткової нейтралізації вугільною кислотою. Утворюється бікарбонат натрію при взаємодії нормальної соди з вугільною кислотою за схемою:

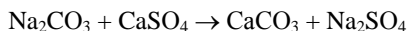


Процес утворення бікарбонату натрію прискорюється при збільшенні вмісту CO_2 у ґрунтовому повітрі в умовах інтенсивного розкладу органічної речовини ґрунту і низької температури. Можливий і зворотній процес. Бікарбонат натрію легко перетворюється на карбонат при зменшенні вмісту CO_2 у ґрунтовому повітрі, при низькій мікробіологічній активності, низькому вмісті органічних речовин і підвищеній температурі ґрунтового розчину. Реакція протікає за схемою:



Подібні умови можуть створюватись у каштанових ґрунтах Сухого Степу, однак високий вміст Na_2CO_3 в них зустрічається дуже рідко через

наявність гіпсу, у присутності якого сода перетворюється у карбонат кальцію. Реакція відбувається за схемою:



У солонцях і солончаках вміст соди може досягати 5%. В результаті зниження розчинності при температурі нижче 8°C і низької водопроникності цих ґрунтів вимивання соди в холодний і вологий період року невелике. Завдяки цим властивостям карбонати і бікарбонати натрію накопичуються в ґрунті.

При випаровуванні підґрунтових вод, які містять карбонат натрію, в ґрунті осаджуються і накопичуються кристали подвійної солі $\text{Na}_2\text{CO}_3 \cdot \text{NaHCO}_3 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$ (трони). Остання, маючи високу розчинність, підвищує лужність ґрунтового розчину до pH 9-10.

Річкові і підґрунтові води на Поліссі та Лісостепу мають концентрацію солей 0,5-3 г/дм³, з підвищеним вмістом карбонату натрію. Тому ґрунти, які формуються за участю таких вод, мають лужну реакцію.

Карбонат калію (K_2CO_3) – зустрічається в ґрунтах значно рідше карбонату натрію. Має значну розчинність (1110 г/дм³) і характеризується властивостями, близькими до соди: гідролізом лужного типу і високою лужністю ґрунтового розчину, що є токсичною для рослин; пептизує ґрунтові колоїди і руйнує структуру ґрунту.

Сульфати (солі сірчаної кислоти) присутні у різній кількості майже в усіх типах ґрунтів.

Сульфат кальцію (CaSO_4) – важкорозчинна сіль (1,76 г/дм³), у великих кількостях міститься в ґрунтах і ґрунтотворних породах сухостепової зони України. Накопичується у вигляді гіпсу ($\text{CaSO}_4 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$), що кристалізується у різноманітних формах: у вигляді тонких прозорих кристалів, включень, конкрецій, платівок. Для рослин фізіологічно не шкідливий.

У ґрунтах з високим вмістом гіпсу формуються суцільні гіпсові горизонти у вигляді ущільненої маси. Це обумовлює їх сильну зцементованість і, як наслідок, зупиняє проникнення коренів, води і повітря.

За особливо сухих кліматичних умов гіпс збезводнюється, перетворюючись на борошністу масу напівгідрату ($\text{CaSO}_4 \cdot 1/2\text{H}_2\text{O}$). Разом із хлоридами гіпс та інші сульфати присутні в засолених ґрунтах півдня України. Гіпс широко використовують для меліорації солонців і солонцевих ґрунтів, які містять соду.

Сульфат магнію (MgSO_4) – типовий компонент засолених ґрунтів. Через високу розчинність (700 г/л) він є однією з найбільш токсичних для рослин солей. У вигляді епсоміту ($\text{MgSO}_4 \cdot 7\text{H}_2\text{O}$) міститься у підґрунтових водах і солених озерах півдня України і північної частини Криму. Сульфат

магнію ніколи не накопичується в ґрунті у чистому вигляді, а тільки у сполученні з іншими легкорозчинними солями. Ґрунти, які містять у своєму складі сульфат магнію, відносяться до низькопродуктивних.

Сульфат натрію (Na_2SO_4) – типовий компонент засолених ґрунтів, підґрунтових вод і солених озер. Токсичність його у два-три рази менша, ніж сульфату магнію, а ступінь розчинності (529 г/дм^3) змінюється прямо пропорційно температурі. З цієї причини сульфат натрію в теплий період року разом з іншими водорозчинними солями (MgSO_4 , MgCl_2 , NaCl) мігрує за профілем до поверхні ґрунту, в той час як у холодні періоди через понижену розчинність він є нерухомий і не вимивається низхідними токами води.

Осаджуючись, сульфат натрію утворює прозорі кристали мірабіліту ($\text{Na}_2\text{SO}_4 \cdot 10\text{H}_2\text{O}$). В міру підвищення температури мірабіліт дегідратується, перетворюючись у білий пил тенардиту (Na_2SO_4). Іноді сульфат натрію кристалізується разом з сульфатом кальцію і утворює глауберит ($\text{CaSO}_4 \cdot \text{Na}_2\text{SO}_4$), який накопичується у вигляді пухкого пилу на поверхні солончаків.

Сульфат калію (K_2SO_4) – має аналогічні властивості з сульфатом натрію, але його токсичність, у зв'язку з меншою розчинністю (100 г/дм^3) набагато нижча.

Хлориди – солі соляної кислоти також нерідко накопичуються у ґрунтах південних широт. Вони разом з сульфатами належать до найбільш поширених солей, які входять до складу засолених ґрунтів і соляних озер. Характеризуються високою розчинністю ($342\text{-}745 \text{ г/дм}^3$) і токсичністю. Хлориди найчастіше зустрічаються на території узбережжя Сиваша, Чорного і Азовського морів.

Хлорид кальцію (CaCl_2) – рідко зустрічається в ґрунтах у присутності Na_2SO_4 і Na_2CO_3 . Він легко осаджується і переходить у CaSO_4 , CaCO_3 . Тому хлориди кальцію знаходяться в ґрунтах і водах соляних озер лише в дуже високих концентраціях ($400\text{-}550 \text{ г/дм}^3$). Значних концентрацій досягає його вміст у глибокозалягаючих підземних водах. CaCl_2 дуже токсичний для рослин, хоча поступається за даною характеристикою хлоридам магнію і натрію.

Хлористий магній (MgCl_2) зустрічається в засолених ґрунтах, підґрунтових водах і соляних озерах частіше за хлорид кальцію. Накопичується у значних кількостях в умовах сильної засоленості. Маючи високу розчинність (до 1600 г/дм^3) хлорид магнію сильно токсичний для рослин. У поверхневих горизонтах сильнозасолених ґрунтів і солончаків він утворюється і накопичується внаслідок обмінних реакцій між ґрунтовим розчином, збагаченим хлоридом магнію і ґрунтовим вбирним комплексом.

Хлористий магній – сіль з високою гігроскопічністю і, навіть при низькій температурі, вона поглинає пароподібну вологу з водяної пари

атмосфери. За таких умов кристалічні осаді хлористого магнію швидко розчиняються і перетворюються на концентрований розчин. Тому ґрунти, що містять на поверхні $MgCl_2$, тривалий час після дощу залишаються вологими або вбирають росу (мокрі солончаки). Ґрунти з високим вмістом хлористого магнію дуже важко піддаються освоєнню.

Хлористий натрій – галіт ($NaCl$) – постійний і найбільш розповсюджений компонент засолених ґрунтів півдня України. Висока його розчинність (357 г/л) зумовлює високу токсичність для більшості рослин. За вмісту 0,1% у рослин порушується нормальний розвиток, а ґрунти з вмістом хлористого натрію 2-5% вважаються непридатними для вирощування сільськогосподарських культур.

Хлористий калій – сильвін (KCl) – утворюється при осадженні у водоймах, басейнах, розташованих в районах із спекотним і сухим кліматом, часто поруч з галітом. За властивостями (розчинність 342 г/л) дуже близький до хлористого натрію, однак в засолених ґрунтах у значних кількостях зустрічається рідко. При високій концентрації токсичність KCl така ж висока, як і у $NaCl$. Родовища хлористого калію використовують для виробництв калійних добрив.

Нітрати – солі азотної кислоти (HNO_3) в різній кількості присутні в усіх ґрунтах. Вони мають високу розчинність (KNO_3 – 316 г/л; $Mg(NO_3)_2$ – 678; $NaNO_3$ – 880; $Ca(NO_3)_2$ – 1260 г/л), не сорбуються ґрунтом і тому їх вміст, як правило, не перевищує 0,05%. Завдяки цьому нітрати не відновлюються до токсичних для рослин солей.

Проте нітрати легко вимиваються водами поверхневого стоку, мігрують за профілем ґрунту до підґрунтових вод, спричиняючи їх забруднення. Значна кількість нітратів потрапляє до водойм викликаючи їх евтрофікацію, відмирання фауни, погіршення питних і технічних якостей води.

Підвищений вміст нітратів у ґрунті спричиняє інтенсивне накопичення їх у рослинах, які з їжею надходять до організму людини. Внаслідок бактеріальних перетворень нітрати трансформуються у нітрити та нітрозаміни, – що викликають метабологію – хворобу, що може переходити в рак і призводити до летального кінця.

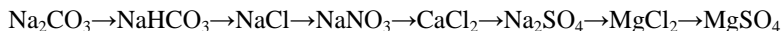
Борати – солі метаборатної (HBO_3) і ортоборатної (H_3BO_3) кислот. Їх утворення і накопичення пояснюється вивітрюванням турмаліну, який присутній у вулканічних породах. Скупчення бору в ґрунтах спостерігаються поблизу вулканів. Навіть в дуже незначній концентрації бор високотоксичний для рослин.

Борнокислі солі володіють достатньою розчинністю і рухомістю. Основними солями, що беруть участь в процесах засолення ґрунтів, є бора ($Na_2B_4O_7 \cdot 10H_2O$), борацит ($Mg_7C_2B_{16}O_{30}$), солеманіт ($Ca_2B_9O_{11} \cdot 5H_2O$), боронатрокальцит ($NaCaB_5O_9 \cdot 8H_2O$).

У ґрунтах багато й інших солей. Однак, у більшості випадків їх вміст

настільки малий, що не викликає засолення ґрунтів. Крім того, навіть при високому вмісті, як показано раніше, не всі солі шкідливі для рослин.

За ступенем токсичності для сільськогосподарських культур легкорозчинні солі можна розташувати у зменшуваний ряд:



Так, якщо умовно шкідливість Na_2SO_4 прийняти за одиницю, то у інших солей вона буде дорівнювати: NaHCO_3 – 3; MgSO_4 і MgCl_2 – 3-5; NaCl – 5-6, а у соди Na_2CO_3 – 10. Шкідлива дія хлоридів і сульфатів починає проявлятися при концентрації 0,1% від маси ґрунту; при вмісті 0,3-0,5% культурні рослини нормально не розвиваються. Найбільш шкідливою є нормальна сода. Максимально допустима межа її вмісту в ґрунті становить 0,005%, а при більшій кількості – рослини гинуть.

Міграційна здатність солей

Міграційна здатність солей залежить від їх розчинності у воді. Чим вона більша, тим швидше і на більшу відстань мігрують солі.

Малорозчинні солі – вуглекислий кальцій і магній, доломіт при випаровуванні ґрунтових і підґрунтових вод швидко утворюють насичені розчини, випадають в осад і акумулюються в породах і ґрунтах. Вони не можуть мігрувати на далекі відстані від місця утворення.

Вищу міграційну здатність має гіпс, особливо у суміші з іншими солями. Так, при наявності в розчині хлоридів (NaCl , MgCl_2) розчинність гіпсу збільшується з 1,76 до 10-15 г/л. Розчинність гіпсу у 27 разів вища ніж вуглекислого кальцію, тому у природі зони їх акумуляції розміщені окремо.

Проте, у багатьох випадках CaSO_4 і CaCO_3 концентруються в одних і тих же ґрунтах (чорноземах, каштанових, солонцях).

Значно вищою розчинністю наділені вуглекислі і сірчано-кислі солі натрію та кальцію. Їх міграційна здатність набагато більша. Тому вони переносяться на далекі відстані і просторово розділяються з карбонатами і сульфатами кальцію.

Особливо велику розчинність мають хлориди магнію і кальцію, а також нітрати натрію, кальцію і калію. Маючи надзвичайно високу міграційну здатність, вони акумулюються на значних відстанях від місця утворення. Нітратні солі формують розчини високої концентрації і відповідно ґрунти з високим ступенем засолення.

Розчинність окремих солей змінюється залежно від умов середовища (температури розчину) і наявності чи відсутності супутніх солей, які

підвищують або знижують їх розчинність. Так, розчинність хлористого натрію, мало змінюється в залежності від температури розчину. Тому хлористий натрій характеризується високою міграційною здатністю незалежно від періоду року як в теплих, так і холодних ґрунтово-кліматичних умовах.

Провідну роль у перерозподілі солей в ґрунтах України відіграє гідрологічний фактор, найбільш важливими елементами якого виступають: глибина, ступінь мінералізації, хімічний склад і сток підґрунтових вод. Солі осадових порід мігрують з водою, перерозподіляються і накопичуються у понижених формах рельєфу. У процесі міграції частина води втрачається на інфільтрацію і випаровування, а солі, що досягли порогу насиченості, осаджуються у делювіях, пролювіях, конусах виносу, терасах, дельтах, улоговинах. Так відбувається і гідроморфне накопичення солей в ґрунтоутворних породах і ґрунтах.

Гідроморфне засолення ґрунтів відбувається повільно. При низькій дренажності території і високому рівні залягання мінералізованих підґрунтових вод, солі крізь капілярно-плівкову мережу надходять до профілю ґрунту.

Поряд з вертикальним висхідним і низхідним сезонним пересуванням легкорозчинних солей значна роль належить їх міграції в ландшафті по ухилу місцевості. Дощові і снігові води у вигляді делювіальних і пролювіальних потоків щорічно зносять з позитивних елементів рельєфу частинки ґрунту, колоїди і легкорозчинні солі, що потім відкладаються у понижених місцях.

Велику роль у перерозподілі солей відіграє внутрішньоґрунтовий бічний стік. Водонепроникні підґрунтові горизонти затримують низхідні токи вологи, накопичують гравітаційні води («верховодка»), які починають повільно стікати вздовж ухилу місцевості по поверхні водонепроникного горизонту, розчинюючи і відносячи за собою солі.

Ще більшу роль у горизонтальному перерозподілі солей відіграє місцевий потік тимчасових підґрунтових вод. Верхній шар підґрунтових вод тісно пов'язаний з ґрунтом і своїм хімічним складом формує напрямок процесу засолення.

Вуглекислий і сірчаноокислий натрій характеризуються високою розчинністю при температурах 20-30°C, яка різко спадає при 10°C і, особливо, при нульових і від'ємних температурах. Це обумовлює швидке перенасичення підґрунтових вод і ґрунтових розчинів сірчаноокислими і вуглекислими солями натрію, що випадають в осад і відокремлюються від хлоридів.

Міграційна здатність солей залежить і від їх здатності до взаємодії. Солі, що є хімічно пасивними і не реагують одна з одною, володіють найбільш високою міграційною здатністю. Вони залишаються в розчині і переміщуються ґрунтовими, підґрунтовими і поверхневими водами на

значні відстані. До таких солей відносять хлористий натрій і сірчаноокислий магній.

Звичайно солі мігрують у ґрунтових розчинах і підґрунтових водах у вигляді сумішей. Наявність одних компонентів підвищує або знижує розчинність інших. Так, хлористий натрій суттєво підвищує розчинність вуглекислого кальцію, а при високих концентраціях сульфату натрію зменшується розчинність сірчаноокислого кальцію.

Вуглекислий і сірчаноокислий кальцій різко змінюють розчинність залежно від реакції середовища, температури та кількості вуглекислоти у ґрунтовому повітрі і розчині. Підвищення парціального тиску вугільної кислоти або зниження температури середовища, різко збільшує розчинність вуглекислого кальцію. Присутність в розчинах нормальної або двовуглекислої соди різко знижує розчинність вуглекислого кальцію і посилює його осадження, майже до повного зникнення в розчині.

Зміни розчинності солей залежно від температури і присутності тих, чи інших компонентів обумовлюють просторову диференціацію їх хімічного складу в підґрунтових водах, наносах і ґрунтах. Підґрунтові води, переміщуючись по схилу місцевості від вододілів у балки, заплави і річки виносять у розчинній формі солі, що раніше сюди потрапили. Чим більше випадає опадів, тим більше води інфільтрується ґрунтом і відповідно зростає винесення розчинних солей підґрунтовими водами. Там де підґрунтові води наближаються або виходять на денну поверхню і витрачаються на випаровування, у великих кількостях накопичуються принесені ними солі. Горизонтальний перерозподіл солей з сезонним рухом розчинів є однією з причин глибоких відмінностей між ґрунтами вододілів, терас і низовинних ділянок.

На перерозподіл солей за профілем ґрунту впливає і рослинність, яка, володіючи вибірковою вбирною здатністю, засвоює необхідні катіони і аніони з нижніх горизонтів ґрунту. При розкладі рослинних решток солі відкладаються у верхньому шарі ґрунту та на його поверхні. Це викликає зміну складу солей верхніх і нижніх горизонтів ґрунту.

3.6.9. Солончаки

До солончаків належать ґрунти, що містять у верхніх шарах велику кількість водорозчинних солей (вище порогу токсичності), що шкідливо діють на рослини. В Україні солончаки поширені локально на терасах річок Дніпро, Південний Буг, Дністер, Дунай тощо, а також на узбережжі Чорного і Азовського морів. Солончаки, не маючи властивих їм генетичних горизонтів, характеризуються наявністю реліктових горизонтів, які збереглися від зональних ґрунтів, що зазнали впливу

процесу засолення. Вони можуть бути представлені делювіальними наносами, наскрізь пронизаними трубочками солей або прибережним мулом морських басейнів.

Ґрунтовий профіль солончаків морфологічно невизначений. Солі спостерігаються у вигляді білуватих плям, кірок різного забарвлення, кристалів. Солончаки, що утворилися з ґрунту, характеризуються нечіткою диференціацією на генетичні горизонти. За морфологічними ознаками виділяють гумусовий засолений горизонт (Hs), перехідні засолени горизонти (Hps, Phs) і засолену, а нерідко і оглеєну ґрунтоутворюючу породу (Pgls). У нижній частині ґрунтового профілю також можуть спостерігатися ознаки оглеєння, у вигляді вохристо-іржавих вкраплень або сизих плям.

Класифікація солончаків

В класифікації ґрунтів України (М.І.Полупан, 1988) солончаки окремо не виділяються, засолення ґрунтів враховується на рівні роду, а тип і ступінь солення визначають вид ґрунту. Проте у світовій практиці (Росія, США, країни Західної Європи) і особливо у міжнародній класифікації ґрунтів солончаки виділені на рівні ґрунтової групи. Так, при створенні Ґрунтової карти світу 1974 р було виділено 26, а 1987 р —27 ґрунтових груп, серед яких є і солончаки.

Солончаки (від руського «солончак») – засолені ґрунти з вмістом понад 1% солей з поверхні. Серед них виділяють: звичайні, чорноземоподібні, вапнякові, гіпсові, содові, глейові, мерзлотні, такировидні. Тому вважаємо доцільним навести класифікацію солончаків, що найбільш відповідає ґрунтово кліматичним умовам України (табл. 3.63).

Згідно із «Класифікацією та діагностикою ґрунтів ССРСР» (1977) солончаки об'єднані в два типи: **автоморфні і гідроморфні**.

Гідроморфні солончаки – розвиваються в умовах близького залягання мінералізованих підґрунтових вод, а **автоморфні** – формуються на засолених ґрунтоутворюючих породах при глибокому заляганні підґрунтових вод, що не мають зв'язку з ґрунтом.

Серед **гідроморфних** солончаків виділяють наступні підтипи:

– **Типові** – утворюються при близькому (2-4 м) заляганні дуже мінералізованих підґрунтових вод, в них найбільше виражені властивості солончаків. Рослинність дуже зріджена, або відсутня зовсім. Профіль дуже слабо диференційований, добре виражений лише поверхневий горизонт з великим скупченням легкорозчинних солей. У профілі виявляються ознаки оглеєння у вигляді сизуватих і вохристих плям;

Таблиця 3.63 – Класифікація солончаків (Інститут ґрунтознавства ім.В.В.Докучаєва, 1977)

Підтип	Рід	Вид
<i>Тип: Гідроморфні (мінералізовані підґрунтові води на глибині 0,5-3 м)</i>		
Типовий Лучний Болотний Приморський Вторинний	За типом засолення (співвідношення аніонів і катіонів у водній витяжці)	За морфологією поверхневого горизонту: кіркові, пухлі, мокрі, чорні. За характером розподілу солей в профілі: поверхневі і глибокопрофільні
<i>Тип: Автоморфні (підґрунтові води глибше 10 м)</i>		
Типові Отакирені	За типом засолення виділяють види аналогічно солончакам гідроморфним За джерелом засолення: літогенні, давньогідроморфні, біогенні	За морфологією поверхневого горизонту і глибиною розподілу солей в профілі виділяють види аналогічно до поділу солончаків гідроморфних

– *Лучні* – утворюються під зрідженою лучною рослинністю, внаслідок засолення лучних ґрунтів зі збереженням властивих для них морфологічних ознак і будови профілю (Hdgl+Hpgl+Phgl+Pgl). Характеризуються більшою кількістю гумусу, ніж інші підтипи солончаків і притоком мінералізованих підґрунтових вод;

– *Болотні* – утворюються при засоленні болотних ґрунтів. Рослинність представлена солянками з пригніченими болотними рослинами. По всьому профілю спостерігається оглеєння і сильне засолення, нерідко присутній оторфований горизонт (Htgl+Phgl+Pgl). Мінералізовані підґрунтові води на глибині 0,5-1 м;

– *Приморські* – утворюються з наймолодших морських відкладів. Вкриті пухкою кіркою солей, під якою залягає піщаний або супіщаний шар з великою кількістю черепашок, сильно засолений хлоридами і на незначній глибині оглесний;

– *Вторинні* – утворюються внаслідок неправильного (без дренажу) зрошення яке супроводжується підняттям мінералізованих підґрунтових вод і засоленням ґрунту.

Серед солончаків *автоморфних* виділяють наступні підтипи:

– *Типові* – характеризуються максимальним нагромадженням легкорозчинних солей на поверхні ґрунту;

– *Такировидні* – в яких відбувається перша стадія розсолоння типового солончака, а на поверхні формується тонка (1-2 см) розсолена кірка.

На роди солончаки *автоморфні* і *гідроморфні* поділяють за типом засолення (табл. 3.64). В Україні найбільш поширені сульфатно-содові (у Придніпров'ї на терасах р. Дніпро), хлоридно-сульфатні та сульфатно-

Таблиця 3.64 – Критерії для поділу солончаків за типом засолення

Тип засолення	Відношення аніонів, мг-екв			Співвідношення аніонів і катіонів мг-екв
	$\text{Cl}^- : \text{SO}_4^{2-}$	$\text{HCO}_3^- : \text{Cl}^-$	$\text{HCO}_3^- : \text{SO}_4^{2-}$	
Хлоридний	>2,5	–	–	-
Сульфатно-хлоридний	2,5-1	–	–	-
Хлоридно-сульфатний	1-0,2	–	–	-
Сульфатний	<0,2	–	–	-
Содово-хлоридний	>1	<1	>1	$\text{HCO}_3^- > \text{Ca}^{2+} + \text{Mg}^{2+}$
Содово-сульфатний	<1	>1	<1	$\text{HCO}_3^- > \text{Ca}^{2+} + \text{Mg}^{2+}$
Хлоридно-содовий	>1	>1	>1	$\text{HCO}_3^- > \text{Ca}^{2+} + \text{Mg}^{2+}$
Сульфатно-содовий	<1	>1	>1	$\text{HCO}_3^- > \text{Ca}^{2+} + \text{Mg}^{2+}$
Сульфатно- або хлоридно- гідрокarbonатний	>1	>1		$\text{HCO}_3^- > \text{Na}^+, \text{Na}^+ < \text{Ca}^{2+}, \text{Na}^+ < \text{Mg}^{2+}$

хлоридні (на морських узбережжях Причорноморської низовини і островах затоки Сиваш) солончаки.

При розподілі солончаків автоморфних на роди враховують і джерело засолення. За даним показником розрізняють солончаки:

- *літогенні* – утворилися на засолених ґрунтоутворних породах;
- *давньогідроморфні* – утворюються з гідроморфних солончаків, що втратили зв'язок з підґрунтовими водами;
- *біогенні* – утворюються внаслідок біологічного засвоєння азоту специфічними мікроорганізмами, з нагромадженням нітратів.

Якісний склад солей надає поверхневому шару ґрунту специфічної будови. З урахуванням морфологічного прояву різного типу засолення на поверхні ґрунту виділяють такі види солончаків:

- *кіркові* – в складі солей переважає хлористий натрій (NaCl), а на поверхні ґрунту утворюється щільна кірка;
- *пухкі* – містять багато сірчаноокислого натрію ($\text{Na}_2\text{SO}_4 \cdot 10\text{H}_2\text{O}$). Зверху такі ґрунти дуже сухі і пухкі. Щільність верхнього шару не перевищує $1,0 \text{ г/см}^3$;
- *мокрі* – до складу яких входять гігроскопічні солі (CaCl_2 , MgCl_2), тому їх верхній шар темного забарвлення і завжди вогкий на дотик;
- *чорні* – характеризуються високим вмістом соди (Na_2CO_3), яка підвищує розчинність органічної речовини. У таких ґрунтах після дощу або поливу вода застоюється на поверхні, майже не проникає вглиб ґрунту і випаровується. Поверхня ґрунту набуває темного (чорного) забарвлення.

За характером розподілу солей у ґрунтовому профілі виділяють

поверхневі – максимум легкорозчинних солей знаходиться на поверхні і глибокопрофільні солончаки, коли весь ґрунтовий профіль до підґрунтових вод засолений.

На території України, крім солончаків, є ґрунти різного ступеня засолення. Залежно від загального вмісту легкорозчинних солей у водній витяжці, з урахуванням їх видового складу розрізняють: слабо-, середньо- і сильно засолені ґрунти. Їх доцільно визначати, на нашу думку, у відповідності із пропозиціями Н.І.Базилевич та Е.І.Панкової (табл. 3.65).

Таблиця 3.65 – Класифікація ґрунтів за ступенем засолення (солончакуватості) залежно від складу солей (Н.І.Базилевич, Е.І.Панкова, 1972)

Ступінь засолення	Тип засолення						
	хлоридний	сульфатно-хлоридний	хлоридно-сульфатний	сульфатний	Содово-хлоридний, хлоридно-содовий, содовий	содово-сульфатний, сульфатно-содовий	сульфатно- або хлоридно-гідрокарбонатний
Незасолені	<0,05	<0,1	<0,2	<0,3	<0,1	<0,15	<0,2
Слабозасолені	0,05-0,15	0,1-0,2	0,2-0,4	0,3-0,4	0,1-0,2	0,15-0,25	0,2-0,4
Середньозасолені	0,15-0,5	0,2-0,4	0,4-0,6	0,4-0,8	0,2-0,3	0,25-0,4	0,4-0,5
Сильно-засолені	0,3-0,7	0,4-0,8	0,6-0,9	0,8-0,12	0,3-0,5	0,4-0,6	Не зустрічаються
Дуже сильно-засолені (солончаки)	>0,7	>0,8	>0,3	>0,12	>0,5	>0,6	Не зустрічаються

В засолених ґрунтах важливо враховувати глибину скупчення солей. За цим показником засолені ґрунти поділяють на:

- солончаків – легкорозчинні солі на глибині 0-30 см;
- високосолончаків – 30-50 см;
- солончакуваті – 50-100 см;
- глибокосолончакуваті – 100-150 см;
- несолончакуваті (глибокозасолені) – 150-200 см.

3.6.10. Вторинне засолення ґрунтів

В результаті виробничої діяльності людини порушується природна рівновага між факторами ґрунотворення і генезис ґрунтів набуває домінуючого антропогенного характеру. Ґрунти зазнають кількісних і якісних змін. Це стосується і вторинно-засолених ґрунтів.

Процес вторинного засолення може розвиватися такими шляхами:

- під впливом мінералізованих підґрунтових вод;
- при зрошенні мінералізованими водами;
- під впливом солей глибинних горизонтів ґрунту.

Вторинне засолення, викликане мінералізованими підґрунтовими водами, може відбуватися при їх піднятті, за відсутності промивного водного режиму (що має певну періодичність), на алювіальних затоплюваних ґрунтах і внаслідок збільшення висоти капілярного підняття води в ґрунті.

При піднятті рівня мінералізованих підґрунтових вод вторинне засолення може виникнути за таких умов:

- під впливом нераціонального зрошення, на незрошуваних ґрунтах, які залягають навколо зрошувальної системи;
- на східчасто розміщених рисових чеках;
- внаслідок антропогенного накопичення води навколо водосховищ та по периметру ставків для розведення риби;
- на зрошуваних землях, де висхідні потоки мінералізованих підґрунтових вод переважають низхідні потоки поливної води;
- за рахунок відсутності низхідного потоку поливної води на зрошуваних землях, завдяки чому вторинне засолення відбувається інтенсивно і швидко;
- на ґрунтах, розташованих по периферії зрошуваної системи, де підняття рівня підґрунтових вод викликано гідростатичним тиском зрошувальної води на підґрунтові води територій, прилеглих до іригаційної системи.

При відсутності промивного водного режиму, але при його певній періодичності та нечисленності прояву процесів засолення-розсолоння під впливом затоплення з незворотним гідросолевим режимом, вторинне засолення може мати місце за таких умов:

- під впливом обвалування (вторинне засолення ґрунтів заплавлених обвалованих річок і вздовж валів).
- в результаті осушення боліт і озер, на яких побудовані вали, коли вторинне засолення викликає накопичення розчинних солей на дні боліт і озер, осушених після створення валів.

Вторинне засолення внаслідок підвищення капілярного підняття води в ґрунті відбувається внаслідок:

–нераціонального використання пасовищ (вторинне засолення солонцевих, засолених, а також лучних ґрунтів, які використовуються під пасовища)

–порушення агротехніки, що призводить до вторинного перезасолення меліорованих засолених і солонцевих ґрунтів.

При використанні мінералізованих поливних вод у зонах з посушливим кліматом коли створюються умови, що викликають накопичення солей, також виникає вторинне засолення. Засолення глибинних шарів ґрунту під впливом солей є результатом утворення тимчасового водоносного шару або капілярного підняття солей, накопичення їх у глибині ґрунту або внаслідок ерозії. Наявність соленосних горизонтів або шарів у нижній частині ґрунтового профілю може викликати розвиток процесу засолення без участі підґрунтових вод. При непроницності соленосного горизонту поливні води, що інфільтруються утворюють тимчасовий водоносний шар. Одночасно з припиненням зрошення у міжполивні періоди води з тимчасового водоносного шару переносять солі з глибини по профілю ґрунту.

Вторинне засолення може відбуватися в посушливі періоди в результаті інтенсифікації капілярного притоку при збільшенні висоти капілярного підняття мінералізованих підґрунтових вод. При вторинному засоленні, яке викликане водною ерозією, оголюються соленосні глибинні шари.

На нижніх терасах з поганим природним дренажем або на периферії сухих дельт вторинне засолення накладається на природне (первинне). В даному випадку процес вторинного засолення відбувається прискореними темпами, він супроводжується накопиченням великої кількості солей. Такий процес поширений в зонах з посушливим і напівпосушливим кліматом, де впровадження іригаційних систем проводилось без урахування природних умов і процесів еволюції ґрунтів при зрошенні.

На алювіальних рівнинах, високих терасах і старих дельтах, на залишково засолених ґрунтах вторинне засолення визначається зміною гідросолевого режиму під впливом зрошення або обвалування. Солі з ґрунотворних порід і підґрунтових вод зазнають перерозподілу під впливом висхідного капілярного потоку і підняття рівня підґрунтових вод, вони концентруються на поверхні ґрунту або у верхній частині профілю.

На ґрунтах високих терас, що містять легкорозчинні солі, вторинне засолення може накладатися на зональний процес ґрунотворення. В цьому випадку воно може бути викликане використанням для зрошення мінералізованих вод з високим вмістом розчинних солей або нераціональною експлуатацією іригаційної системи.

Вторинне засолення відбувається на зрошуваних землях при використанні мінералізованих підземних вод. Процес засолення набуває швидкого розвитку при контакті вод низхідного фронту зволоження з

мінералізованими водами висхідної зони капілярної кайми, при відсутності на поверхні ґрунту рослинності. Для попередження і ліквідації джерел засолення, підтоплення і заболочування в зрошуваних умовах необхідне зниження рівня підґрунтових вод і запобігання процесу їх підняття. Слід також забезпечити в ґрунтовому профілі запаси води (проведенням меншої кількості поливів) для розвитку однорідного і сухого рослинного покриву, а поливи, по можливості, проводити в періоди найнижчого випаровування води.

На рівнинних землях з уповільненим поверхневим стоком, низькою водопроникністю і поганим дренажем частина води у зрошувальних каналах, залежно від ефективності системи, втрачається на випаровування або інфільтрується у підґрунтові води. На територіях з поганою природною дренажістною ця частина бере участь у піднятті рівня підґрунтових вод, інтенсифікує випаровування і накопичення солей за рахунок висхідного капілярного потоку.

Отже, вторинне засолення ґрунту є результатом помилок у проведенні гідротехнічних робіт і агротехнічних заходів. Серйозні прорахунки, допущені у подібних випадках, можна віднести тільки до незнання гідрологічних, гідрогеологічних, гідрохімічних і геохімічних змін, що відбуваються на зрошувальних територіях, і до порушення природної рівноваги при формуванні і еволюції ґрунтів.

Землі з солончакками, які не підпадають під меліорацію, відводять під пасовища. Солянкові пасовища використовують в осінньо-зимовий період. Весною солянки ростуть повільно, максимальний приріст їх маси відбувається у липні-серпні-вересні. Однак в цей час вони містять багато солей. Лише у жовтні, коли солянки починають в'янути, кількість солей в них зменшується внаслідок вилуговування дощовими водами. В цей час вони добре поїдаються вівцями. Тваринники вважають, що солянкові пасовища для овець є не лише засобом відгодівлі, а й оздоровчими природними угіддями.

3.6.11. Способи видалення солей з профілю засолених ґрунтів

Основним і найбільш доцільним способом видалення солей з ґрунту є наскрізне їх промивання на фоні горизонтального, вертикального або комбінованого дренажу. Цей захід дозволяє створити на зрошуваному масиві (за несприятливого природного дренажу) необхідні умови для стійкого промивного водного режиму і відводу сольових розчинів за межі поля. Застосовуються й інші способи видалення солей.

Механічне видалення солей полягає у згрібанні сольової кірки солончаків тракторними скребками з наступним трансформуванням за

межі зрошуваного масиву. Видалення солей таким способом корисно проводити перед промиванням. Воно сприяє зменшенню витрат промивних вод на розсолення і прискорює процес промивання ґрунту.

Заорювання солей застосовується на слабозасолених ґрунтах, коли нижні горизонти профілю вільні від солей, а їх дещо підвищена концентрація зосереджена на невеликій глибині у поверхневому горизонті профілю. Глибока полицева оранка (до 30-32 см) при відносно глибокому гумусовому горизонті створює умови для рівномірного розбавлення солей в орному шарі до рівнякон центрацій безпечних для росту і розвитку сільськогосподарських культур.

Поверхнєве промивання застосовується для видалення солей з кореневмісних горизонтів важких ґрунтів з низькою водопроникністю, високими вологемністю та вмістом солей у верхніх горизонтах і відносно низьким в глибоких шарах ґрунтового профілю.

За поверхневого поливу видалення солей з верхніх горизонтів відбувається шляхом декантації, який передбачає систематичне розчинення солей у промивних водах та їх скидання за межі поля. Повторна декантація новими порціями води здійснюється за один прийом 2-3 рази. Спосіб передбачає застосування значних мас води (до 20-30 тис.м³/га), він дозволяє поєднувати промивку і вимивання солей з вирощуванням рису або розведенням риби на зрошуваних масивах.

Вимивання солей – застосовується на слабозасолених ґрунтах з глибоким заляганням підґрунтових вод. При застосуванні цього способу тимчасове опріснення ґрунту досягається шляхом витіснення (вимивання) солей в нижній горизонт профілю, але без надходження їх до підґрунтових вод. Використовують його при умові, що дорослі рослини переносять властиве даному ґрунту засолення, а для молодих – після поливу створюються сприятливі умови в початковій фазі вегетації.

Наскрізна промивка передбачає вилучення водорозчинних солей з усієї товщі ґрунтового профілю, винос їх до підґрунтових вод і видалення в умовах природного або штучного дренажу за межі зрошувального масиву. При наскрізній промивці можливе опріснення не тільки ґрунтової товщі, ґрунтоутворювальних і підстильних порід, але і верхніх шарів підґрунтових вод.

Промивна норма – це кількість води, яку необхідно подати для промивки солей протягом промивного періоду. Промивку здійснюють переважно восени і взимку в умовах обмеженого випаровування, у два етапи. На першому – після насичення ґрунту водою до стану найменшої вологемності відбувається розчинення солей. На другому етапі солевий розчин витискують додатковою порцією промивної води.

В практиці можливо і необхідно отримувати високий промивний ефект за мінімальних витрат води, тому обов'язковим є виконання ряду умов:

– перед промивкою на полі необхідно провести ретельне вирівнювання поверхні, інакше промивка буде нерівномірною і малоефективною;

– після вирівнювання проводять глибоку оранку, боронування і вирівнювання поверхні волокушею або легкими катками. Це забезпечить рівномірне затоплення поля і повільну та рівномірну фільтрацію промивної води крізь товщу ґрунту, що підвищує ефективність вилуговування солей;

– перед промивкою поле розбивають на чеки (розмірами від 0,1 до 0,5га), щоб шар води при затопленні був по можливості однаковим на всій площі;

– промивна норма подається на поле не відразу, а окремими порціями;

– промивки доцільно проводити в осінньо-зимовий період (листопад-січень), коли втрата води з поверхні ґрунту на випаровування мінімальна, а підґрунтові води залягають найбільш глибоко; крім того, ефект промивки посилюється внаслідок конденсації водяної пари у верхніх ґрунтових горизонтах і за рахунок випадваючих опадів.

Промивання в ранні строки і особливо влітку небажані, тому що при значному випаровуванні відбувається реставрація засолення. Пізні промивки в кінці зими і навесні можуть затримувати і погіршувати якість польових робіт. Важливо після промивних поливів створити умови, які запобігають відновленню капілярно-сольових потоків і забезпечити відповідне розпушення ґрунту. Вирішувати ці питання можна боронуванням, відразу як ґрунт набуде стану фізичної стиглості з наступним чизелюванням глибших шарів, або кротуванням;

Промивки краще робити на полях, які в наступному році будуть зайняті травами (люцерною або трав'яними сумішками). Промивний ефект в даному випадку закріплюється, а при високому рівні агротехніки і правильному поливному режимі посилюється.

Важливою умовою розсолення ґрунтів є створення вільного відтоку промивних вод в глибокі підґрунтові води чи в дренажну систему і за межі ділянки розсолення. Слід досягти такої ефективності відводу промивних вод, при якій підґрунтові води на початок весняних польових робіт будуть не вище критичного рівня від поверхні ґрунту. За відсутності належного відтоку промивні води застоюються в ґрунті, випаровуються і як наслідок засолення відновлюється, а ефект промивки знижується або зовсім не проявляється.

Для розрахунку промивної норми Л.П.Розов запропонував рівняння:

$$H_n = W_{не} - W_t + n \cdot W_{не}, \quad (3.1)$$

де H_n – промивна норма, $W_{не}$ – найменша польова вологоємність, W_t – запаси зологи в ґрунті перед промивкою, м³/га, n – коефіцієнт, залежний

від ступеня засолення ґрунту.

Л.П.Розовим показано, якщо ґрунт наситити до НВ, то одна додаткова порція води ($n = 1$) може видалити від 60 до 90% водорозчинних солей.

В.А.Ковдою для розрахунку промивної норми запропоновано формулу, яка враховує фізичні властивості ґрунту, глибину і мінералізацію підґрунтових вод:

$$H_n = n_1 \cdot n_2 \cdot n_3 \cdot 400S(\pm) 100, \quad (3.2)$$

де H_n – норма промивки, мм; S – середній вміст солей в шарі 0,2 м, %, n_1, n_2, n_3 – коефіцієнти, що відображають залежність норм промивки від властивостей ґрунту і підґрунтових вод (табл. 3.66).

Широке застосування отримала формула для розрахунку норм промивки засоленних ґрунтів, запропонована В.Р.Волобуєвим:

$$H_n = 10000 a \cdot g l g S_H / S_0, \quad (3.3)$$

де H_n – промивна норма, м³/га, a - показник солевіддачі, який визначається за даними випробувальних промивок (табл. 3.67), S_H – вміст солей в промивному шарі до початку промивки, % від маси ґрунту; S_0 – допустимий вміст солей, % від маси ґрунту

За даного методу промивка ґрунтів вважається завершеною, якщо *допустимий вміст солей* (S_0) в ґрунтовій товщі не перевищує наступних величин: при хлоридному типі засолення 0,2, сульфатно-хлоридному 0,3, хлоридно-сульфатному 0,4, сульфатно-кальцієвому 1,0% від маси сухого ґрунту.

Відомо, що оптимальна концентрація легкорозчинних солей в ґрунтових розчинах не повинна перевищувати 5-6 г/л. Гранично допустимий вміст солей залежно від типу засолення ґрунту наведено в табл. 3.68. За рахунок промивок, дренажу, вегетаційних поливів та інших заходів необхідно забезпечити зниження вмісту шкідливих солей у кореневмісному шарі до наведених значень.

Промивні норми, розраховані за формулою В.Р.Волобуєва, відповідають величинам, наведеним у табл. 3.69.

Важливим етапом у дослідженні солонців і солонцевого процесу стали роботи К.К.Гедройця у 1912-1928 рр. Відповідно з його загальновідомої концепції солонці є похідними засоленних ґрунтів, а головним чинником пептизації і виникнення несприятливих властивостей цих ґрунтів є натрій, який з водорозчинних солей надходить до ГВК.

Таблиця 3.66 – Величина коефіцієнтів n_1, n_2, n_3 для розрахунку норми промивки (В.А.Ковда, 1947)

Механічний склад	n_1	Глибина залягання рівня підґрунтових вод, м	n_2	Мінералізація підґрунтових вод	n_3
Пісок	0,5	>7 – 10	1	Мала і середня	1,0
Суглинок	1,2	5	1,5	Сильна	2,0
Гліна	2,0	1,5 – 2,0	3	Розсоли	3,0

Таблиця 3.67 – Значення показника солевіддачі «а» в залежності від типу засолення і механічного складу ґрунтів, що підлягають промиванню (В.Р.Волобуєв, 1975)

Ступінь засолення	Тип засолення			
	хлоридний	сульфатно-хлоридний	хлоридно-сульфатний	сульфатний
Піщаний, супіщаний	0,62	0,72	0,82	1,18
Суглинковий	0,92	1,02	1,12	1,41
Легкоглинковий	1,22	1,32	1,42	178
Середньо і важко глинистий	1,80	1,90	2,10	2,40
Злиті глини	2,70	2,80	3,00	3,80

Пептизуюча дія обмінного натрію на ґрунтові колоїди відбувається в умовах низького вмісту водорозчинних солей. Схема його еволюції при розсоленні ґрунту в найпростішій формі виглядає так:

Натрієвий солончак → солонець → солодь

При цьому допускається часткове руйнування колоїдів та їх переміщення вниз за профілем ґрунту. З огляду на це, при визначенні умов формування солонців у певний період почали зважати на кількість і склад ґрунтових солей та характер їх переміщення в ґрунті. К.Д.Глінка (1927) припускав можливість утворення солонця за багаторазового повторення циклів засолення ґрунту в процесі підняття мінералізованих підґрунтових вод і верховодки та наступного розсолення верхніх горизонтів атмосферними опадами.

Таблиця 3.68 – Верхня межа допустимого вмісту солей у ґрунті залежно від типу засолення, % на суху наважку (за даними аналізу водної витяжки, ґрунт: розчин 1:5)

Параметри	Тип засолення						
	хлоридний	Сульфатно-хлоридний	Хлоридно-сульфатний	сульфатний	Союво-хлоридний, хлоридно-содовий	Союво-сульфатний, сульфатно-содовий	Сульфатно-гідрокарбонатний
Загальний вміст солей (сухий залишок)	0,15	0,20	0,4(1,2)*	0,6(1,2)*	0,20	0,25	0,40
Сума токсичних солей	0,10	0,12	0,25	0,30	0,15	0,25	0,30
Токсичний сульфат-іон	0,02	0,04	0,11	0,14	-	0,07	0,10
Хлор-іон	0,03	0,03	0,03	0,03	0,02	-	0,03
Рухомий натрій-іон	0,046	0,046	0,046	0,046	0,046	0,046	0,046
Гідрокарбонат-іон	0,08	0,08	0,08	0,08	0,10	0,10	0,10
pH у суспензії 1:2,5	8,3	8,3	8,3	8,3	8,5	8,5	8,5
Увібранні натрії	У високогумусних та малогумусних ґрунтах верхня межа не повинна перевищувати відповідно 10 і 5% від суми катіонів						

* Цифри без дужок відповідають вмісту гіпсу в ґрунтах до 0,5%, у дужках - понад 0,5%.

Пізніше В.А.Ковдою (1939) була обґрунтована роль у розвитку і підтриманні солонцевих властивостей ґрунту постійного зв'язку ґрунтового профілю з ґрунтовими водами, вказано на необхідність використання даного критерію в класифікації солонців.

Доведено можливість формування високої бікарбонатної лужності при невеликій загальній засоленості солонцевого (ставпчастого) горизонту. Лужна реакція ґрунтового розчину в цьому горизонті крім обмінного натрію та соди, зумовлюється також гуматами, силікатами та алюмінатами лугів. Останні в присутності вуглекислого газу, який входить до складу ґрунтового повітря, випадають в осад з утворенням гідрокарбонату натрію (Ковда, 1939).

Тривалий час єдиною причиною утворення солонців вважався саме обмінний натрій. Ця точка зору переважає й зараз, щоправда, трактування механізму диспергації ґрунту під впливом Na^+ дещо змінилося.

Крім того, в зв'язку з поширенням ґрунтів, які мають типовий солонцевий профіль, але порівняно невелику кількість обмінного натрію (<10-20% від ємності вбирання) значну частку (до 40-60%) обмінного

Таблиця 3.69 – Промивні норми залежно від механічного складу, типу і ступеня засолення ґрунтів (В.Р.Волобуєв, 1975)

Вміст солей в розрахунковому шарі до початку промивки, % від маси сухого ґрунту	Промивна норма залежно від типу засолення, м ³ /га			
	хлоридний	сульфатно-хлоридний	хлоридно-сульфатний	сульфатний
Піщані та супіщані ґрунти				
0,5-1,0	4500	4000	3500	-
1,0-2,0	6500	6000	5500	4000
2,0-3,0	7500	7000	6500	5000
3,0-4,0	8500	8000	7500	7000
Суглинкові ґрунти				
0,2-0,5	4000	4000	1000	-
0,5-1,0	6500	5500	4000	-
1,0-2,0	9500	8500	7500	4500
2,0-3,0	11000	10000	9500	7000
3,0-4,0	12000	11500	11000	9000
Глинисті ґрунти з низькою водовіддачею				
0,2-0,5	7000	4000	2500	-
0,5-1,0	12500	10000	7000	-
1,0-2,0	18000	15500	15000	7000
2,0-3,0	21500	19000	19000	12000
3,0-4,0	23000	21500	21000	14500

магнію, стало актуальним питання вивчення впливу магнію на утворення солонцевого горизонту (Гедройц, 1955; Розов, 1932; Сушко, 1933; Усов, 1937).

Вказувалось на те, що певні властивості ґрунтів при насиченні ГВК обмінним магнієм набувають проміжних значень між натрій- і кальцій-насиченими ґрунтами, а також на те, що ґрунти що містять недостатню для осолонцювання кількість обмінно-увібраного натрію, відзначаються чітко вираженою солонцюватістю за рахунок підвищеного вмісту магнію (Сторов В.В., 1967). У багатьох випадках вважалося що магній впливає на ґрунт подібно до кальцію. Саме з огляду на це магнієві солонці були названі «залишковими».

Існує також переконання (Панов Н.П, 1972, Михайличенко В.Н., 1979, Муха В.Д. та інші, 1979), що обмінний магній посилює пептизуючу дію натрію. Зрештою, безперечним є те, що за багатьма ознаками магнієві, або малонатрієві солонці та солонцюваті ґрунти досить відмінні від аналогічних багатонатрієвих ґрунтових об'єктів, і головне в цій різниці – специфічна дія магнію, який по аналогії з натрієм викликає необхідність поповнення ґрунтів активним кальцієм (Минкин М.Б., Калиниченко В.П., Садименко П.А, 1986).

Важливим етапом у розвитку поглядів на природу солонцевого процесу стали уявлення про можливість безпосереднього утворення солонців (без стадії солончаків) при засоленні ґрунту содовими підґрунтовими водами (Ковда В.А, 1946, Базилевич Н.І, 1953) та ймовірне утворення соди у відновному середовищі в присутності органічної речовини внаслідок сульфат редукуючої діяльності мікробіоти (Антипов-Каратаєв І.Н.,1953, Самбур Г.М., Власюк П.А., 1964). Досліджено також можливість утворення й акумуляції аморфної кремнекислоти в солонцевому горизонті.

В теперішній час сформульована роль у солонцевому процесі гідрофільних колоїдів (Михайличенко В.Н., 1979). Встановлено, що взаємодія розчинів натрієвих солей з ГВК на натрієвій (активній) стадії соленеутворення полягає не тільки у збільшенні обмінного натрію чи зменшенні електростатичної стійкості колоїдів, а й у виділенні в розчин високомолекулярних натрієвих сполук полімерної кремнекислоти, гумінатів, алюмінатів натрію тощо.

Разом з натрієвими солями алюмоферрігумусових кислот вони утворюють складний комплекс – гідрофільну плазму. Остання, адсорбуючись на поверхні гідрофобних колоїдних частинок (міцел), утворює структуровану квазікристалічну оболонку, яка виконує роль структурно-механічного бар'єру і перешкоджає зближенню міцел. Очевидно, саме це й визначає початок процесу пептизації колоїдів і наступну його стабілізацію. Крім того, структурована гідрофільна оболонка може утворюватися безпосередньо на колоїдній міцелі внаслідок іонізації поверхні в лужному середовищі (Михайличенко В.Н. 1979).

При цьому характерним є те, що гідрофільна плазма утворюється виключно в присутності натрієвих солей, а магнієві солонці в природі можливі тільки завдяки тому, що Mg^{2+} не повністю переводить в осад гідрофільну плазму, яка виникає незалежно від нього.

Класифікація солонців наведена у табл. 3.70.

Солонцевий процес – це комплекс взаємопов'язаних явищ, зумовлений певним поєднанням кількості обмінного натрію в ґрунтовому вбирному комплексі із загальною концентрацією, хімічним складом та співвідношенням солей у ґрунтовому розчині. Найхарактернішими явищами в цьому комплексі є пептизованість мулу і колоїдів, високі показники лужності ґрунтового розчину (в першу чергу завдяки наявності соди) і розчинності гумусових речовин. Розвиток цих явищ призводить до формування специфічного ґрунтового профілю елювіально-ілювіального типу (за мулом, півтораоксидами, ЄКО). Залежно від вологості ґрунтової маси проявляються також специфічні фізичні властивості, а саме: високі пластичність, липкість, набрякання, відсутність водостійкості і структури, вкрай низька водопроникність у вологому стані і висока щільність при висиханні ґрунту.

Таблиця 3.70 – Класифікація солонців

Тип	Підтип	Рід	Вид
	Чорноземні	<i>За глибиною засолення:</i> солончакові: легкорозчинні солі на глибині 0-30 см; Високосолончакові - 30-50 см; Солончакові - 50-100 см; Глибocosолончакуваті - 100-150 см; Несолончакуваті (глибоко засолені) 150-200 см.	<i>За глибиною залягання солонцевого горизонту (НІ):</i> Кіркові з глибини - 1-2 см; Мілкі - 3-5 см; Середні - 5-15 см; Глибокі > 15 см.
	Зональні		
	Каштанові		
Степові	Лучно-чорноземні	<i>За ступенем засолення:</i> солонці - солончаки сильнозасолені, середньозасолені, слабкозасолені, незасолені (зустрічаються рідко)	<i>За вмістом увібраного натрію у солонцевому горизонті (НІ):</i> Малонатрієві - до 10% Середньонатрієві - 10-25% Багатонатрієві >25%.
Лучно-степові	Лучно-каштанові		
Лучні	Чорпоземно-лучні		
Літогенні	Каштаново-лучні	<i>За типом засолення:</i> Содові Змішані: содово-сульфатні, содово-хлоридно-сульфатні; Нейтральні: сульфатно-хлоридні, хлоридно-сульфатні	<i>За структурою солонцевого горизонту (НІ):</i> Стовпчасті Горіхуваті Призматичні Брилісті
Чорноземні	Азональні	<i>За глибиною залягання карбонатів гіпсу:</i> Висококарбонатні - вище 40 см; Глибококарбонатні - нижче 40 см; Високогіпсові - вище 40 см; Глибокогіпсові - нижче 40 см.	<i>За ступенем осолодіння:</i> Слабоосолоділі - горизонт Egl відсутній Середньоосолоділі Egl<HEgl Сильноосолоділі Egl>HEgl
Алювіально-лучні	Літогенні		
	Чорноземні		
	Модальні осолоділі		

3.6.12. Сучасна концепція меліорації солонцевих ґрунтів*

*Викладено за С.А.Балюком, А.В.Новіковою, Н.Ю.Гавриловичем - «Солонцеві ґрунти» в кн.: Ресурсозберігаючі технології хімічної меліорації ґрунтів в умовах земельної реформи - Київ, 2000»

Меліорація солонцевих ґрунтів – важлива складова частина адаптивно-ландшафтного землеробства, яке забезпечує створення високопродуктивних екологічно збалансованих агроландшафтів. Її мета, як і при загальноприйнятих способах меліорації є витіснення обмінного натрію з ГВК і заміна його кальцієм, що докорінно поліпшує агрофізичні властивості солонців та підвищує їх продуктивність.

Сучасна концепція меліорації солонцевих ґрунтів розроблена вченими

Інституту ґрунтознавства і агрохімії ім. О.Н.Соколовського УААН (С.А.Балюк, А.В.Новікова, Н.Ю.Гаврилович, 2000) і передбачає диференціацію заходів меліорації та систем землеробства з урахуванням ступеня солонцюватості складу, властивостей і генезису солонцевих ґрунтів та придатності їх до меліоративного поліпшення.

Виділено 5 груп солонцевих земель, які потребують відповідних меліоративних заходів та різних систем їх використання (табл. 3.71).

До найбільш родючих серед солонцевих ґрунтів (1 група) увійшли чорноземи південні залишково солонцюваті і темно-каштанові ґрунти в комплексі з солонцями (до 10%). Ця категорія солонцевих земель не потребує корінної меліорації. На таких землях необхідне застосування пристосованих агротехнічних прийомів підвищення їх родючості: внесення органічних і мінеральних добрив, вологонагромаджувальних заходів, при можливості зрощення, підбору солонцестійких культур. Ці ґрунти доцільно використовувати під вимогливі до родючості культури у польових зерно-паропросапних сівозмінах.

Землі другої категорії, характеризуються доброю здатністю до само-меліорації при застосуванні плантажної оранки. Це солонцеві ґрунти Херсонського і Кримського Присивашся - степові і лучно-степові комплекси лучно-каштанових і темно-каштанових солонцюватих ґрунтів у комплексі з солонцями солончакуватими (до 25%) з неглибоким (40-50 см) заляганням карбонатів.

На плантажованих солонцевих ґрунтах, завдяки вивертанню природного підґрунтя з високим вмістом кальцієвих сполук, потреба в гіпсуванні відпадає. Самомеліорація – захід довготривалої дії (10-15 і більше років), що істотно поліпшує агрофізичні властивості ґрунтів, забезпечує накопичення в ґрунті додаткової вологи, знижує забур'яненість. На таких землях, для попередження процесів дефляції, доцільно застосовувати ґрунтозахисні енерго- і вологозберігаючі технології вирощування сільськогосподарських культур засновані на застосуванні системи плоскорізного і мінімального обробітку.

Для попередження екологічних наслідків при плантажній оранці слід враховувати глибину залягання та вміст карбонатів. На лучно-степових солонцевих ґрунтах з глибоким заляганням карбонатів (понад 50 см) необхідна хімічна меліорація за рахунок внесення меліорантів, що містять кальцій з еколого-токсикологічною їх оцінкою. Меліоровані землі цієї групи можна використовувати в польових, кормових або рисово-люцернових сівозмінах.

Незначною піддатливістю до хімічної меліорації і середньою до плантажної оранки характеризуються ґрунти, розвинені на сильно засолених третинних глинах Керченського півострова (3 група земель). Ґрунти цієї групи внаслідок несприятливих агрофізичних властивостей і можливості реставрації осолонцюваності через високу засоленість

Таблиця 3.71 – Типологія солонцевих ґрунтів за їх агроекологічною оцінкою і придатністю до меліорації

Категорія земель	Ґрунти, умови їх розвитку та генезису	Рекомендовані способи меліорації	Ступінь придатності до меліорації	Сільсько-господарське використання
1. Найбільш висока	Степові і лучно-степові комплекси: чорноземи південні залишково солонцюваті, темно-каштанові залишково солонцюваті, такі ж ґрунти з плямами солонців до 10%. Ґрунти розсолені, із слабкою фізичною солонцюватістю.	Не потребують корінної меліорації. Потрібні агротехнічні заходи: внесення добрив, підбір солонцестійких культур.		Польові і кормові сівозміни
2. Висока	Степові і лучно-степові солонцеві комплекси: темно-каштанові та лучно-каштанові солонцюваті, солонці солончакуваті. Підґрунтові води на глибині 3-7 м й нижче 7 м. Переважають процеси розсолонцювання. Карбонатний горизонт залягає близько до поверхні (40-50 см).	Плантажна оранка на глибину 60 см.	Добра	Польові, кормові та рисово-люцернові сівозміни
3. Задовільна	Степові солонцеві комплекси на третинних глинах (Керченський півострів): чорноземи солонцюваті та солонці на третинних глинах.	Хімічна меліорація. Плантажна оранка на глибину 60 см.	Слабка. Середня.	Польові сівозміни, а при наявності плям солонців понад 30% - поліпшені сінокоси та пасовища
4. Низька	Лучно-чорноземні, глибоко солонцюваті ґрунти, солонці солончакуваті та солончакові (Лісостеп) та каштаново-лучні і лучно-каштанові солонцюваті (в комплексі з солонцями). Характерна підвищена гідроморфність (ґрунтові води на глибині 2,5-3 м), сильна солонцюватість.	Хімічна меліорація. Фітомеліорація	Дуже погана	Польові кормові сівозміни, а при наявності плям солонців більш 30% - поліпшені сінокоси та пасовища, посів соле- та солонцестійких культур
5. Дуже низька (кризова)	Лучні солонцюваті та лучно-болотні ґрунти Полісся і Лісостепу: лучні і лучно-чорноземні поверхнево-солонцюваті содово-солончакуваті, лучні солонці, содово-солончакуваті. Підґрунтові води залягають на глибині 1-2 м, содовий хімізм - сильно виражене оглешення.	Фітомеліорація		Поліпшені сінокоси та пасовища, виведення із ріллі.

грунтотворних порід мало піддаються меліоративному поліпшенню.

Вони можуть бути обмежено придатні для сільськогосподарського використання в меліоративних польових і кормових сівозмінах. Земельні масиви з великою комплексністю (плями солонців займають 25-30% і більше) доцільно використовувати під сіножаті і пасовища.

Дуже важко піддаються меліорації лучно-чорноземні і лучно-каштанові ґрунти та їх комплекси з солонцями солончакуватими й солончаковими (5 група земель). Ці ґрунти обмежено придатні для сільськогосподарського використання. На солонцевих комплексах з плямами солонців до 25% ефективна хімічна меліорація, після якої ці землі можна використовувати для вирощування польових і кормових культур. При наявності плям солонців (25-50%) дану групу земель краще відводити під сінокоси та пасовища. Покращення їх продуктивності можливе за рахунок фітомеліорації – підбору рослин, які адаптовані до несприятливих агрономічних властивостей солонцевих ґрунтів.

Рослинність, яка здатна окультурити і підвищити родючість солонцевих ґрунтів має володіти соле- та солонцестійкістю, а при недостатньому зволоженні посухостійкістю. Меліоративний вплив рослин з переорієнтацією ґрунтотворення в бік розсолонення і розсолонцювання, багатогранний.

Добре розвинена рослинність виключає фізичне випаровування з поверхні ґрунту, знижує рівень залягання підґрунтових вод і послаблює капілярне переміщення солей у верхні шари ґрунту. Кореневі кислі виділення в процесі життєдіяльності рослин в обмін на елементи живлення підкислюють ґрунтове середовище. Фітомеліоранти зменшують вміст обмінного натрію і активізують мікробіологічні процеси завдяки збагаченню ґрунтів органічними речовинами. Меліоруючий ефект рослин проявляється тільки за ретельного підбору культур і оптимальних технологій їх вирощування.

П'ята група земель, до яких належать лучно-чорноземні і лучні солонцеві ґрунти та їх комплекси з солонцями солончакуватими й солончаковими практично не піддається звичайним заходам меліорації. Докорінне їх поліпшення можливе тільки при проведенні комплексних високотратних заходів, таких, як дренаж, внесення хімічних меліорантів, органічних і мінеральних добрив, посів соле- та солонцестійких культур. З економічного і екологічного поглядів ці землі краще використовувати як природні кормові угіддя. Солонцеві землі, які помилково були розорані і мають дуже низьку продуктивність, рекомендується використовувати під залуження соле- та солонцестійкими травами або трансформувати в екологічностабілізуючі угіддя.

Важливим принципом сучасної концепції меліорації солонцевих ґрунтів є ресурсо- і енергозбереження. Це досягається наступними заходами:

– пріоритетним проведенням хімічної меліорації на більш родючих солонцевих ґрунтах, які добре піддаються меліоративному поліпшенню (1-3 групи солонцевих земель), оскільки мають вищу біопродуктивність;

– використанням для хімічної меліорації відходів промисловості (фосфогіпс, дефекат, вапняк, сірчаноокисле залізо тощо.) з екологічно-токсикологічною їх оцінкою. При цьому землекористувач не несе витрат на їх виробництво, а тільки на транспортування і внесення, а отже енергоємність прийомів зменшується. Це сприяє утилізації цих відходів і охороні довкілля;

– внесення хімічних меліорантів разом з поливною водою, використання малих доз гіпсу (2-4 ц/га) в рядки при посіві, а також вибіркове гіпсування плям солонців на землях з комплексністю до 30%;

– економічно та екологічно виправданою дозою фосфогіпсу (гіпсу) є: для солонців Лісостепу – 8-10 т/га, для лучно-чорноземних солонцюватих ґрунтів – 3-4 т/га, для солонцюватих ґрунтів Степу – 4-6 т/га.

Використання меліорованих різними методами солонцевих ґрунтів і солонців можливе тільки на фоні застосування супутніх агротехнічних заходів: відповідних сівозмін, систем обробітку ґрунту, вологонакопичувальних прийомів, внесення органічних і мінеральних добрив, боротьби з бур'янами, хворобами і шкідниками рослин.

Важливим принципом ресурсозберігаючої технології хімічної меліорації солонцевих ґрунтів є адаптація меліоративних заходів до різних категорій господарств (с/г підприємств, фермерських господарств), виробничо-ресурсного потенціалу і рівня інтенсифікації виробництва.

Для оцінки еколого-меліоративного стану солонцевих ґрунтів, вченими Інституту ґрунтознавства та агрохімії ім. О.Н.Соколовського, пропонується комплекс інтегрованих меліоративних показників, які забезпечують необхідну інформацію про стан родючості солонцевих ґрунтів, вибір заходів його поліпшення шляхом усунення або зміни лімітуючих параметрів властивостей і режимів та через спеціалізацію господарства (табл. 3.72).

Якщо спеціалізація господарства склалася, а в процесі обстеження ґрунтів виявлено її невідповідність існуючому еколого-меліоративному стану, постає необхідність в її корегуванні.

Враховуючи, що одним з основних джерел засолення ґрунтів є неглибоко залягаючі мінералізовані підґрунтові води – їх рівень необхідно підтримувати на глибині, близькій до критичної. Необхідно створити

Таблиця 3.72 – Параметри показників агрономічної оцінки солонцевих Ґрунтів України (Інститут ґрунтознавства та агрохімії ім. О.Н.Соколовського, 2000)

Показники	Ступінь прояву	Параметри оцінки	
		Чорноземна зона	Темно-каштанова зона
1	2	3	4
Обмінний натрій, % від смності катіонного обміну	Несолонцюваті Слабосолонцювал Середньосолонцювал Дуже солонцювал Солонці	<5 5-10 10-15 15-20 >20	<3 3-5 5-10 10-15 >15
aNa/aCa	Несолонцюваті Слабосолонцювал Середньосолонцювал Дуже солонцюваті Солонці	<1 1-3 3-5 5-7 >7	<1 1-3 3-5 5-7 >7
Ступінь Ілювійованості профілю, %	Несолонцюваті Слабосолонцювал Середньосолонцювал Дуже солонцювал Солонці	Відсутня	<3,8 3,8-11,5 11,5-19,2 19,2-26,9 >26,9
Допоглинання кальцію (увібралось кальцію мг-екв/100 г ґрунту)	Низьке Середнє Сильне	-	1-3 3-5 >5
Глибина залягання сольового горизонту, см	Високосолончакуваті Солончакуваті Глибоко солончакуваті Незасолені	5-30 30-80 80-150 >150	5-30 30-80 80-150 >150
Ступінь засолення, %	Незасолені Слабозасолені Середньозасолені Дуже засолені Солончаки	<0,15 0,15-0,2 0,2-0,4 0,4-0,6 >0,6	<0,2 0,2-0,4 0,4-0,6 0,6-0,9 >0,9
Кислотно-лужна рівновага	Нейтральна Слабо лужна Лужна Дуже лужна	6,0-7,0 7,0-7,5 7,5-8,0 >8,0	6,0-7,0 7,0-7,5 7,5-8,0 >8,0
Ступінь гідроморфізму (глибина залягання підґрунтових вод, м)	Заболочені Слабозаболочені Напів гідроморфні Автоморфні	1-2 2-3 3-5 >5	1-2 2-3 3-5 >5

Продовження табл. 3.72

1	2	3	4
Глибина знаходження карбональ, см	Неглибока Глибока	40-50 >50	40- 50 >50
Щільність ґрунту, г/см ³	Низька Середня Підвищена Висока	0,9-1,1 1,1-1,35 1,35-1,50 >1,50	0,9-1,1 1,1-1,35 1,35-1,50 >1,50
Загальна пористість, % від об'єму	Дуже низька Низька Середня Висока Дуже висока	<15 15-30 30-40 40-50 >50	
Запаси мінеральних форм азоту, к/га в шарі ґрунту 0-25 см	Дуже низькі Низькі Середні Підвищені Високі Дуже високі	<30 30-40 40-50 50-70 70-100 >100	

умови щоб водообмін ґрунту з підґрунтовими водами за вегетаційний період був від'ємним і були відсутні висхідні потоки води в зоні аерації.

Критична глибина залягання підґрунтових вод для ґрунтів на лесових породах залежно від ступеня їх мінералізації, за А.М.Костяковим становить:

Мінералізація	Критична глибина, м
>3	1,7-2,2
3-5	2,2-3,0
5-7	3,0-3,5

На важких ґрунтах критична глибина на 20% більша, ніж наведені дані. Залежно від кліматичних умов місцевості критичну глибину залягання підґрунтових вод ($H_{кр}$, см) можна розраховувати за формулою В.А.Ковди:

$$H_{кр} = 170 + 8t^{\circ}, \quad (3.4)$$

де t° - середньорічна температура повітря $^{\circ}\text{C}$.

3.6.13. Визначення ступеня солонцюватості ґрунтів і доз гіпсу

Вирішуючи питання хімічної меліорації солонців і солонцюватих ґрунтів, зажливо встановити величину *ступеня їх солонцюватості* – показник, що відображає в якій мірі ГВК насичений обмінним натрієм. Ступінь солонцюватості розраховують за формулою:

$$A = a \cdot 100 / E_o, \quad (3.5)$$

де A – ступінь солонцюватості, % від ЄКО; a – вміст обмінного натрію, E_o – місткість катіонного обміну, мг-екв на 100 г ґрунту; 100 – коефіцієнт для перерахунку в проценти.

Згідно з класифікацією Антипова-Каратаєва, залежно від вмісту увібраного натрію в орному шарі (% від ЄКО) солонцеві ґрунти поділяються на 5 груп (табл. 3.73).

Таблиця 3.73 – Класифікація солонцевих ґрунтів за Антиповим-Каратаєвим

Ступінь солонцюватості ґрунту	Вміст обмінного натрію, % від ЄКО
Несолонцюватий	<5
Слабосолонцюватий	5-10
Середньосолонцюватий	10-15
Дуже солонцюватий	15-20
Солонець	>20

Вченими Науково-дослідного інституту ґрунтознавства і агрохімії ім. О.Н.Соколовського УАН розроблена більш деталізована класифікація солонцевих ґрунтів України, в якій враховано особливості ґрунтово-кліматичної зони, вміст обмінного натрію, співвідношення активності іонів Na^+ і Ca^{2+} та ступінь ілювійованості ґрунтового профілю (табл. 3.74).

Таблиця 3.74 – Класифікація солонцевих ґрунтів України
(Інститут ґрунтознавства та агрохімії ім. О.Н.Соколовського, УААН 2000)

Показники	Ступінь проявлення	Параметри оцінки	
		Чорноземна зона	Темно-каштанова :
Обмінний натрій, % від ЄКО	Несолонцюваті	<5	<3
	Слабосолонцюваті	5-10	3-5
	Середньосолонцюваті	10-15	5-10
	Сильносолонцюваті	15-20	10-15
	Солонці	>20	>15
Співвідношення, aNa^+/aCa^{2+}	Несолонцюваті	<1	<1
	Слабосолонцюваті	1-3	1-3
	Середньосолонцюваті	3-5	3-5
	Сильносолонцюваті	5-7	5-7
	Солонці	>7	>7
Ступінь ілювіюваності профілю, %	Несолонцюваті	Відсутня	<3,8
	Слабосолонцюваті		3,8-11,5
	Середньосолонцюваті		11,5-19,2
	Сильносолонцюваті		19,2-26,9
	Солонці		>26,9

Активність іонів Na^+ і Ca^{2+} визначають потенціометрично, а ступінь солонцюватості ґрунту за ілювіюваністю профілю розраховують за даними механічного аналізу. Для розрахунків використовують формулу:

$$N = (B - A) / (A + B) \cdot 100, \quad (3.6)$$

де N – ступінь ілювіюваності профілю, %; A – вміст мулу в елювіюваному (надсолонцевому) горизонті, %; B – вміст мулу в ілювіюваному (солонцевому) горизонті, %; 100 – коефіцієнт для перерахунку в проценти. Для оцінки інтенсивності солонцевого процесу Інститутом ґрунтознавства і агрохімії УААН ім. О.Н.Соколовського запропоновано визначати співвідношення активності іонів Na^+ і Ca^{2+} у ґрунтовому розчині. За даним показником ґрунти поділяються на 6 градацій (табл. 3.75).

Гіпсування чорноземів солонцюватих проводять при вмісті увібраного натрію понад 5%, а каштанових і темно-каштанових солонцюватих ґрунтів – понад 3% від ЄКО. Розрахунки доз гіпсу здійснюють за формулами: для нейтральних ґрунтів

$$D = 0,086 (Na - 0,05 E_0) d, h, \quad (3.7)$$

для слаболужних ґрунтів

$$D = 0,086 (Na - 0,05 E_0) + (S - 0,7) d, h, \quad (3.8)$$

Таблиця 3.75 – Межі інтенсивності солонцевого процесу за співвідношенням активності іонів Na^+ і Ca^{2+} (Інститут ґрунтознавства та агрохімії ім. О.Н.Соколовського, УААН, 1994)

Інтенсивність розвитку солонцевого процесу	$a\text{Na}^+/a\text{Ca}^{2+}$
Процес не розвивається	<0,5
Розвивається дуже повільно	0,5-1,5
Розвивається повільно	1,5-3,0
Розвивається прискорено	3,0-6,0
Розвивається інтенсивно	6,0-10,0
Розвивається дуже інтенсивно	>10,0

для дуже лужних (содових) ґрунтів

$$D = 0,086 [(Na - 0,05 E_o) + (C - 0,7)] d_v h, \quad (3.9)$$

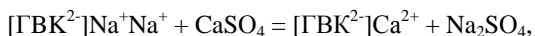
для магнезних (малонатрієвих) солонців

$$D = 0,086 [(Na - 0,1 E_o) + (Mg - 0,3 E_o)] d_v h, \quad (3.10)$$

де D – доза гіпсу ($\text{CaSO}_4 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$), т/га; Na – вміст увібраного натрію, мг-екв на 100 г ґрунту; E_o – ємність катіонного обміну, мг-екв на 100 г ґрунту; d_v – щільність ґрунту, г/см³; h – глибина меліорованого шару ґрунту, см; 0,086 – міліеквівалент гіпсу, S – вміст токсичної лужності ($\text{HCO}_3^- - \text{Ca}^{2+}$) у водній витяжці, мг-екв на 100 г ґрунту; C – вміст карбонату натрію ($\text{CO}_3^{2-} - \text{Na}^+$) у водній витяжці, мг-екв на 100 г ґрунту; Mg – вміст увібраного магнезю, мг-екв на 100 г ґрунту; на чорноземних ґрунтах застосовують коефіцієнт 0,05, а на каштанових і темно-каштанових 0,03.

Дози внесення гіпсу змінюються від 2-3 - на солонцюватих ґрунтах до 8-10 т/га і більше на солонцях. Призначення хімічної меліорації солонців і солонцюватих ґрунтів – нейтралізація лужності й заміна увібраного ГВК натрію на дво- тривалентні катіони.

Обмінна, або фізико-хімічна, вбирна здатність полягає в обміні катіонів ГВК на катіони ґрунтового розчину за схемою:



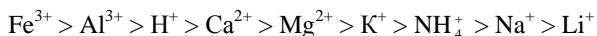
де $[\text{ГВК}^2]\text{Na}^+$, $[\text{ГВК}^2]\text{Ca}^{2+}$ – ґрунтові колоїди, що містять увібрані катіони.

Увібрані катіони знаходяться в компенсуючому шарі колоїдів, їх сума

називається *ємністю катіонного обміну (ЄКО)* і виражається в мг-екв на 100 г ґрунту. Органічні колоїди ґрунту мають ЄКО значно більшу, ніж мінеральні.

В реально існуючих ґрунтах залежно від вмісту гумусу і наявності глинистих мінералів ЄКО коливається від 50-60 (чорноземи) до 20-25 мг-екв на 100 г ґрунту (каштанові ґрунти).

Процеси обміну можливі внаслідок неоднакової енергії входження різних катіонів до ГВК. За енергією входження катіони розміщуються в наступний ряд:



За малої кількості солей Са в ґрунтовому розчині порівняно з солями На промивка викликає збільшення солонцюватості. Дво- тривалентні катіони, як добрі коагулятори, сприяють переходу ґрунтових колоїдів із стану золю в гель, тобто укрупненню ґрунтових часток, чим обумовлюють утворення водотривких агрегатів. При цьому зменшується гідратація, а отже, і здатність ґрунтів до набрякання, збільшується фільтраційна їх здатність.

3.6.14. Методи меліорації солонців і солонцюватих ґрунтів

В Україні солонці та солонцюваті ґрунти поширені в районах північного і центрального Лівобережного Лісостепу, на Донбасі, в східній частині Харківської області, Присивашші, Причорномор'ї та на Керченському півострові. Солонцевим ґрунтам притаманна висока лужність, яка у більшості випадків обумовлена наявністю в них карбонатів лужних і лужноземельних металів. Висока лужність, як і підвищена кислотність, відноситься до негативних властивостей ґрунту. Розрізняють активну і потенційну лужність.

Активна лужність обумовлена наявністю в ґрунтовому розчині гідролітично лужних солей, при дисоціації яких утворюється в значних кількостях гідроксильний іон. При характеристиці активної лужності ґрунтових розчинів розрізняють загальну лужність, лужність від нормальних карбонатів та лужність від гідрокарбонатів.

Бікарбонатна лужність – характеризується вмістом у водній витяжці бікарбонатного іону (HCO_3^-).

Карбонатна лужність - вміст у водній витяжці карбонатного іону (CO_3^{2-}).

Загальна лужність – сумарний вміст у водній витяжці іонів CO_3^{2-} і HCO_3^- .

Роздільне визначення загальної, бікарбонатної і карбонатної лужності має важливе практичне значення, оскільки лужність від нормальних карбонатів (CO_3^{2-}) чинить інтенсивний вплив на властивості ґрунтів і більш токсична для рослин.

До числа найбільш сильних основ у ґрунтах слід віднести сульфід-іони фосфат-іони і карбонат-іони, оскільки вони утворюють у ґрунті гідролітичнолужні солі (наприклад Na_2CO_3 , MgCO_3 тощо). Певну роль у створенні лужності відіграють також силікати і борати.

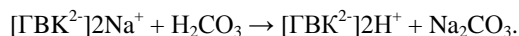
Про те, в якій мірі різні аніони впливають на рН водних розчинів, можна судити, порівнюючи їх натрієві солі. За однакової і рівної 0,1 м концентрації натрієві солі обумовлюють наступні значення рН: NaHCO_3 – 8,2; CH_3COONa – 8,7; Na_2SO_4 – 9,8; Na_2CO_3 – 11,4; Na_3PO_4 – 12,5; Na_2S – 13,0.

За рівнем активної лужності ґрунти поділяють на три групи (табл. 3.76)

Таблиця 3.76 – Рівні лужності ґрунтів

рН _{н.о}	Рівень лужності ґрунтів	Ґрунти
7,2-7,5	Слаболужні	Чорнозем південний, каштановий солонцюватий
7,6-8,5	Лужні	Солонець і солончакуваті ґрунти
>8,5	Дуже лужні	Солонець содовий, солончак

Потенційна лужність проявляється в ґрунтах, які містять увібраний натрій. При взаємодії ґрунту з вуглекислою увібраний натрій ГВК замінюється на водень і в ґрунтового розчині з'являється сода, яка створює лужне середовище:

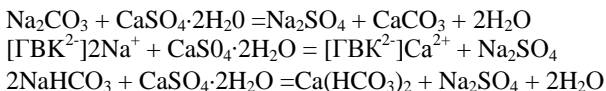


Крім того відомо, що лише за рахунок CaCO_3 величина рН ґрунтової суспензії може досягати 9,8-10, якщо суспензія ізольована від доступу CO_2 . Коли CO_2 вільно надходить з атмосфери, величина рН становить 8,2-8,3. В присутності магнезиту MgCO_3 значення рН можуть досягати 10-11.

Сильнолужна реакція несприятлива для більшості рослин. Висока лужність обумовлює низьку родючість ґрунтів, несприятливі фізичні, хімічні та біологічні їх властивості. При рН_{н.о} понад 8,5 ґрунти у зволоженому стані набрякають, набувають значної в'язкості, здатні до прилипання, стають водонепроникні, у сухому – надто тверді, зцементовані, безструктурні, зазнають тріщинуватості. На таких ґрунтах в посушливі періоди року рослини страждають від нестачі вологи, а у вологі – від нестачі повітря.

3.6.15. Взаємодія хімічних меліорантів з ґрунтом

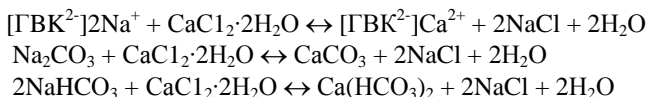
При внесенні гіпсу в ґрунт іони кальцію нейтралізують соду ґрунтового розчину і витісняють увібраний натрій з ГВК.



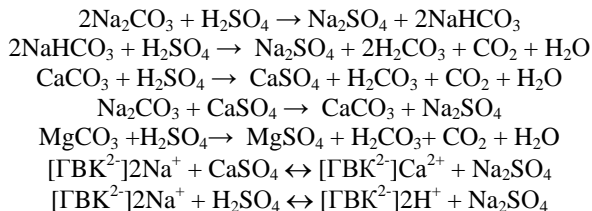
При невеликих кількостях Na_2SO_4 , що утворюється при гіпсуванні, не шкодить рослинам. При гіпсуванні багатонатрієвих солонців у ґрунті утворюється надмірна кількість Na_2SO_4 , який необхідно видаляти з кореневмісного шару промиванням. В умовах богарного землеробства цей захід можна здійснити снігозатриманням, акумуляцією поверхневого стоку (та іншими заходами, що сприяють даному процесу). При внесенні фосфогіпсу і глиногіпсу хімічні та обмінні реакції відбуваються як і з гіпсом.

Крім гіпсу, фосфогіпсу і глиногіпсу, для меліорації солонців застосовують хлористий кальцій, сірчану кислоту, сірку, залізний купорос, прит, азотну і соляну кислоти, полімерні речовини та інші меліоранти. При внесенні їх у ґрунт відбуваються реакції:

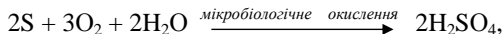
Хлористий кальцій



Сірчана кислота

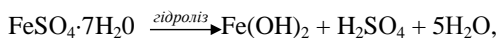


Сірка

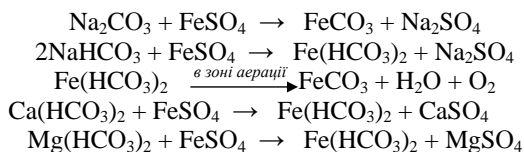


далі реакції відбуваються, як з сірчаною кислотою

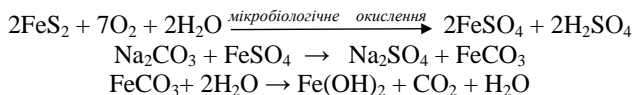
Сірчаноокисле залізо (залізний купорос)



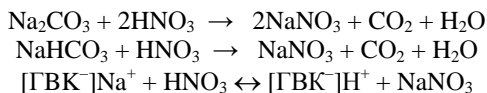
далі реакції протікають, як з сірчаною кислотою



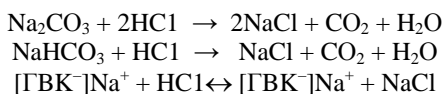
Пірит



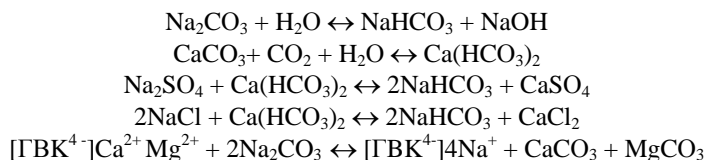
Азотна кислота



Соляна кислота



Зрошувальна вода



Хімічні реакції можуть відбуватися в той чи інший бік, тому солі натрію (Na_2SO_4 , NaHCO_3 , NaCl), які утворюються, необхідно вилучати за межі ґрунтового профілю.

3.6.16. Солоді

Солоді – це гідроморфні чи напівгідроморфні ґрунти з різко диференційованим профілем за елювіально-ілювіальним типом, з добре помітними ознаками оглеєння. Згідно з теорією К.К.Гедройця, солоді утворюються з солонців в умовах промивного водного режиму. Солонцевий горизонт зазнає деградації, з ГВК витісняється обмінний натрій, відбувається насичення його катіоном водню і формується осолоділий горизонт з кислою реакцією. В ілювіальному горизонті присутній обмінний натрій, а в нижній його частині карбонати і легкорозчинні солі. Нижче знаходиться карбонатна ґрунтоутворна порода. Всі горизонти з ознаками оглеєння.

В Україні солоді поширені в лісостеповій і степовій зонах на понижених елементах мезо- і мікрорельєфу. Зустрічаються вони, також в Сухому Степу і на Поліссі. За сучасною класифікацією (табл. 3.77), залежно від особливостей ґрунтоутворення, солоді поділяються на три підтипи: лісові, лучні та лучно- болотні.

Солоді лісові (типові) – утворюються в западинах під березовими чи березово-осиковими колками, при зімкнутій кроні і слабо розвинутому трав'яному покриві. Профіль різко диференційований за підзолистим типом. Під лісовою підстилкою Но залягає гумусово-елювіальний НЕ горизонт глибиною до 5 см, далі добре розвинутий, товщиною 10-15 см, ясний, плитчастої структури осолоділий горизонт з ознаками оглеєння Egl, під ним ілювіальний оглеєний горизонт Igl, сизий, щільний з призматичною структурою. Нижня частина цього горизонту оглеєна, сизувато-бурого забарвлення з брилисто-призматичною структурою, містить карбонати Kgl. Можливе виділення декількох таких горизонтів. Далі знаходиться оглеєна карбонатна ґрунтоутворююча порода Pkgl.

Солоді лучні (дернові) – утворюються в западинах під освітленими березовими чи березово-осиковими кілками або у пониженнях типу лиманів з добре розвинутою трав'яною рослинністю. Профіль добре диференційований. Під дерниною Hd залягає добре виразний гумусово-елювіальний НЕ горизонт глибиною 5-20 см і більше, під ним осолоділий E та ілювіальний оглеєний горизонт Ihgl, що поступово переходить в оглеєну ґрунтоутворюючу породу Pgl. Підґрунтові води застоюються на глибині 1,5-3 м, змінюючи свій рівень за сезонами року.

Солоді лучно-болотні (торфуваті) – приурочені до понижених слабо дренажованих ділянок з лучною і болотною рослинністю, довгостроковим (понад 30 днів) застоюванням підґрунтових вод у вегетаційний період.

Таблиця 3.77 – Класифікація солодей

Підтип	Рід	Вид
Лісові (типові) Лучні (дернові) Лучно-болотні (торфуваті)	Модальні, безкарбонатні, солончакуваті	<p>За глибиною осолодіння товщина горизонтів HE-Eg1, см мілкі <10, середні 10-20, глибокі >20</p> <p>За товщиною гумусово-елювіального шару (HE), см: дернинні <5, мілководернові 5-10, середньодернові 10-20, глибоководернові >20</p> <p>За вмістом гумусу, %: світлі <3, сірі 3-6, темні >6</p>

Профіль диференційований, складається з оторфованої дернини Hd, шару торфу Tgl, оглеєних гумусово-елювіального Heg1, осолоділого Ehgl глибиною до 20 см і більше, перехідного Phigl і ґрунтоутворюючої породи Pgl.

Роди в підтипах солодей виділяють за характером розподілу карбонатів і легкорозчинних солей:

- модальні – описані при характеристиці підтипів;
- безкарбонатні (вилуговані) – у профілі карбонати відсутні;
- солончакуваті – містять 0,3% і більше водорозчинних солей на глибині 30-80 см.

Контрольні питання

1. Охарактеризуйте умови ґрунтоутворення та райони поширення засолених ґрунтів в Україні.
2. Яку роль в процесах засолення ґрунтів відіграє галофітна рослинність?
3. Охарактеризуйте джерела, походження і шляхи засолення ґрунтів.
4. Дайте характеристику складу та властивостям солей.
5. Охарактеризуйте солончаки, їх властивості та класифікацію.
6. Дайте характеристику солодам.
7. Використання та методи меліорації солонців та солонцюватих ґрунтів.

3.7. ҐРУНТИ КАРПАТСЬКОЇ ГІРСЬКОЇ ОБЛАСТІ (ПРОВІНЦІЇ)

3.7.1. Фактори та умови ґрунтоутворення

Українські східні Карпати розташовані у південно-західній частині країни, мають протяжність понад 200 км, ширину близько 100 км і займають площу понад 30 тис. км². За А.М.Туренком (1980), Карпатська гірська провінція становить єдину систему, що включає гірську частину, закарпатську низовину і передкарпатську рівнину (рис. 3.20). Територія Українських Карпат характеризується особливим рельєфом і яскраво вираженою вертикальною зональністю клімату, рослинності і ґрунтового покриву.

Ґрунтоутворними породами у Карпатах є продукти вивітрювання твердих осадових, магматичних і метаморфічних порід. Найбільше поширені пісковики і глинисті сланці – так званий карпатський фліш. У південній частині ґрунтоутворення відбувається на андезитах, туфах та інших породах вулканічного походження, перевідкладених у формі алювію і делювію, збагачених щебенем і камінням, кількість яких збільшується з підвищенням гір.

У Передкарпатті серед ґрунтоутворних порід переважають делювіальні безкарбонатні лесоподібні суглинки. На молодих терасах рік поширені давні алювіальні суглинки, підстелені пісками і галечниковими відкладеннями. В заплавах річок поширені сучасні наноси пісків, супісків і суглинків, підстелених гальковими відкладеннями. У Закарпатті ґрунтоутворення відбувається на делювіально-елювіальних важко суглинкових наносах, позбавлених щебеню, а також на алювіальних наносах і суглинках, що покривають піски та галькові породи.

Клімат Карпатських гір, Передкарпаття і низинного Закарпаття формується під впливом атлантичних і континентальних повітряних мас. Він характеризується високими (понад 1,0) коефіцієнтами зволоження і добре виявленими особливостями залежно від абсолютних висот над рівнем моря та напрямів гірських хребтів. Так, південно-західний схил і Закарпатська низовина більшою мірою зазнають впливу теплих вологих атлантичних повітряних мас, а північно-східний схил і Прикарпаття є під впливом Східноєвропейського і Азіатського континентів.

Загалом клімат у Карпатах вологий і надлишково вологий. Проте за термічним режимом і гідротермічними умовами ґрунтоутворення в межах Українських Карпат і прилеглих рівнинних територій виділяють декілька вертикальних зон (табл. 3.78).



Рис. 3.20. Схематичний розріз Українських Карпат (за А.М.Туренком, 1980)

Таблиця 3.78 – Теплозабезпеченість і зволоженість вертикальних зон Українських Карпат (Згідно з І.М.Гоголевим, 1986)

Вертикальна зона, район, пояс	Кліматичні показники, рік		
	t > 10°C	Опади, мм	Коефіцієнт зволоження
<i>Закарпатська низовина, тепла, волога</i>	2800-3000	700	1,0-1,3
<i>Закарпатське передгір'я, тепле, надлишково вологе</i>	2600-2800	800	1,3
<i>Передкарпаття</i>			
помірно теплий, надлишково вологий	2200-2500	700-800	>1,3
теплий, вологий	2500-2800	600-700	1,0-1,1
<i>Гірсько-лісова зона, надлишково волога</i>			
низькогірський помірний (450-750 м)	1800-2200	800-1000	>1,3
середньогірський прохолодний (750-950 м)	1400-1800	1000-1200	>1,3
помірно холодний (950-1500 м)	1000-1400	1200-1600	>1,3
холодний (вище 1500 м)	600-1000	1200-1600	>1,3

Зміна кліматичних умов залежно від висоти місцевості обумовлює вертикальну зональність рослинного покриву. На передгірних рівнинах Передкарпаття поширені широколистяні ліси з дуба, бука, граба, іноді з домішкою смереки. У низькогір'ї ростуть мішані листяні (дубово-грабово-букові) ліси у середньогір'ї – мішані листяно-шпилькові (ялинкові) ліси. На полонинах поширені високогірські луки, а на окремих масивах ялівцеві чагарники, ялинове рідколісся, зелено-вільхове й соснове криволісся. В передгір'ях Закарпаття збереглися переважно дубові ліси, а на вищих горбах – букові.

3.7.2. Генезис ґрунтів

Вертикальна зміна кліматичних умов, рослинності, ґрунтоутворних порід і рельєфу у Карпатській гірській провінції призводить до змін ґрунтоутворення. Найбільшого поширення тут набув буроземний процес, який найяскравіше проявляється під лісовою рослинністю на схилах понад 20°. За таких умов при боковому внутрішньоґрунтовому стоці вологи утворюється велика кількість алюмо-залізо-гумусових комплексів, які рухаючись в ґрунті під нахилом зосереджуються головним чином у верхніх горизонтах. Боковий тип міграції створює у ґрунтовій товщі крутосхилів проточно-наскрізний транзит органічних речовин, заліза, тонкодисперсних частинок та інших речовин. Ущільнення і зменшення водопроникності ослаблює надходження вглиб ґрунтової товщі водорозчинних речовин. Тому органо-мінеральні комплекси утворюються і нагромаджуються у верхній частині ґрунту, надаючи їй горизонтам буре забарвлення, яке слабшає з глибиною. Біогенні кальцій і магній при проточно-наскрізному транзиті кислих водорозчинних речовин у верхніх горизонтах ґрунту слабо взаємодіють з бурими гуміновими кислотами. Потрапляючи у розчин, Ca^{++} і Mg^{++} нейтралізують частину фульвокислот, які агресивно впливають на мінеральну частину ґрунту і послаблюють його опідзолення.

Бурі гумінові кислоти не маючи здатності до міграції, взаємодіють з півтораоксидами, особливо заліза, утворюють стійкі органо-мінеральні комплекси і сполуки. Осаджуючись переважно у верхніх шарах ґрунту, комплекси сприяють буроземоутворенню, при якому формується типовий профіль акумулятивного типу бурих лісових ґрунтів (Н+Нр+Нр+Ph+P). Розподіл речовин у ньому носить чітко виражений недиференційований, рівномірний-акумулятивний характер.

В умовах літогенного накопичення карбонатів не весь кальцій виходить у розчин. Значна його частина вступає у більш тісний зв'язок з органічними кислотами, ніж при біогенній акумуляції, і виконує роль своєрідного містка, який зв'яже гумусові речовини з глинистими мінералами. Тому одночасно з утворенням алюмо-залізо-гумусових комплексів утворюється насичений основами кальцію профіль ґрунту (Нк+Нрк+Нрк+Phk+Рк), без ознак елювіальної диференціації.

На пологих (<20°) схилах водорозчинні речовини при низхідному просочуванні накопичуються у нижніх горизонтах ґрунту. Закисне залізо, органічні кислоти, тонкі механічні частки в умовах поперемінного анаеробіозу надходять вглиб. Верхня частина ґрунту, збіднюючись цими речовинами, освітлюється і формує білястий елювіюваний горизонт, а у нижній частині, з вмитих органо-мінеральних сполук утворюється сизо-бура оглесна ілювіювана товща. Розподіл речовин у профілі має яскраво

виражений акумулятивно-елювіально-ілювіальний характер, властивий для опідзолених ґрунтів, які формуються в умовах відновних процесів, тобто при оглеєнні. Ці процеси обумовлюють рухомість заліза, гумусу та інших речовин.

У ґрунтах на пологих схилах, при постійному виносі і вимиванні водорозчинних речовин та тонких суспензій відбувається опідзолення «через глей» (глесопідзолення). Формуються бурі лісові глейово-опідзолені ґрунти з диференційованим оглеєним профілем, ступінь глесопідзолення яких послаблюється при наростанні крутості схилів. На пологих (<5°) ввігнутих та рівних слабоспадистих (5-10°) схилах утворюються сильноглее-опідзолені ґрунти з профілем $He+Hpegl+HPigl+Phigl+Pgl$. Середньо- і слабоглееопідзолені ґрунти різновиди ґрунтів приурочені відповідно до спадистих (10-15°) і сильноспадистих (15-20°) схилів. Вони мають наступну будову профілю: $He+Hpe+Hpigl+Phigl+Pgl$ та $H(e)+Hp(e)+HP(i)+Ph(i)gl+Pgl$.

За умов літогенного накопичення кальцію і магнію у глейовій обстановці пологих (< 20°) схилів, під впливом низхідних потоків вологи відбувається винос (глесвилуговування) даних елементів з верхньої частини ґрунтового профілю. В умовах поперемінного анаеробіозу у товщі пологих схилів з окарбоначеними породами проходять ті самі процеси елювіювання, що і на кислих породах, але при наявності великої кількості кальцію. Сформований диференційований оглеєний профіль має в деяких горизонтах карбонати кальцію і магнію. Такі ґрунти, на відміну від глесопідзолених кислих бурих лісових, А.М.Туренком (1989) названі глесвилугованими. Вони займають місцезоположення, що і перші, але формуються на карбонатних або окарбоначених ґрунтоутворних породах.

За ступенем прояву процесів і залежно від розміщення на схилах різних за крутістю такі бурі лісові ґрунти поділяють на сильно-, середньо- і слабо глесвилуговані види. Вони мають таку будову профілю:

$He+Hpegl+HPigl+Phikgl+Pkggl$ (<5°, рідше 5-10°);

$He+Hpe+HPikgl+Phikgl+Pkggl$ (10-15°);

$H(e)+Hp(e)k+HP(i)k+Ph(i)kgl+Pkggl$ (< 20°).

При виположуванні рельєфу, в умовах недостатньої дренажності схилів і розвитку поперемінного анаеробіозу, буроземоутворення поєднуються з поверхневим оглеєнням і вимиванням речовин (глесопідзоленням та глесвилуговуванням). Максимального розвитку процеси виносу речовин набувають у ґрунтах за вирівняного рельєфу високих і достатньо дренажних терасових рівнин Закарпаття і Передкарпаття. Тут при глесутворенні, виносі речовин і при надходженні їх з уламковим матеріалом, знесеним з прилеглих гір, буроземоутворення носить підпорядкований характер. Формуються буро-земно-глейово-підзолисті ґрунти, які мають таку будову профілю: $HE+Eihl+Igl+IPgl+Pigl$.

На низьких терасових рівнинах з близьким заляганням

водонепроникних підстилаючих порід постійне надходження уламкового матеріалу зі схилів гір при глеєвих явищах сприяє розвитку алювіально-заплавних процесів. Будучи домінуючими, ці процеси також сполучаються з буроземоутворенням. За таких умов виносу водорозчинних речовин з ґрунтового профілю не відбувається завдяки поганим дренажним властивостям порід, з яких утворюються буроземно-лучні неглибокі ґрунти.

Підзолоутворення у чистому вигляді можливе лише на схилах з кам'янистими осипами. У проміжках між пухко-кам'янистими силікатними уламками осипів за умов провальної водопроникності створюються умови для виникнення і розвитку підзолистого процесу, якому передусє первинне ґрунтоутворення.

3.7.3. Буроземно-лучні ґрунти

У заплавах річок і на низьких терасах під час повеней відкладається грубоуламковий матеріал, складений з валунів, каміння, щебеню, ріні, піску. Між камінням багато пилюватих і мулуватих частинок, які створюють характерну шаруватість дрібнозему. Під різотрав'янистими і злаково-осоковими асоціаціями, на відкритому просторі або під наметом зріджених чорно- і сіровільхових лісів, заростей верби, неглибокому заляганні корінних скельних порід, винос речовин з неглибокого (5-50 см) профілю молодих алювіальних ґрунтів практично виключений. У зв'язку з чим ґрунтоутворення відбувається у напрямку накопичення речовин і утворення зернистої структури, ключовим матеріалом якої служить бурий гумат заліза.

У заплавах і на низьких терасах, як і в бурих лісових ґрунтах, відбувається утворення залізо-гумусових комплексів, які надають ґрунтовій товщі бурого забарвлення. Отже, на формування ґрунтів річкових долин, поряд із заплавними і процесами оглеєння значно впливає буроземоутворення. Це підтверджується їх бурим забарвленням, зернистою структурою, відповідним складом гумусу та реакцією середовища.

Буроземо-лучні ґрунти, проходять декілька стадій розвитку від примітивних і малорозвинутих до повнопрофільних глибоких, які відрізняються від інших ґрунтів відсутністю диференціації профілю. Примітивні та малорозвинуті ґрунти, що сформувалися на піщано-рільово-валунних алювіальних відкладеннях, характеризуються урізаним профілем (Nd+H+P, Nd+H+ P(h)+P), глибиною від 5 до 20 см.

Простори високогір'я, вкриті природною різотравно-злаковою і чагарниковою рослинністю, вище верхньої межі лісів, називають

гірськими луками або полонинами. Вони поширені на вершинах і схилах найвищих гір Карпат (Говерла, Піп Іван, Петрос, Смотрич, Сивуля, тощо) у геоморфологічних районах Чорногори, Свидовець, Горгани, Чивчини на висотах 1650-2061 м. Нижня межа розташування луків досить хвиляста, залежно від особливостей рельєфу вона нерідко опускається до 1200 м.

Рослинність гірських лук багатоярусна, у її складі різнотравно-злакові асоціації чергуються з представниками осок, ситників, лишайників і чагарників. За характером рослинності зона гірських лук поділяється на три підзони – верхню, середню і нижню.

Верхня підзона займає найвищу частину високогір'я масиву Чорногори (гори Говерла, Піп Іван, Петрос, Смотрич, Дземброня, тощо) на висотах понад 1800 м. Тут переважають чагарникові рослини, чорниця, брусниця, актея. Багато мохів (плевроцій, рітідіадельфус, дикран), лишайників (ісландський, оленячий мох), сфагнуму, різнотрав'я, злаків (білоус, щучник, вівсяниця, м'ятлик, молінія). Велика кількість мохів, лишайників і чагарників при значній кількості атмосферної вологи (> 1000 мм), низькій температурі повітря (+8-12°C у липні) і короткому вегетаційному періоді (не більше 90 днів) сприяє торфоутворенню.

Середня підзона розміщена у межах абсолютних висот 1850-1750 м, нерідко знижуючись язиками до 1400-1200 м, безпосередньо до верхньої межі лісів. Тут переважають пухко- та щільнокущеві злаки (білоус прямий, щучник дернистий, м'ятлик, вівсяниця, віхалка, мітлиця, люлінія та ін), ситники (трироздільний, альпійський), осока скельна, різнотрав'я. Немало мохів і лишайників, які густим килимом вкривають поверхню між різнотрав'янисто-злаковими рослинами. На еродованих кам'янистих схилах і осипах, цирках і карах росте стланникова сосна висотою 2-3 м, але суцільної смуги вона не утворює.

За кліматичними умовами середня підзона тепліша за верхню, краще прогрівається і більшою мірою захищена від холодних, поривчастих вітрів. Тому трав'яниста рослинність тут розвинута краще.

Нижня підзона безпосередньо межує з лісовою зоною на висотах понад 1600 м. Вона являє собою вузьку несучільну смугу ялівцевих чагарників і ялинкового рідколісся, в багатьох місцях перекриту язиками різнотравнозлакової рослинності, що вкриває крутосхили і обривисті береги руслових потоків.

Більш розвинуті буроземно-лучні ґрунти за глибиною гумусового шару (Н+НР) поділяються на неглибокі – 20-50; середньоглибокі – 50-70 і глибокі >70 см. Усі вони на певній глибині оглеєні (Нд+Н+НРgl+Phgl).

3.7.4. Бурі лісові ґрунти

Поширені в зоні низько-, середньо- та високогір'я. В зоні шпилькових (ялинових) лісів високогір'я на висотах 1250-1650 м утворилися темно-бурі лісові ґрунти. Вони містять 8-20% грубого типу («могг») гуматно-фульватного гумусу.

В зоні мішаних листяно-шпилькових (буково-ялицево-ялинових) лісів середньогір'я на висотах 600-1250 м розміщені бурі лісові ґрунти. Вміст гумусу в них 4-8% перехідного, типу «moder» характеру розкладу.

Під мішаними листяними (дубово-грабово-буковими) лісами низькогір'я на висотах 400-600 м поширені ясно-бурі лісові ґрунти. М'якого типу «mull» гумусу вони містять не більше 4%.

У складі мінеральної частини тонко-бурих лісових ґрунтів переважають оксиди заліза, а у ясно-бурих підтипів – Al_2O_3 , з чим пов'язано і забарвлення цих таксонів у темно-бурі, бурі і світлобурі тони. Класифікація бурих лісових ґрунтів наведена у табл. 3.79.

Таблиця 3.79 – Класифікація бурих лісових ґрунтів

Підтип	Род	Вид
Ясно-бурі Бурі Темно-бурі	Модальні (кислі), карбонатні (насичені), глієопідзолні, гліє-вилуговані, еродовані, намиті	Модальні, за ступенем гліє-опідзолнення, гліє-вилуговування, еродованості

3.7.5. Буроземно-глейово-підзолисті ґрунти

Поширені в зоні передгірних рівнин Передкарпаття і Закарпаття, а також у міжгірних котловинах, у межах висот 125-400 м над рівнем моря. Формуються на делювіальних безкарбонатних лесоподібних суглинках, під мішаними (переважно дубово-буковими) лісами в умовах увалисто-горбистого рельєфу при застоюно-промивному водному режимі.

Достатня дренаваність високих давніх терас сприяє активному виносу речовин. У той же час до ґрунту, за умов стійкого анаеробіозу з прилеглих гір надходить велика кількість уламкового матеріалу з речовинами, характерними для буроземів. Отже оглеєння і винос речовин (глієопідзолнення) у ґрунтового профілі відбувається під впливом буроземного процесу ґрунтоутворення.

Морфолого-генетичні відміни ґрунтів, пов'язані з характером міграції речовин і ступенем прояву процесу виносу залежно від форми поверхні та крутості терас, діагностуються за співвідношенням двох верхніх горизонтів. Буроземно глейово-підзолисті ґрунти, маючи будову профілю $HE+E_{igl}+I_{gl} +I_{pgl}+P_{igl}$, поділяються на глейово-сильно-, середньо- і слабopідзолисті види. Глейово-сильнопідзолисті види займають рівні та увігнуті ділянки терас з ухілами менше 1° . Потужність горизонту HE не перевищує E_{igl} ($HE < E_{igl}$). У глейово-середньopідзолистих ґрунтах $HE = E_{igl}$, а у слабopідзолистих $HE > E_{igl}$. Поширені такі ґрунти на терасах з переважно випуклою формою і ухілами $1-3^\circ$.

Контрольні питання

1. Охарактеризуйте фактори та умови ґрунтоутворення Карпатської гірської області.
2. Класифікація та властивості ґрунтів Карпатської гірської області.
3. Сільськогосподарське використання та заходи підвищення родючості ґрунтів Карпатської гірської області.

3.8. ҐРУНТИ КРИМСЬКОЇ ГІРСЬКОЇ ОБЛАСТІ

3.8.1. Фактори та умови ґрунтоутворення

Гірський Крим займає південну частину півострова. В його систему входять паралельні пасма гір (шириною 40-50 км) з двома поздовжніми долинами (шириною від 2-3 до 15-20 км), виробленими ерозійними процесами (рис. 3.21).

Висота гірських пасм з півдня на північ зменшується. Головне південне пасмо місцями досягає висоти 1540 м над рівнем моря, друге внутрішнє – 540–550 м, а третє – зовнішнє не перевищує 120-350 м. Характерною особливістю гірських пасм є пологі північні і спадисті, місцями зривисті, південні схили. Плоскогір'я (яйли) характеризуються наявністю широких і глибоких балок, ярів, пагорбів, косогорів, зривистих скель, багато карстових воронок, западин, підземних річок і колодязів, тріщин, крізь які талі і дощові води переходять вглиб вапнякової товщі. Територія передгір'я розчленована річковими долинами і яружно-балковою мережею.



Рис. 3.20. Схематичний розріз через Кримські гори.

Кліматичні умови дуже різноманітні і пов'язані з висотою місцевості над рівнем моря, експозицією і крутістю схилів, кількістю тепла на одиницю площі, температурою води Чорного моря і повітря степових районів півострова. Клімат суттєво змінюється залежно від висоти над рівнем моря. З підняттям в гори на кожні 100 м температура повітря падає в середньому на 0,5-0,6°C. На вершинах головного пасма на висоті 1250-1450 м температура повітря на 7-9°C нижча порівняно з передгір'ям. З висотою збільшується кількість опадів. На висоті 250-300 м н.р.м. середньорічна сума опадів становить 460-550, а на яйлах – 900-1250 мм.

Зміна кліматичних умов залежно від висоти місцевості є однією з причин вертикальної зональності, яка чітко виявляється в рослинному покриві. У передгір'ї ділянки з типчакowo-різнотравним покривом поєднуються з ділянками дубових низькорослих лісів і чагарників. На південних і північних схилах головного пасма переважає дерев'яниста рослинність. Панівними є дубові ліси, які разом з мішаними лісами (висоти 850-1400 м над рівнем моря). Вище розташовані плоскогір'я – яйли, вкриті лучно-степовою рослинністю, подекуди з масивами буку кримського, грабу, тощо.

Рослинність південного берега носить середземноморський характер – це низькорослі мішані ліси і чагарники. Зрідка трапляються дубово-ялівцеві ліси. Серед шпилькових зустрічаються сосна судакська і кримська. Багато декоративних рослин.

Вертикальна зміна кліматичних умов і рослинності призводить до змін умов ґрунтоутворення. Внаслідок цього на різних висотах формуються відмінні типи ґрунтів. На формування ґрунтів також впливає геологічна будова і пов'язана з нею велика різноманітність ґрунтоутворюючих порід. Переважно це елювій і делювій різних гірських порід, кам'янисті осипи, брилисті пролювіальні відкладення. В річкових

долинах переважають ріньовий суглинковий і змішаний елювій та делювій. У передгірній частині в межах зовнішнього пасма поширені лесовидні та глинисті відклади.

Враховуючи характер факторів ґрунтоутворення, в гірській частині Криму виділяють наступні вертикальні зони: передгірська степова (з чорноземами південними і лучно-чорноземними ґрунтами), передгірська лісостепова (з дерново-карбонатними і сірими гірськими ґрунтами), гірська лісова (з буроземами), гірсько-лучна на яйлах (з гірсько-лучними чорноземоподібними ґрунтами), південні схили головного пасма (з коричневими ґрунтами).

На схилах гір поширені еродовані, а в місцях акумуляції продуктів змиву на пологих частинах схилів, улоговинах, низинах - намиті ґрунти, переважно щебнюваті або кам'янисті.

3.8.2. Дерново-карбонатні гірсько-лісостепові ґрунти

Поширені в передгірській лісостеповій зоні. Займають значні площі на схилах внутрішнього і менші ділянки на головному і зовнішньому пасмах гір до висоти 400-450 м над рівнем моря. Утворюються в умовах низькогірної місцевості під степовою трав'яною рослинністю з участю деревної чагарникової на елювії і делювії щільних крейдіяно-мергелистих вапняках, вапняках палеогену і продуктах вивітрювання цих порід.

Дані ґрунти мають неглибокий (40-60см) щебнюватий або кам'янистий профіль. Гумусово-акумулятивний горизонт (Нк) містить 2-6% гумусу, має грудкувату або зернисто-грудкувату структуру, вміст CO₂ карбонатів досягає 30 %, реакція ґрунтового розчину лужна (рН водний 7,3-8).

На елювіальних вапнякових відкладеннях формуються повнопрофільні ґрунти і змиті їхні види, а на делювії – намиті. Будова профілю: гумусовий горизонт (Нк глибиною 5-25 см) – сірий, щебнюватий, пухкий, суглинковий, грудочкуватий, перехід поступовий; верхній перехідний (Нрк глибиною 15-20 см) – світло-сірий, кам'янистий, ущільнений, суглинковий, грудочкуватий, перехід помітний; нижній перехідний (Phk глибиною 20-25 см) – освітлений, дуже кам'янистий, переходить в крейдо-мергелистий слабовивітрений вапняк. В ґрунтах з глибиною профілю менше 50 см виділяють один перехідний горизонт. В намитих відмінах формується профіль глибиною 90-120 см.

Дерново-карбонатні гірсько-лісостепові ґрунти:

- за глибиною пухкого вивітреного шару (Нк+Нрк) поділяють на: слабоборзвинуті – до 25 см, коротко-профільні 25-45, звичайні (модальні) – понад 45 см;

- за вмістом гумусу: слабогумусовані <3, малогумусні 3-6%;
- за ступенем еродованості: слабозмиті – поширені на пологих схилах (3-5°), гумусовий горизонт змито на половину; середньозмиті – зустрічаються на спадистих (7-12°) схилах, гумусовий горизонт відсутній, сильнокам'янистий; сильnozмиті – зустрічаються на стрімких (до 12-20°) схилах, змиті гумусовий і перехідний горизонти, на поверхні велика кількість уламків вапняку, пересипаного дрібноземом, з глибини 10-15 см тверді слабо вивітрені вапняки;
- за ступенем кам'янистості: слабо- кам'янисті – до 10%, середньокам'янисті – 10-30, сильнокам'янисті – понад 30% каменів від повної площі. Наміті відміни формуються на нижніх частинах похилих схилів, днищах понижень між горбами, складеними вапняками. Профіль глибиною 90-120 см, має таку будову: Нк_{50-60см}+Нрк_{35-40см}+Рнк_{35-40см}+Рк.

3.8.3. Сірі гірсько-лісостепові ґрунти

Поширені в зоні гірського лісостепу, займаючи смугу від 350 до 600-900 м над рівнем моря, переважно на схилах південної і південно-західної експозиції та вершинах хребтів. Утворюються дані ґрунти внаслідок спільного впливу деревної, чагарникової і трав'яної рослинності на елювії і делювії вапняків палеогену, глинистих сланців та продуктах вивітрення цих порід.

Характерними зовнішніми ознаками для сірих гірсько-лісостепових ґрунтів є: сіре або темно-сіре забарвлення гумусово-акумулятивного горизонту, наявність сформованої горіхуватої структури та ілювійованість внаслідок переміщення мулісто-колоїдних часток ґрунту, що фіксується механічним аналізом ґрунту: кількість мулу на глибині 45-65 см на 3-10% більша, ніж у верхньому 0-20 см шарі.

Сірі ґрунти, утворені на вапнякових породах, скипають з глибини 35-55 см, чим відрізняються від дерново-карбонатних гірських ґрунтів. Глибина профілю сірих ґрунтів 60-100 см. За гранулометричним складом вони глинисті або важкосуглинкові, містять від 3 до 5% гумусу, мають слабокислу або близьку до нейтральної реакцію середовища – рН водний 6-7.

На елювіальних відкладеннях формуються повнопрофільні ґрунти і змиті їхні види, а на делювії – наміті. Будова профілю: гумусовий горизонт (Н) глибиною 25-30 см, від сірого до темно-сірого забарвлення, слабоущільнений, глинистий, зернисто-грудочкуватий, перехід поступовий; верхній перехідний (Нр) глибиною 20-25 см, сірий, з буруватим відтінком ущільнений, глинистий, грудочкувато-дрібногоріхуватий, з включеннями щебеня, в нижній частині слабо скипає,

перехід поступовий; нижній перехідний (Phk глибиною 25-35 см), світло-сірий, щільний, глинистий, щебнюватий, ІНКОЛИ з міцелієм карбонатів, перехід до ґрунтоутворюючої породи (Рк) помітний

За ступенем змитості розрізняють: слабозмиті – змито до половини гумусового горизонту; середньозмиті – змитий весь гумусовий горизонт; сильнозмиті – змиті гумусовий і верхній перехідний горизонти. Намиті відміни формуються в пониженнях і нижніх частинах пологих схилів на делювіальних відкладах. Профіль глибиною 100-110 см має наступну будову: Нк_{30-40см}+Нрк_{30-35см}+Phk_{35-40см}+Рк-

3.8.4. Гірсько-лучні чорноземоподібні ґрунти

Поширені на плоскогір'ях (яйлах), безлісих вершинах і частково на схилах головного пасма на висоті 600 м і вище над рівнем моря. Утворюються в умовах підвищеного зволоження з пониженою кількістю тепла, під лучностеповою трав'яною рослинністю, на продуктах вивітрювання вапняків конгломератів, пісковиків і на незначних площах на глинисто-кам'янистих відкладах карстових воронок.

На рівних і дещо піднятих територіях яйл глибина ґрунтового профілю гірсько-лучних чорноземоподібних ґрунтів становить 30-55; а гумусного горизонту 8-20 см. В карстових пониженнях, внаслідок наміву дрібнозему глибина профілю досягає 100 см і більше. За гранулометричним складом ці ґрунти переважно важкосуглинкові, карбонатні з поверхні або з глибини 10-15 см. На територіях з ухилом на північ і понижених ділянках вказані ґрунти є безкарбонатними (вилугованими). Вміст гумусу у них коливається від 2 до 8%, вони містять 35-40% від маси ґрунту уламків ґрунтоутворюючих порід. Здебільшого гірсько-лучні чорноземоподібні ґрунти насичені кальцієм, реакція ґрунтового розчину слабокисла або нейтральна (рН водний 6,5-7,1).

Ґрунти сформовані на елювії вапняків – карбонатні, на елювії конгломератів і пісковиків – безкарбонатні, а на глинистому делювії вапняків – вилуговані. З карбонатних різновидів, найбільш поширені короткопрофільні. Вони мають таку будову профілю: гумусовий горизонт (Нк) глибиною 8-20 см, темно-сірий, щебнювато-кам'янистий, ущільнений, зернистий або грудкуватий, перехід помітний; верхній перехідний (Нрк) глибиною 15-20 см, сірий, кам'янистий, щільний, грудкуватий, перехід поступовий; нижній перехідний (Phk) глибиною 18-25 см, світло-сірий, кам'янистий, щільний, перехід до суцільних грубих уламків вапняку (Рк) ясний. В ґрунтах з глибиною профілю 30-35 см виділяють один перехідний горизонт.

Гірсько-лучні чорноземоподібні вилуговані ґрунти займають незначні площі. Вони мають слабодиференційований ґрунтовий профіль глибиною 120-140 см і більше, містять 8-10% гумусу, не скипають, реакція ґрунтового розчину близька до нейтральної (рН водний 6,5-6,9). Будова профілю: гумусовий горизонт (Н) глибиною 25-40 см, темно-сірий, пухкий, грудкувато-зернистий, перехід поступовий; верхній перехідний горизонт (Нр) глибиною 40-45 см, темно-сірий, ущільнений, грудкуватий, перехід поступовий; нижній перехідний (Ph) глибиною 45-55 см, світло-сірий, ущільнений, горіхуватий, перехід до глинистого делювію вапняків (Рк) поступовий.

За глибиною гумусованого профілю дані ґрунти поділяються на: слабозвинуті – < 25 см, короткопрофільні – 25-45, неглибокі – 45-65, середньо-глибокі – 65-85, глибокі – 85-120, дуже глибокі >120 см. За вмістом гумусу ґрунти бувають: слабогумусовані <3%, малогумусні 3-6 і середньогумусні >6%.

3.8.5. Буроземи (бурі лісові ґрунти)

Поширені в гірській лісовій зоні головного і внутрішнього пасма на висотах понад 300 м на схилах північної експозиції і понад 400-600 м – південної, з верхньою межею на висоті 900-1200 м над рівнем моря. Кількість опадів на цих частинах гірських утворень коливається в межах 550-1150 мм на рік.

Утворюються буроземи переважно на елювії і делювії вапняків, глинистих сланців, пісковиків, конгломератів, і рідше на масивно-кристалічних породах.

Інтенсивність буроземного процесу ґрунтоутворення залежить від ґрунтоутворюючої породи і типу лісу. Він краще проявляється в ґрунтах, сформованих на безкарбонатних породах під буковими, грабовими і грабово-буковими лісами, ніж під сосновими.

В умовах достатнього зволоження при довготривалому теплом періоді, в буроземах відбувається відносно швидкий розклад первинних і синтез вторинних мінералів, з оглеєнням ґрунтового профілю. Одночасно з акумуляцією вторинних глинистих мінералів, за рахунок низхідних токів вологи, бокового і частково поверхневого стоку відбувається винос з ґрунтової товщі легкокорухомих продуктів ґрунтоутворення, в тому числі карбонатів і мулистих частинок. Швидка мінералізація органічних решток і гумусових речовин не сприяє накопиченню в буроземах значних запасів гумусу. Підвищений вміст (4-6%) спостерігається лише в самому верхньому гумусово-акумулятивному горизонті, безпосередньо під лісовою підстилкою. З глибиною кількість гумусу різко падає. Гумус в

уському профілі фульватного типу.

За гранулометричним складом переважають важкосуглинкові різновидності, з підвищеним вмістом щебеню і каміння в нижній частині профілю. Ємність катіонного обміну становить 25-40 мг-екв на 100 г ґрунту. В складі обмінних катіонів переважає кальцій і магній. Реакція ґрунтового розчину слабкокісла в ґрунтах на безкарбонатних породах (рН водний 5,2-6,3) і нейтральна або слаболужна (рН 6,8-8) – на карбонатних.

На рівних територіях і пологих схилах на елювії вапняків формуються буроземи з глибиною профілю 70-80 см, скипаючи з глибини 40-95 см. Вони мають будову профілю: $H_{15-25\text{см}}+Hr_{20-30\text{см}}+Phk_{20-30\text{см}}+Pk$ (уламки вапняків).

На висотах 500-1200 метрів над рівнем моря з кількістю опадів 650-1150мм сформувалися буроземи опідзолені з більш різко диференційованим профілем глибиною 60-80см: $Ho_{3-4\text{см}}+Hd_{6-10\text{см}}+He_{15-20\text{см}}+Hr_{18-24\text{см}}+Phi_{25-35\text{см}}+Pk$ (уламки вапняків). У понижених елементах рельєфу і нижній частині пологих схилів на делювії вапняків формуються буроземи карбонатні намиті глибоко профільні (до 1,5 м): $Hk_{20-35\text{см}}+Hrk_{25-30\text{см}}+Phk_{30-35\text{см}}+P(h)k_{20-25\text{см}}+Pk$ (уламки вапняків).

На основі безкарбонатних порід (глинисті сланці, конгломерати, пісковики, масивно-кристалічні породи) формуються буроземи з глибиною 65-80см. Вони не скипають та мають таку будову профілю:

$H_{17-25\text{см}}+Hr_{20-30\text{см}}+Ph_{25-35\text{см}}+P$.

Переважно на північних схилах першого пасма, на висотах понад 500–600м над рівнем моря формуються буроземи опідзолені з глибиною профілю 60-110см:

$Ho_{2-3\text{см}}+Hd_{8-12\text{см}}+He_{16-25\text{см}}+Hr(gl)_{15-25\text{см}}+Phi(gl)_{20-50\text{см}}+P$ (елювіальні відкладення сланців). У буроземів опідзолених, що сформувалися на елювії пісковиків, конгломератів та масивно-кристалічних порід, ознаки оглеєння не виявляються.

На від'ємних елементах рельєфу формуються буроземи намиті з глибиною профілю 80-110 см: $H_{25-35\text{см}}+Hr_{30-35\text{см}}+Ph_{35-40\text{см}}+P$ (делювіальні відкладення).

За ступенем змитості серед буроземів виділяють: слабозмиті – змито до половини гумусового горизонту; середньозмиті – гумусовий горизонт змитий повністю, на поверхню виходить перехідний глибиною 30-40 см, в карбонатних різновидностях скипають з поверхні; сильнозмиті – характеризуються наявністю слабо гумусованого перехідного горизонту глибиною 15-25 см, світло-сірого забарвлення, дуже кам'янистого, що скипає з поверхні в карбонатних різновидностях.

Буроземи опідзолені виділяють за морфологічними ознаками. У цих ґрунтах присутній гумусово-елювіальний горизонт He, бурувато-сірого забарвлення, пухкий, з грудкуватою структурою, нижче розташований

перехідний горизонт Нрі – інтенсивно бурий, ущільнений, горіхуватий. Наміті різновиди цих ґрунтів формуються на понижених елементах рельєфу за рахунок дрібнозему принесеного з підвищених елементів рельєфу. Для цих ґрунтів характерний глибоко вимитий профіль.

За глибиною гумусового профілю буроземи розрізняють:

- слабозвинуті <25 см;
- короткопрофільні - 25-45 см;
- модальні (звичайні) >45 см.

У повній назві ґрунту визначення за глибиною гумусового профілю не вживається. За вмістом гумусу виділяють такі види ґрунтів:

- слабогумусовані <3%;
- малогумусні - 3-6%;
- середньо гумусні >6%.

Усі ґрунти відносять до типу буроземів, підтипу слабо ненасичених, у якому виділяють роди буроземів вилугованих, опідзолених і карбонатних.

3.8.6. Коричневі ґрунти

Поширені у прибережній зоні південних схилів головного пасма, смугою шириною 6-8 км, інколи більше і піднімаються до висоти 400-600 м над рівнем моря. Зустрічаються у західній і східній частинах передгір'я. Формуються в умовах середземноморського типу клімату з сухим спекотним літом і сирою зимою. Загальна кількість опадів у цій місцевості становить 300-565 мм на рік.

Коричневі ґрунти розвиваються під наметом сухих зріджених лісів з деревоподібного ялівця, грабняка, дуба пухнастого з чагарниковим підліском і густим трав'янистим покривом переважно степових злаків. Ґрунотвірними породами служать вапняки, глинисті сланці, рідше конгломерати і масивно кристалічні породи. При загальному коричневому забарвленні ґрунти, сформовані на вапняках, мають червоно-бурий відтінок, а на сланцях – сіруватий.

Коричневі ґрунти мають характерні ознаки профілю: на вапняках вони карбонатні з поверхні, реакція ґрунтового розчину слабо лужна (Ph водний 7,5-7,7), містять 7-9 % гумусу, карбонати у профілі зустрічаються у вигляді міцелію. На без карбонатних породах (глинистих сланцях, конгломератах) формуються слабокислі ґрунти (Ph водний 5,9-6,7), вони не скипають, вміст гумусу не перевищує 6,5%. За гранулометричним складом це переважно важкосуглинкові і глинисті ґрунти, щебенюваті у нижній частині профілю.

ґрунти, що формуються на вапняках, мають профіль глибиною 70-110 см, з доброю диференціацією на генетичні горизонти: гумусовий (Нк)

глибиною 15-35 см, коричневий або темно-коричневий, глинистий, слабощербуватий, грудкувато-зернистий, перехід поступовий; верхній перехідний (Hpk) глибиною 25-30 см, бурувато-коричневий, глинистий, щербуватий, ущільнений, грудкувато-дрібноріхуватий, перехід поступовий; нижній перехідний (Phk) глибиною 30-35см, світло-бурий, глинистий, щербуватий, щільний, горіхуватий, поступово переходить на дуже кам'янистий третій перехідний горизонт (P(h)k), слабозвітрений елювій або делювій вапняків (Pk). На без карбонатних породах будова профілю наступна: $H_{15-35\text{см}}+Hr_{20-30\text{см}}+Ph_{30-40\text{см}}+P$ (глинисті сланці або конгломерати).

За ступенем еродованості ґрунти поділяють на:

– *слабо змиті* – приурочені до пологих схилів (крутизною 3-5°), змито до половини гумусового горизонту, вміст гумусу становить до 3-3,5%, дуже щербуваті;

– *середньо змиті* – приурочені до спадистих схилів (7-12°), гумусовий горизонт змитий повністю, на поверхню виходить верхній перехідний горизонт глибиною 30-35 см, кам'янистий, вміст гумусу 1,5-2,1%;

– *сильно змиті* – зустрічаються на стрімких (>12°) схилах у комплексі з виходами порід глибиною профілю 10-20 см, дуже щербувато-кам'янисті, вміст гумусу перевищує 1%, підстилається уламками ґрунтоутворюючих порід.

Коричневі намиті ґрунти формуються на понижених елементах рельєфу з делювіальними відкладеннями. Мають більш глибокий ґрунтовий профіль, за рахунок нанесення дрібнозему з навколишніх підвищених територій, і вміст гумусу, ніж еродовані різновиди.

За ступенем щербуватості розрізняють: нещербуваті (щербеню до 10% повної площі); слабощербуваті – 10-30 %, середньощербуваті – 30-50%, дуже щербуваті >50%.

Контрольні питання

1. Охарактеризуйте фактори та умови ґрунтоутворення Кримської гірської області.
2. Класифікація та властивості ґрунтів Кримської гірської області.
3. Сільськогосподарське використання та заходи підвищення родючості ґрунтів Кримської гірської області.

ЧАСТИНА 4

ОХОРОНА ҐРУНТІВ

4.1. Задачі охорони ґрунтів

Виникнення проблеми охорони ґрунтів пов'язано з тим, що перебуваючи компонентом дуже тонко збалансованих природних екосистем і знаходячись в динамічній рівновазі з усіма іншими компонентами біосфери, в умовах використання людиною в різнобічній господарській діяльності або в результаті побічних дій ґрунти часто втрачають свою природну родючість, деградують або навіть повністю руйнуються. Природно, деградація ґрунтів й ґрунтового покриву має місце там, де діяльність людини може бути визначена як нераціональна, екологічно необґрунтована, що не відповідає природному біосферному потенціалу конкретної території.

На протязі століть, навіть тисячоліть, в деяких районах людина використовує ґрунти досить ефективно, не тільки не руйнує їх, але навіть підвищує їх родючість або перетворює в родючі угіддя природно безплідні землі. В той же час за історію людської цивілізації було повністю зруйновано та втрачено більше продуктивних ґрунтів, ніж тепер розорюється у всьому світі. Дві третини, якщо не три чверті усіх сучасних орних ґрунтів пошкоджені в тому чи іншому ступеню різним деградаційними процесами, а щорічні втрати орних ґрунтів у світі досягають 6–7 млн. га, з яких біля 1 млн. га відводиться для несільськогосподарського використання, а 5–6 млн. га стають безплідними в результаті деградації і перетворюються на пустелю.

Охорона ґрунтів стає нині особливо актуальною в зв'язку із зростаючим приростом населення Землі та продовольчою проблемою, яка для багатьох країн і, насамперед для країн Азії, Африки та Південної Америки, що економічно розвиваються, є досить гострою.

Світові продовольчі ресурси складаються з рослинних продуктів, продуктів тваринництва і біологічних запасів морів. Збільшення продуктів перших двох груп можливе лише при раціональному землекористуванні.

Тим часом людство використовує для сільського господарства лише 1,43 млрд. га орних земель, що становить близько 10,4% суші, або 2,95% всієї поверхні земної кулі. Нагадаємо, що пустині (гарячі і холодні) займають 45% суші. За агрикультурний період втрати земельних ресурсів внаслідок ерозії, засолення, будівництва міст і населених пунктів, доріг і промислових комплексів досягли в світі величезних розмірів – до 2 млрд. га, тобто вони набагато перевищують сучасну орну площу планети. Зараз

щороку з обороту випадає 5–7 млн. га різних земельних угідь. Тому охорона ґрунтів – основна народногосподарська проблема для всіх країн світу.

Серед основних причин втрати ґрунтової родючості слід відзначити патологію ґрунтового профілю та генетичних горизонтів (*ерозія і дефляція, переущільнення поверхневих горизонтів, відчуження ґрунту з функціонуючих екосистем*), порушення біоенергетичного режиму ґрунтів та екосистем (*дегуміфікація ґрунтів, ґрунтовтома та виснаження*), порушення водного і хімічного режимів едафотопів (*опустелювання, зсуви, селі, вторинне засолення, природна і вторинна кислотність, переосушення*), забруднення та хімічне отруєння ґрунтів.

Отже, **охорона ґрунтів** – це найгостріша глобальна проблема, з якою безпосередньо пов'язане відтворення біорізноманіття та забезпечення продуктами харчування населення планети. Охорону ґрунтів варто розглядати як систему заходів, що спрямована на збереження цілісності ґрунтового покриву й родючості ґрунтів (в тому числі гумусу), якісне поліпшення і раціональне використання земельних фондів нашої країни й планети в цілому.

4.2. Деградація ґрунтів, причини виникнення та заходи попередження

Деградація ґрунту - поступове погіршення властивостей ґрунту, викликане зміною умов ґрунтоутворення в результаті природних причин або господарської діяльності людини (підкислення, засолення, вилуговування, ерозія, підтоплення, заболочення, забруднення, опіщання тощо), що супроводжується зменшенням вмісту гумусу, руйнуванням ґрунтової структури і зниженням родючості (Н.Ф. Реймерс, 1990).

Ступінь деградації ґрунтів буває *слабкою, середньою та сильною*. На слабо деградованих ґрунтах ознаки погіршення їх властивостей ледь помітні, проте рівень врожайності тут зменшується на 10%. На середньо деградованих ґрунтах ознаки погіршення їх властивостей настільки чітко окреслені, що зумовлюють перехід до іншого типу чи різновиду. Зменшення врожайності при цьому сягає 50%. Продуктивність вирощуваних культур на сильно деградованих ґрунтах зменшується більше ніж на 50%. При цьому можуть зберігатися морфологічні ознаки ґрунтової відміни, проте вони стають малоприсадними для вирощування культурних рослин.

Господарська діяльність людини (антропогенний фактор) є основною причиною деградації ґрунтів. Коли господарська діяльність людини не

перевищує екологічно допустиме навантаження на ґрунт, він не деградує.

Але варто переступити цей поріг, як ґрунт починає деградувати. Потрібно чітко усвідомити, що деградовані землі дуже важко, а іноді зовсім неможливо відродити.

Видатний вчений К.А.Тімірязєв зазначав, що «володіння землею – не лише право чи привілей, а важкий обов'язок, що загрожує відповідальністю перед судом нащадків».

За якісним складом земельних угідь Україна продовжує займати одне з провідних місць у світі, на її території зосереджено 8% світових запасів чорноземів. Земельні ресурси та в цілому сприятливі кліматичні умови створюють належний потенціал для високоефективного ведення землеробства, інших галузей АПК, але екстенсивний підхід до використання основного засобу сільськогосподарського виробництва – землі – привів до її деградації на значних площах. Упродовж багатьох років розширення площі сільгоспугідь та ріллі було чи не єдиним заходом збільшення виробництва продукції. В гонитві за додатковими центнерами продукції розорювалось усе: крутосхили, захисні зони вздовж водоймищ та пасовища, узбіч доріг. Особливо великими темпами відбувалось погіршення земельних угідь країни в 90 роках минулого століття у зв'язку із загостренням кризових явищ в економіці України. Із – за відсутності коштів було припинено впровадження системи землеробства з контурно–меліоративною організацією території, зрошувані землі стали занедбаними, на них не здійснювались меліоративні заходи; землеробство велося за різко від'ємним балансом органічної речовини, основних біогенних елементів, що зумовило втрату близько 10% його енергетичного потенціалу.

Характерним для всіх регіонів України стало скорочення запасів гумусу та зменшення вмісту рухомих форм фосфору та калію в ґрунті, оскільки упродовж багатьох років кількість внесених у ґрунт добрив була набагато меншою, ніж виносилось вирощуваними рослинами. Наприклад, в Миколаївській області у 1996 році на 1 га ріллі вносили в ґрунт лише по 6 кг мінеральних та 0.8 тонн органічних добрив, а в 2000 році – відповідно: 4 кг та 0.1 тонни на один гектар, що в 50 – 80 разів менше, ніж рекомендує наука.

Непоправної шкоди ґрунтовому покриву України завдають ерозійні процеси; так річні втрати ґрунту по країні, як вже зазначалось, сягають близько 600 млн. тонн, що еквівалентно втраті майже 120 тис. га земель з гумусовим горизонтом товщиною 50см. При цьому у втраченому ґрунті міститься понад 18млн. тонн гумусу та велика кількість елементів живлення рослин, що в кілька разів перевищує їх виніс вирощуваними культурами.

В результаті відсутності ефективних ґрунтоохоронних заходів площа еродованих ґрунтів у країні невпинно зростає. Що потрібно зробити для

припинення деградаційних процесів у ґрунтах України і на цій основі домогтися різкого зростання виробництва с.-г. продукції?

Деякі вчені, зокрема Булигін С.Ю., Сайко В.Ф., пропонують скоротити площу ріллі в Україні приблизно на 10 млн. га шляхом переведення малопродуктивних земель (деградованих, малорозвинених, низько технологічних і т. і.) в сіножаті, пасовища та під заліснення.

Булигін С.Ю. пропонує в першу чергу вивести з ріллі малорозвинені та малопродуктивні ґрунти, а також всі землі в обробітку на схилах крутістю понад 2°. Внаслідок цього площа ріллі в Степу зменшиться на 2,9 млн. га (20,4%), в Лісостепу – на 3,1 млн. га (30,4%), в Поліссі - на 0,3 млн. га (11,6%), в цілому по Україні - на 63 млн. га (23,8%). Досвід багатьох країн Заходу свідчить про нагальну потребу переходу до ландшафтного принципу господарювання на землі, при якому досягається найкращий виробничий, економічний та природоохоронний ефект. Це означає, що в межах водозбірних площ повинні створюватись агроландшафти, де були б збалансовані такі його складові, як площа сільгоспугідь, рілля, луки, пасовища, багаторічні плодово-ягідні насадження, ліси, лісосмуги, водні джерела. Співвідношення між ними обумовлюється природно-кліматичною зоною, рельєфом місцевості, ґрунтовим покривом тощо.

Істотне скорочення площі ріллі дасть змогу не розпилювати кошти на значний об'єм, а сконцентрувати їх на найкращих ґрунтах, що залишаться після реорганізації і, з'явиться можливість збільшити внесення на одиницю площі кількості органічних і мінеральних добрив, засобів меліорації та захисту рослин і таке інше.

Не менш важливою проблемою є покращення санітарного стану ґрунту, в який попадає надзвичайно велика кількість забруднювачів. Це природні та антропогенні забруднювачі, фізичні й хімічні. До основних видів забруднювачів ґрунтів належать: важкі метали, радіоактивні елементи, неорганічні сполуки металів, органічні синтетичні речовини, пестициди, мінеральні добрива, різні органічні відходи, біологічні забруднювачі. Зараз значна частина території України забруднена радіонуклідами після аварії на ЧАЕС. До цих забруднювачів в першу чергу належать цезій і стронцій, що швидко засвоюються рослинами, особливо на бідних органічними та мінеральними речовинами ґрунтах. Оскільки період напіврозпаду цих елементів становить біля 30 років, їх токсична дія може тривати досить тривалий час. Значний екологічний тиск на ґрунт здійснюють агрохімікати. Хімізація землеробства не викликає сумніву, але при невдалому доборі хімічних елементів, надмірному їх внесенні, невірному виборі строку та способу внесення значна частина хімікатів не виконує свого прямого призначення.

За даними О.Яблокова при сучасних технологіях сільськогосподарського виробництва та внесення агрохімікатів 97 – 99%

інсектицидів і фунгіцидів та 80 – 95% гербіцидів потрапляє в ґрунт, водоймища, повітря. Негативна дія мінеральних добрив полягає в тому, що при систематичному внесенні їх у ґрунт накопичуються шкідливі малорухомі речовини – важкі метали (миш'як, кадмій, хром, кобальт, мідь, свинець, ванадій, цинк тощо). З кожної тони внесеного на поля фосфору в ґрунт потрапляє до 160 кг фтору, висока концентрація якого змінює напрям біологічних процесів у ґрунті.

Великої шкоди ґрунтам завдають так звані кислотні дощі, які виникають через викиди в повітря промисловими підприємствами та автотранспортом різних газів і сполук сірки, нітратів, вуглецю, які, з'єднуючись з вологою повітря, утворюють кислоти. Останні потрапляють у ґрунт і вступають в реакцію нейтралізації з речовинами лужної природи, утворюючи відповідні солі. Одним із небажаних наслідків підкислення ґрунтів є те, що радіонукліди і важкі метали можуть з нерозчинних форм переходити в розчинні і споживатись рослинами. Так, при $pH=6,0$ і менше ртуть повністю переходить у розчинні форми.

У закислених ґрунтах погано розвиваються с.-г. культури, особливо бобові та олійні. Сьогодні надзвичайно гостро постає питання про зменшення негативного впливу так званої фізичної деградації ґрунту, яка пов'язана з надмірно інтенсивним його обробіткою важкою технікою. Маса трактора потужністю 73 – 92кВт зі шлейфом знарядь сягає 15т. Сучасні технології вирощування с.-г. культур, за даними Рабочева І.С. та ін., потребують багаторазового проходження по полю машинно-тракторних агрегатів. Так, при вирощуванні озимої пшениці біля 30% площі поля піддається дворазовій дії техніки, 20% – шестиразовій, 2% – восьмиразовій і лише 2% поля при цьому не ущільнюється. Бондарев А.Г. вважає, що в середньому за вегетацію більша частина полів піддається 2 – 4 разовому проходженню с.-г. техніки. Медведєв В.В. та ін. повідомляють, що за останні 40 – 50 років кількість проходів тракторів по полях при виконанні технологічних операцій у типовій зерно-буряковій сівозміні збільшилась більше ніж у 1,5 рази, а середня маса машин майже подвоїлась. Питомий тиск на ґрунт сучасних машин в 1,5 – 2,0 рази перевищує допустимі норми. Це призводить до того, що фізична деградація відбувається не тільки в орному, а і в підорному шарах ґрунту.

Деформація розповсюджується як у вертикальному, так і в горизонтальному напрямках. Надмірне ущільнення ґрунту призводить до багатьох негативних наслідків: збільшується щільність, брилуватість; опір ґрунту проникненню кореневої системи та обробітці; питома маса вологи, яка не може бути використана рослинами; забур'яненість; зменшується об'єм водо- та повітряно – провідних пор; погіршується поживний режим ґрунту; різко падає врожайність с.-г. культур; збільшуються ерозійні процеси та втрата з продуктами ерозії поживних речовин. Які ж заходи необхідно здійснити, щоб припинити подальшу фізичну, хімічну,

біологічну та екологічну деградацію ґрунтів України, стабілізувати їх родючість, оздоровити їх санітарний стан і на цій основі домогтися отримання високої та стабільної врожайності культур?

Передусім, необхідно налагодити моніторинг ґрунтів, без якого неможливо здійснювати заходи по їх покращенню. Потрібно розробити дійовий механізм відповідальності та санкцій до землевласників і землекористувачів, які своєю діяльністю спричиняють погіршення стану земельних угідь. В Україні зараз налічується 2,5 млн. га зрошуваних земель, на створення яких витрачено біля 5 млрд. доларів. Продуктивність цих земель залишається низькою, тому їм необхідно приділити підвищену увагу, здійснивши, передусім необхідні меліоративні заходи.

Полемічним залишається питання про використання техногенно забруднених земель. Є пропозиції щодо їх вилучення з с.-г. обороту. Але, такий підхід доречний по відношенню до малопродуктивних земель. Що стосується високо родючих ґрунтів, то тут варто знайти можливість їх безпечного використання наступними шляхами: вирощуванням рослин, що накопичують в своїй біомасі незначну кількість токсикантів; фігомеліорацією за допомогою рослин, які здатні виносити з урожаєм велику кількість того чи іншого забруднювача з наступною їх утилізацією, а також опрацюванням агротехнічних заходів, які спроможні створити умови для формування кореневої системи рослин поза забруднених ґрунтових прошарків; внесенням речовин, які зв'язували б важкі метали і радіоактивні речовини в незасвоєнні рослинами форми тощо. Неабияке значення в попередженні деградації ґрунтів має вдосконалення технології вирощування рослин, а особливо таких складових, як мінімалізований обробіток ґрунту, оптимальні строки, способи та норми внесення органічних і мінеральних добрив, проведення заходів захисту рослин від бур'янів, шкідників, хвороб. До цього блоку питань відносяться також вдосконалення ходових систем мобільної с.-г. техніки, технічних засобів для внесення агрохімікатів, покращення якості та зменшення токсичних властивостей пестицидів і мінеральних добрив.

4.3. Ерозія ґрунтів

Ерозія – слово латинське, що означає «роз'їдання». Під ерозією ґрунту, за визначенням академіка Л.І. Прасолова, розуміються «різноманітні й широко поширені явища руйнування і знесення ґрунту та пухких порід потоками води і вітру». У багатьох регіонах нашої планети руйнування ґрунтового покриву досягло катастрофічних розмірів. За останній час у світі втрачено понад 2 млрд. га сільськогосподарських угідь і близько половини з них – внаслідок вітрової й водної ерозії. Вирубується

лісі, деградують пасовища, руйнується гумусовий шар ріллі.

За ступенем прояву ерозію ґрунтів поділяють на нормальну і прискорену.

Нормальна, або геологічна ерозія проявляється у природних умовах (без втручання людини) і відбувається повільніше, ніж формування профілю ґрунту під час процесів ґрунтоутворення. Вона спостерігається на цілих землях, у лісах, на луках і, як правило, не призводить до утворення еродованих ґрунтів.

Прискорена, або антропогенна ерозія виникає внаслідок нерациональної господарської діяльності людини і відбувається інтенсивніше, ніж процеси ґрунтоутворення. Вона призводить до утворення еродованих ґрунтів.

Залежно від головного фактора руйнування ерозію поділяють на *водну і вітрову* (дефляцію).

Водна ерозія виникає внаслідок стікання зливових і талих вод, а вітрова – під впливом вітру.

Важливою відмінністю цих двох типів ерозії є те, що при вітровій ерозії відбувається видування лише механічних елементів ґрунту, а при водній – не тільки змиваються частинки ґрунту, але одночасно відбувається розчинення в поточній воді поживних речовин, їх видалення.

Водна ерозія – це сукупність процесів руйнування ґрунту, формування наносів і деградації ландшафту під впливом води.

При вітровій ерозії відбувається одночасно три процеси: винесення, перенесення і відкладання еолового матеріалу. Одночасно з винесенням тонких частинок і гумусу ґрунти при ерозії збіднюються всіма елементами живлення.

За оцінкою Міжнародного довідково-інформаційного центру ґрунтових ресурсів в Нідерландах, 15% всесвітнього земельного фонду схильні до деградації під впливом діяльності людини. З них 55,7% порушено водною ерозією, 28 – дефляцією, 12,1 – хімічної деградацією (наприклад, засолення в результаті іригаційних робіт) і 4,2% знаходяться під фізичним впливом (в результаті підтоплення, переущільнення, просадки). Проблема ерозії ґрунтів відчувається в більшості сільськогосподарських регіонів Земної кулі і, особливо в країнах, що розвиваються. Вона завдає великої шкоди продуктивності сільського господарства, скорочує терміни служби дамб та іригаційних споруд, забруднює канали і бухти і знижує родючість зволжених земель. У багатьох регіонах темпи втрати ґрунтів перевищують темпи утворення нових ґрунтів щонайменше в 10 разів. Згідно з оцінками, на сільськогосподарських землях у світі щорічно втрачається (змивається в океан), близько 24 – 25 млрд. т верхнього ґрунтового шару, що дорівнює знищенню всіх полів, зайнятих в Австралії під вирощування пшениці. Як очікується, втрата ґрунтів посиляться в результаті обробки маргінальних

земель, і, особливо в Північній і Центральній Америці, у вологих і високогірних районах Латинської Америки і в більшій частині Південної Азії.

В Австралії понад 80% ріллі зазнає ерозії. Під час дощових злив змив ґрунту досягає 100 т/га. В практиці фермерів прийнято вважати, що втрата 7 кг ґрунту внаслідок ерозії дорівнює втратам 680 г хліба.

На думку вчених Канади, внаслідок розвитку вітрової і водної ерозії через 50—100 років деякі ґрунти перетворяться на безплідну пустелю, тому що в багатьох регіонах країни щороку втрати ґрунту досягають або перевищують допустимий рівень. Щороку втрати ґрунту від ерозії та ріллі досягають 9 т/га, загальний їх об'єм від вітрової ерозії – 160 млн. т ґрунту, від водної – близько 117 млн. т.

Необхідність забезпечення населення продуктами харчування ставить перед суспільством широкомасштабні завдання. В даний час на одного мешканця планети припадає 0,28 га орних земель. За прогнозами, до 2030р. загальна площа ріллі збільшиться на 5%, в той же час населення зросте до 8 млрд. В результаті кількість орної землі в розрахунку на душу населення знизиться до 0,19 га, тобто стане на 1/3 менше. Якщо через 40 років населення Землі буде забезпечено всім необхідним, то це відбудеться за рахунок виснаження біологічних ресурсів планети.

У глобальних масштабах основними причинами ерозії є знищення рослинності, розорювання земель на великих площах без застосування ґрунтозахисних сівозмін, інтенсивне випасання худоби.

Отже, не можна розглядати ґрунт як невичерпний дар природи. Його родючість у природних умовах створювалася тисячоліттями. Наприклад, встановлено, що для природного відновлення 1 см зруйнованого гумусного шару ґрунту необхідно від 200 до 400 років.

Поширення еродованих і дефльованих ґрунтів в Україні

Площа еродованих і дефльованих ґрунтів в Україні становить близько 18 млн. га, в тому числі 13 млн. га з них займають еродовані і 5 млн. га дефльовані.

На Поліссі України еродованих ґрунтів майже 9 млн. га і дефльованих – 0,5 млн. га. Вони мають місце в основному на лесовидних ґрунтоутворних породах, де поширені темно-сірі та сірі лісові ґрунти з легким гранулометричним складом. Дефляції підлягають торф'яні, а також піщані і супіщані ґрунти.

У Лісостепу найбільше шкодить ґрунтовому покриву ерозія, яка спричиняється талими та зливовими водами. Річні суми опадів тут від 700 мм на заході до 500 мм на сході. Основна кількість їх випадає на теплий

період і часто має зливовий характер. Майже 4,9 млн. га землі зазнають пошкодження, у тому числі від водної ерозії – 4,6 і дефляції – 0,3 млн. га. Найсильніші ерозійні процеси спостерігаються на території Харківської, Хмельницької, Вінницької, Тернопільської і Черкаської областей.

У степовій зоні еродованих та дефльованих земель понад 12,9 млн. га, у тому числі більше 5 млн. га зазнають дефляції. Тут еродовані ґрунти є в усіх південних областях, але найбільше їх у Луганській (54,7%) і Одеській (44,2%).

Водна ерозія

Водна ерозія, крім втрати найбільш родючої частини ґрунту, супроводжується рядом інших несприятливих явищ: втратою талих та дощових вод, зменшенням запасів води в ґрунті, розчленуванням полів, замуленням річок, ставків, водоймищ та водосховищ, зрошувальних та дренажних систем. Розвиток водної ерозії залежить від ряду факторів. Основною руйнуючою силою є талі води та дощові опади.

На інтенсивність ерозії впливає характер рельєфу: форма, крутизна та довжина схилів, величина і форма водозборів.

Гранулометричний склад ґрунтів та їх структурний стан також впливають на інтенсивність прояву водної ерозії. В збагаченому органічними речовинами і структурному ґрунті ерозія менш активна, так як поверхневий стік переводиться на внутрішньо ґрунтовий. Лес, лесовидні суглинки особливо легко розмиваються водою.

Виникненню водної ерозії сприяє відсутність рослинного покриву на орних землях навесні при таненні снігу і в період осінніх дощів.

Водна ерозія викликає зміну не тільки фізичних властивостей (погіршення структури, ущільнення орного шару), але й зменшує або знищує гумусовий горизонт. У зв'язку з цим помітно зменшуються запаси гумусу, азоту, фосфору, калію та інших поживних елементів. Ґрунт втрачає свою родючість.

Розрізняють наступні види водної ерозії.

Крапельна ерозія

Руйнування ґрунту ударами крапель дощу. Ґрунтові частки спочатку руйнуються і розбризкуються з дощовими краплями, а потім їх змиває вода, що стікає схилами.

Підвищення інтенсивності опадів посилює процес розбризкування. Зокрема А. А. Ханазаров (1983) відмітив, що із збільшенням шару від 86 мм ($I = 0,3$ мм/хв) до 105 мм ($I = 0,5$ мм/хв) інтенсивність розбризкування ґрунту без рослинного покриву зросла в 2,9 рази (до 40 т/га). При заростанні ґрунту рослинністю більш як на 60 % розбризкування повністю

припинялось.

Структурні елементи (грудочки) ґрунту руйнуються під дією кінетичної енергії крапель дощу і розкидаються в сторони. На схилах переміщення вниз відбувається на більшу відстань. Падаючи, частинки ґрунту потрапляють на плівку води, що сприяє їх подальшому переміщенню. Цей вид водної ерозії набуває особливого значення у вологих тропіках і субтропіках.

Иригаційна ерозія виникає на зрошуваних землях при поливі сільськогосподарських культур високими нормами по борознах або напуском на не спланованих полях, а також при нарізуванні борозен з ухилом, що перевищує $0,05^\circ$.

Площинна ерозія.

За певних умов змивання ґрунту призводить до розвитку площинної форми ерозії. Могутні концентровані потоки води утворюють неглибокі (до 0,5—0,7 м) і глибокі (понад 0,7 м) вимоїни, які надалі, якщо не вживати заходів, перетворюються на яри.

Під площинною (поверхневою) ерозією розуміють рівномірний змив матеріалу зі схилів, що призводить до їх сплюснення. Змивання ґрунту (площинна ерозія) починається при ухлоні схилів $1-2^\circ$. Поверхневий стік, що збігає схилами, концентрується в мікропониженнях, де посилюється змивна сила потоку.

Ступінь розвитку *поверхневої* ерозії визначається за такими показниками:

Незначний змив – середньорічний змив ґрунту – до 0,5 т/га

Слабкий змив – середньорічний змив ґрунту – 0,5–1,0 т/га

Середній змив – середньорічний змив ґрунту – 1,0–5 т/га

Сильний змив – середньорічний змив ґрунту – 5–10 т/га

Дуже сильний змив ґрунту – середньорічний змив ґрунту > 10 т/га

Поверхнева ерозія призводить до утворення змитих і намитих ґрунтів, а в більших масштабах - делювіальних відкладень.

Лінійна ерозія.

На відміну від поверхневої, лінійна ерозія відбувається на невеликих ділянках поверхні і призводить до розчленування земної поверхні і утворення різних ерозійних форм (промоїн, ярів, балок, долин). Сюди ж відносять і річкову ерозію, яка відбувається постійними потоками води.

Змитий матеріал відкладається зазвичай у вигляді конусів виносу і утворює пролювіальні відкладення.

Для *лінійної* ерозії розрізняють таку ступінь прояву:

– Слабка інтенсивність – середньорічний приріст ярів < 0,5 м

– Середня інтенсивність – середньорічний приріст ярів – 0,5–1,0 м

– Сильна інтенсивність – середньорічний приріст ярів – 1–2 м

– Дуже сильна інтенсивність – середньорічний приріст – 2–5 м

– Надзвичайно сильна інтенсивність – середньорічний приріст ярів > 5 м

Для припинення процесів утворення ярів, підмивання земель та їх обвалів і зсувів на берегах річок і водойм, будують гідромеліоративні споруди та застосовують різні протиерозійні заходи.

Види лінійної ерозії.

Глибинна (донна) – руйнування дна русла водотоку. Донна ерозія спрямована від гирла вгору за течією і відбувається до досягнення дном рівня базису ерозії.

Бічна - руйнування берегів.

У кожному постійному і тимчасовому водотоці (ріці, яру) завжди можна виявити обидві форми ерозії, але на перших етапах розвитку переважає глибинна, а в наступні етапи – бічна.

Основною причиною водної ерозії є механічний вплив на гірські породи води і переносяться нею уламків, раніше зруйнованих порід. За наявності у воді уламків ерозія різко посилюється. Чим більше швидкість течії, тим більші уламки переносяться, і тим інтенсивніше йдуть ерозійні процеси.

Заходи боротьби з водною ерозією

У боротьбі з водною ерозією застосовують організаційно-господарські, агротехнічні і лісомеліоративні заходи.

Організаційно-господарськими заходами є протиерозійна організація території і впровадження ґрунтозахисних сівозмін.

Агротехнічні заходи послаблюють поверхневий стік і переводять його у внутрішньо ґрунтовий. Для цього всі види обробітку ґрунту проводять паралельно горизонталям місцевості («Контурне землеробство»), впоперек схилу насипають валки ґрунту 15–25см заввишки, проводять снігозатримання, щілювання і кротування ґрунту, обробіток плоскорізами, терасування схилів тощо.

Особливі заходи застосовують у боротьбі з ярами. В останні десятиліття в Україні проведені роботи щодо вирівнювання ділянок, порізаних ярами. На вершинах ярів будують системи канав – вали для відведення поверхневого стоку, закріплюють схили і дно яру.

В окремих випадках будують протиерозійні гідротехнічні споруди, які захищають населені пункти, дороги тощо. На прилеглий до яру території проводять ґрунтозахисне лісонасадження.

У комплексі *агролісомеліоративних заходів*, спрямованих на боротьбу з розвитком ерозії і поверхневого змиву в регіоні, важливе місце відводиться захисним лісовим смугам – водорегулюючим, приборковим, прияровим, а також куртинному залісенню схилів і дниць ярів, видолінок та вододілів, долин рік, уражених лінійною ерозією.

Заліснення еродованих схилів повинно здійснюватись на: 1) ділянках крутизною понад 20°; 2) ділянках крутизною понад 12-20° із сильно змитими ґрунтами, які перерізані частими промоїнами; 3) на дні гідрографічної мережі, яка розчленована донними розмивами, де від древнього днища залишилися невеликі ділянки, що прилягають до підніжжя берегів тіньових експозицій.

Вітрова ерозія

Вітрова ерозія (дефляція) розповсюджена переважно в районах недостатнього зволоження і низької відносної вологості повітря. Вона виникає за умови сильних вітрів, які видувають ґрунт. Інтенсивність видування ґрунту значною мірою залежить від його гранулометричного складу і вмісту в ньому гумусу, широкого розповсюдження просапних культур, коли значна частина ґрунту не вкрита рослинністю. Зокрема, на ґрунтах супіщаного гранулометричного складу вітрова ерозія починає проявлятися при швидкості вітру 3-4 м/с, на легкосуглинкових – 4-6 м/с, на важко суглинкових – 5-7 м/с і на глинистих – 7-8 м/с. Пісок (0,05-0,10 мм) переміщується при швидкості вітру 3-3,5 м/с на висоті 15 см. Частки ґрунту розмірами 0,25 мм переносяться вітром у повітрі. Якщо збільшується сила вітру – зростає інтенсивність вітрової ерозії.

Переміщуючи по поверхні літосфери гігантські маси піску на 500-800 км від місць їх утворення, вітер намітає невеликі гряди, пагорби, пригрірки сухого сипучого піску (у пустелях - бархани, приморських рівнинах - дюни.)

Структурні ґрунти більш стійкі до розвіювання, ніж розпилені, при цьому стійкість ґрунтових агрегатів розміром від 1 мм і крупніше сильно зростає. Ерозійно-стійким вважається ґрунт, що містить у верхньому горизонті більше 60 % агрегатів крупніших 1 мм.

Розрізняють *зони дефляції*, звідки видувається ґрунт, і *зони акумуляції*, де він нагромаджується. У зоні акумуляції на суглинкових ґрунтах утворюються наносні ґрунти, а під час розвіювання пісків – похований під них ґрунт.

Розрізняють два типи вітрової ерозії:

Повсякденну дефляцію спричинюють вітри навіть малих швидкостей (5 м/с), відбувається вона повільно і непомітно, переважно на піщаних, супіщаних і карбонатних ґрунтах. Повсякденна ерозія повільно, але методично руйнує ґрунт. За цього виду дефляції можуть спостерігатись оголення насіння у ґрунті, а також пошкодження молодих сходів рослин. Найсильніше повсякденна дефляція проявляється на вітроударних схилах, які не захищені лісосмугами.

Пилові бурі (чорні бурі на Україні) найактивніший і найшкідливіший вид дефляції. Такі бурі виникають під впливом сильного вітру (зі швидкістю понад 12-15 м/с) і можуть поширюватись на великі території, знищити посіви на сотнях тисяч гектарів, знести багато родючого ґрунту. Пил, що підіймається під час бур на значну висоту, може перенестися на великі відстані.

Курні бурі повторюються раз у 3-5-10-20 років. Вони завдають великої шкоди господарствам, руйнуючи ґрунт, виносячи разом з посівами до 15-20 см поверхневого шару. Видування верхнього шару ґрунту, як і у випадку з водною ерозією, веде до скорочення гумусового профілю, зменшенню запасів гумусу, азоту та інших елементів живлення в ньому.

Про ступінь вітрової ерозії ґрунтів можна судити за товщиною горизонтів Н+І дефляційних ґрунтів. Слабко дефляційні ґрунти мають товщину цих горизонтів на 5 см меншу в порівнянні з ґрунтами, які не уражені дефляцією. У сильно дефляційних ґрунтів товщина зазначених горизонтів менша на 10—20 см.

За частотою та інтенсивністю вітроерозійних процесів територію України поділяють на два великих пояси: перший — *потенційно можливого розвитку* вітрової ерозії, охоплює зону Українського Полісся, північно-західні та західні райони держави. В останні роки посилюється локальний (місцевий) прояв вітрової ерозії на ділянках осушених торфовищ і на ґрунтах легкого механічного складу. Насамперед еродують фони полицевого зябу зразу ж після танення снігу під час заморозків або сухої весни і швидкості вітру понад 3-5 м/с на поверхні ґрунту (8–12 м/с на висоті флюгера).

Другий пояс – решта території країни, це район *активного прояву* вітрової ерозії. Його поділяють на три провінції. Лісостепова — із слабкою вітроерозійною активністю. Розораність території становить 60 – 80 %. Ґрунтовий покрив представлений чорноземними ґрунтами суглинкового механічного складу, сформованими в основному на лесах і лесовидних суглинках. Плями зустрічаються сірі лісові та дерново-підзолисті ґрунти легкого механічного складу. Переважаюча тут місцева вітрова ерозія розвивається при швидкості вітру понад 10 м/с. Найбільша кількість активних ерозійно небезпечних вітрів припадає на північно-східні та південно-східні напрямки.

В Українській степовій провінції виражений розвиток вітрової ерозії. Тут, крім вітрової, поширена й водна ерозія ґрунтів. Часто вони зумовлюють одна одну, утворюючи відповідну поверхню ґрунтів. Вітроерозійні процеси спостерігаються в основному в зимовий та ранньовесняний періоди року, особливо у безсніжні зими. Днів з пиловими бурями буває 5–25.

Чорноморсько-Приазовська провінція – район дуже сильного розвитку вітрової ерозії ґрунтів. Кількість днів з пиловими бурями тут

становить 20–35.

Максимум пилових бур у південних районах буває звичайно навесні, що зумовлено більш раннім таненням снігового покриву, інтенсивним підвищенням температури і відсутністю зімкнутого травостою. Видування ґрунтів взимку (чорні бурі) відбувається у роки з низькою температурою повітря при слабкому зволоженні ґрунту з осені і відсутності снігового покриву. Їх тривалість коливається від чверті години до кількох діб. Найбільш тривалі бурі бувають у степовій зоні, особливо у східній її частині. Середня тривалість пилових бур у Донбасі перевищує 10 годин, у Лісостепу – 3, на Поліссі – 1 годину.

Вважають, що ерозія є великим економічним і соціальним лихом, і пропонують керуватися наступними положеннями:

- Ерозію легше попередити, ніж боротися з нею і усувати її наслідки;
- У природі немає ґрунтів, абсолютно стійких до ерозії;
- Ерозія викликає зміну основних функцій ґрунту;
- Ерозія складний процес, і заходи проти неї мають бути комплексні;
- Заходи по захисту ґрунтів, ґрунтозахисні комплекси повинні бути зональними.

Заходи боротьби з вітровою ерозією

Найважливішу роль у боротьбі з вітровою ерозією ґрунтів грають ґрунтозахисні сівозміни, агротехнічні та лісомеліоративні заходи, будівництво гідротехнічних споруд. Співвідношення між елементами комплексу залежить від конкретних фізико-географічних і соціально-економічних умов. Вплив, що надається цим комплексом на всі елементи системи землеробства, може бути настільки істотним, що призводить до якісної зміни системи, до перетворення її в ґрунтозахисну.

Ґрунтозахисні сівозміни. Щоб захистити ґрунти від руйнування, необхідно правильно визначити склад оброблюваних культур, їхнє чергування й агротехнічні прийоми. При ґрунтозахисних сівозмінах виключають просапні культури (тому що вони слабо захищають ґрунт від змиву, особливо навесні і на початку літа) і збільшують посіви багаторічних трав, проміжних підсівних культур, які добре захищають ґрунт від руйнування в ерозійно небезпечні періоди і служать одним з кращих способів окультурення еродованих ґрунтів.

На схилах крутизною до 3-5° зі слабо-і середньозмитими ґрунтами, де з'являється небезпека прояву ерозії, перевагу в сівозмінах віддають травам і однорічним культурам суцільної сівби. На більш крутих схилах (крутизна 5-10°), в основному із середньо-і сільнозмитими ґрунтами, у сівозмінах збільшують посіви багаторічних трав і проміжних культур, які добре

захищають ґрунт від ерозії.

Агротехнічні протиерозійні заходи. Ґрунти на схилах різко відрізняються від ґрунтів на рівнинних ділянках, тому і прийоми землеробства в першому випадку повинні мати специфічний характер.

Найбільш простими заходами щодо регулювання поверхневого стоку талих вод є оранка, культивування і рядовий посів сільськогосподарських культур поперек схилу, по можливості паралельно основному напрямку горизонталей.

Один з найбільш ефективних ґрунтозахисних прийомів на схилових землях – заміна відвальної оранки обробкою ґрунту без обороту пласта, зі збереженням на поверхні оброблюваного поля шару з стерні, рослинних і поживних залишків.

Поверхневий стік на крутих схилах пагорбів регулюється шляхом створення терас: напашних – на схилах крутизною 7-12°, нарізних – на схилах 12-35°. Напашні тераси робляться звичайними плугами, нарізні (віймково-насіпні) – бульдозерами і тракторами. Завдяки терасуванню схилів поверхневий стік переводиться на внутрішньо ґрунтовий.

Лісомеліоративні протиерозійні заходи. У комплексі заходів, спрямованих на боротьбу з водною і вітровою ерозією ґрунтів, важливе місце належить агролісомеліорації через її дешевизну та екологічність. Основними лісомеліоративними протиерозійними заходами є: створення водорегулюючих лісосмуг у малолісних районах, створення водоохоронних лісових насаджень навколо ставків і водойм, суцільні протиерозійні лісопосадки на сильно еродованих крутосхилих і непридатних землях, непридатних для використання в сільському господарстві.

Лісові смуги створюються для подолання шкідливого впливу суховіїв на урожай, поліпшення водного режиму ґрунту шляхом затримання снігу та зменшення випаровування, для запобігання ерозії ґрунтів і зростання ярів, а також для захисту залізних і автомобільних доріг від снігових і піщаних наметів.

Лісові смуги є частиною захисних лісонасаджень, які використовують в степових, лісостепових і напівпустельних районах із зазначеними вище цілями, а також для закріплення пісків.

Найбільш ефективно впливає на рівномірне зниження швидкості вітру смуга ажурної конструкції. Просочуючись через неї, вітровий потік втрачає свою силу, і навіть на відстані 30 висот його швидкість помітно нижча, ніж у степу. Таким чином, у середньому дальність впливу полезахисних лісосмуг складає 25–30, а із навітряної сторони 2–3 висоти смуги. У без листковому стані захисна дія смуг менша, вона дорівнює їх 15–17 висотам.

Оскільки вітер підсилює випаровування вологи з поверхні ґрунту й водойм, під захистом лісосмуг непродуктивне випаровування вологи

зменшується. Лісосмуги мають вплив на глибину промерзання й терміни відтавання ґрунту. Продувні лісосмуги сприяють більш-менш рівномірному розподілу снігового покриву на полях на відстані до 25—30 висот смуг.

4.4. Промислова ерозія ґрунтів

Руйнування ґрунтового покриву викликає і промислова діяльність людини. Найбільш активно руйнування ґрунтового покриву і ландшафту в цілому викликає добуток корисних копалин відкритим засобом, який економічно високо ефективний. Більш 75% продукції гірської промисловості добувають відкритим засобом. При цьому порушують рослинний та ґрунтовий покриви, гідрологічний та гідрохімічний режими території. В багатьох країнах значні площі зайняті кар'єрами, відвалами і териконами. Тверді наноси і токсичні сполуки забруднюють водотоки і цим додатково порушують територію, приблизно рівну розробкам.

При гірських розробках на денну поверхню часто виносяться малоздатні для вирощування рослинності ґрунти або навіть токсичні породи. Токсичність визначається мінералогічним сольовим складом порід. Присутність в породі піриту веде при його вивітрюванні до різкого підкислення середовища. Через 30-40 днів після виносу такої породи на поверхню рН її змінюється від 5,5 до 2,1, різко зростає вміст рухомих сполук заліза (до 150-180 мг/100 г), а вміст рухомого алюмінію досягає токсичного рівня.

Розкривним породам, як правило, властива висока кислотність і дуже висока неоднорідність як за фізичними, так і хімічними властивостями. Тому меліорація цих порід передбачає вапнування, внесення мінеральних добрив і гомогенізацію прикореневого шару.

Підземний добуток корисних копалин також веде до порушення ландшафту, так як з часом розвиваються просадочні явища, змінюється рельєф і гідрологічний режим території. Супутниками шахт є терикони, розмивання і розпилювання яких погіршує властивості оточуючих ґрунтів і водотоків.

Тверді відходи виробництва багатьох підприємств, що переробляють мінеральну сировину, і електростанцій порушують і безкорисно займають великі території. Тепер розроблені прийоми рекультивачії териконів, відвалів і шламів та знайдені шляхи утилізації цих відходів на шляхове будівництво та будматеріали.

Порушення якості ґрунтового покриву відбувається і при видобуванні нафти. Забруднення ґрунтів в районі нафтодобування відбувається сировою нафтою і нафтовими водами. Забруднювачами можуть бути бурові

розчини, що використовуються при нафтодобуванні. Газові потоки, що пов'язані з покладами нафти, можуть міняти склад ґрунтового повітря, збагачуючи його вуглеводнями, сірководнем, оксидами вуглецю, сірки, азоту. Пластові води, збагаченні розчинами солей, викликають місцеве засолення ґрунтів.

Нерозумну втрату ґрунтів супроводжує і дорожнє будівництво, лінії електропередач, промислове і цивільне будівництво. Норми вилучення земель, особливо орних, при цьому повинні знаходитись під суворим контролем.

Рекультивация порушених ґрунтів

Рекультивация – система прийомів відновлення і оптимізація порушених ландшафтів. Найбільш методично розроблена рекультивация земель, порушених гірськими розробками. Її проводять в 3 етапи.

Перший етап – *підготовчий*. На цьому етапі проводять обстеження порушених територій, визначають напрямок рекультивации, складають техніко-економічне обґрунтування і проект рекультивации.

Другий етап – *гірсько-технічна рекультивация*. Залежно від регіональних умов цей етап може включати хімічну меліорацію. Гірсько-технічну рекультивацию виконують підприємства, які проводять розробку корисних копалин.

Третій етап – *біологічна рекультивация*. Вона спрямована на відродження родючості підготовлених в процесі гірсько-технічної рекультивации земель і перетворення їх в повноцінні лісові або сільськогосподарські угіддя. Напрямок і методи біологічної рекультивации різняться залежно від географічного положення району, його кліматичних, фізичних і господарсько-економічних особливостей. Найбільш дешевим видом засвоєння рекультивованих територій є насадження лісосмуг. Для покращення властивостей верхнього шару відвалів, для накопичення в ньому органічних речовин і азоту перед посадкою дерев висівають люпин, буркун або люцерну з наступним заорюванням. Дерев висаджують саджанцями в заповнені нетоксичною породою або ґрунтом ямки чи борозни.

В областях з розповсюдженням родючих ґрунтів і нетоксичних розкритих порід проводять сільськогосподарську рекультивацию. Її проводять в декілька стадій: вапнування, розпушування до глибини 60 см, внесення добрив, посів злаково-бобової суміші. Після цього вводять спеціальну сівозміну, де 40-50% складають багаторічні трави. Після такої сівозміни рекультивовані землі можуть бути зайняти зональною польовою або кормовою сівозміною.

4.5. Дегуміфікація ґрунтів

При розорюванні цілинних земель, як правило, йде процес *дегуміфікації*, зменшення вмісту і запасів органічної речовини. Цей процес призводить до зменшення гумусу на 30-40% і через 30-50 років стабілізується на більш низькому рівні. Найбільш різке зменшення вмісту і запасів гумусу відбувається в перші 5-10 років. За подальшим використанням ґрунту темпи втрат гумусу затухають.

Зменшення вмісту гумусних речовин у ґрунті зумовлює погіршення їх фізичних властивостей і насамперед структурного стану і їх водопроникності. Погано оструктурені ґрунти легше піддаються водній і вітровій ерозії. Внаслідок ерозії посилюється процес дегуміфікації.

Вміст гумусу в ґрунтах змінюється залежно від структури посівних площ, від площі просапних культур і багаторічних трав у сівозміні. Вміст гумусу зменшується в ґрунтах під просапними культурами значно швидше, ніж під багаторічними травами.

На зрошуваних землях також спостерігається зменшення вмісту гумусу і перерозподіл його за профілем. В орному горизонті вміст його зменшується, а в перехідному – збільшується. Одночасно в складі гумусу зменшується відносний вміст гумінових кислот. Зміна якісного складу гумусу при зрошенні спричинює погіршення структурного стану і появу ознак злитості ґрунтової маси, особливо у чорноземів.

Осушення торфових ґрунтів зумовлює різке зменшення в їх складі органічних речовин. В аеробних умовах, які при цьому створилися, припиняється накопичення торфу і активізується процес його мінералізації. В результаті зневоднення відбувається зменшення потужності торфового горизонту за рахунок ущільнення торфової маси, коагуляції колоїдів, зміни природного складу та інтенсивної мінералізації торфу. На осушених торфових ґрунтах виникає водна і вітрова ерозія, особливо у весняний період, коли ґрунт не захищений рослинами.

Процес дегуміфікації торфових ґрунтів, можна послабити регулюванням водного режиму осушених ділянок, внесенням органічних і мінеральних добрив, вапнуванням кислих ґрунтів, вирощуванням багаторічних трав та іншими заходами.

Процес дегуміфікації не стабілізується у випадку розвитку ерозії. Повторні порівняння вмісту гумусу в чорноземах у тих місцях, де 100 років тому робив В.В.Докучаєв, показало, що щорічні втрати гумусу в різних підтипах чорноземів і в різних умовах користування склали 0,5-1,8 т/га, запаси гумусу скоротилися на 15-40%. Зміна вмісту гумусу визначається структурою посівних площ, співвідношенням в сівозінах просапних культур і суцільного посіву, питомою вагою багаторічних трав, застосуванням органічних і мінеральних добрив.

Людина може сприяти наростанню гумусу в ґрунті, застосовуючи органічні добрива, вапнуючи кислі ґрунти, використовуючи в сівозмінах багаторічні трави, регулюючи співвідношення просапних і зернових культур та іншими прийомами. Підраховано, що для створення бездефіцитного балансу органічної речовини щорічно в середньому в ґрунт необхідно вносити 8-12 т/га органічних добрив.

Відновлюють і стабілізують вміст гумусу, структурованість ґрунтів, поліпшення їх водно-фізичних властивостей, посів багаторічних трав. Позитивний вплив мають і післяжнивні рештки при заорюванні їх в ґрунт.

Важливим фактором збереження гумусного стану ґрунтів є:

- щадний обробіток ґрунту. В даний час на безмежних територіях півдня нашої країни застосовують безпліцевий обробіток ґрунту;
- полегшення машин з метою мінімального тиску на ґрунт, що сприяє збереженню та накопиченню гумусу в ґрунті.

Захист гумусного стану ґрунтів від деградації здійснюють шляхом застосування комплексу заходів з урахуванням місцевих екологічних і господарських умов.

Основними заходами оптимізації та охорони гумусного стану дерново-підзолистих ґрунтів є внесення органічних і мінеральних добрив, сидерація, вапнування, регулювання водного режиму, запровадження травопільних сівозмін тощо. На чорноземних ґрунтах слід запроваджувати полезахисне лісонасадження, агротехнічні методи боротьби з ерозією, сівозміни з часткою багаторічних трав і бобових культур не менше 25 %, внесення органічних і мінеральних добрив.

Першочерговими проблемами для вирішення у сільському господарстві є: перехід на систему біологічного (екологічного, органічного) землеробства; підвищення до оптимального рівня внесення мінеральних та органічних добрив, пестицидів, з одночасним якісним його регламентуванням, дотриманням необхідних територіальних, кількісних і якісних пропорцій; реалізація системи ґрунтозахисних, протиерозійних заходів; еколандшафтне проектування і планування сільськогосподарської діяльності та землекористування на всіх ієрархічних рівнях; гарантування екологічної безпеки окремих сільськогосподарських об'єктів.

4.6. Охорона ґрунтів від забруднення агрохімікатами

Розвиток сучасного землеробства неможливий без застосування агрохімікатів. Високих урожаїв можна досягти лише завдяки використанню мінеральних добрив та пестицидів. Досить зазначити, що тільки близько 1% внесених у навколишнє середовище ядохімікатів має безпосередній контакт з тими видами організмів, проти яких вони застосовуються. Решта їх маса потрапляє в різні ланки середовища та небайдужа для їх мешканців. Екологічна шкідливість пестицидів залежить в основному від їх отруйності, тривалості життя, здатності вибірково діяти на окремі організми та трансформації їх у навколишньому середовищі. Тому, для раціонального ведення сільського господарства потрібне наукове обґрунтування використання хімічних засобів.

Непродумані методи інтенсифікації сільського господарства ведуть до забруднення земель та порушення екологічної рівноваги в природі. Ґрунтовий покрив є найбільш уразливим серед природних середовищ. Він відіграє роль не лише посередника між літосферою, а й своєрідної лімфатичної системи біосфери.

Накопичуючись у великих кількостях, забруднювачі інтенсивно поглинаються рослинами, потрапляють по біологічних ланцюгах в організм людини та негативно впливають на її здоров'я. В сучасних умовах виробнича діяльність людини стала потужним геохімічним чинником, що обумовлює перерозподіл елементів на поверхні землі.

Застосування *мінеральних добрив* можна розглядати як один із проявів закону збільшення енергії на одиницю виробленої сільськогосподарської продукції. Це означає, що для отримання однієї і тієї ж прибавки врожаю потрібна більша кількість мінеральних добрив. Так на початкових етапах застосування добрив надбавку в 1 т зерна з гектару забезпечує внесення 180-200 кг азотних туків. Наступна додаткова тонна зерна пов'язана з дозою добрив в 2 - 3 рази більшою.

Екологічні наслідки застосування мінеральних добрив доцільно розглядати, принаймні, з трьох точок зору:

1. Місцевий вплив добрив на екосистеми і ґрунт, в які вони вносяться.
2. Вплив на інші екосистеми та їх ланки, насамперед на водне середовище і атмосферу.
3. Вплив на якість продукції.

Забруднення нітратами. Основні джерела забруднення ґрунтів нітратами – мінеральні добрива, рідкі стоки з тваринницьких комплексів, природні опади. Нітрати постійно циркулюють в атмосфері, земних та водних екосистемах. Їх перетворення і міграція здійснюється біогенними та абіогенними шляхами через повітря, воду, ґрунт, мікроорганізми, рослини, тварини й людину.

Нітрати легко змиваються водами поверхневого стоку, мігрують в глибину профілю ґрунту до ґрунтових вод, спричиняючи їх забруднення. Значна кількість нітратів потрапляє до водойм, що призводить до евтрофікації і, відповідно, до зниження вмісту кисню, відмирання фауни, погіршення якості води.

Підвищений вміст нітратів у ґрунті спричиняє інтенсивне накопичення їх у рослинах, що відіграють роль бар'єра в міграції нітратів для організму людини. Під впливом окремих видів кишкових бактерій нітрати перетворюються в нітрити та їх похідні – нітритоаміни, токсична дія яких проявляється в зниженні активності ферментів травлення їжі.

Використання високих доз азотних добрив призводить до втрати гумусного фонду та інших негативних наслідків: змінюється чисельність, видовий та ґрунтовий склад мікроорганізмів, зазнає розвитку патогенна мікрофлора. Надлишок нітратів обумовлює зміну окислювально-відновного потенціалу та газового режиму ґрунтів. На ґрунтах із занадто високим вмістом нітратів коренева система бобових рослин не утворює активних бульбочок. При цьому культура уражається фітопатогенними грибами, істотно погіршується якість врожаю.

Рівень накопичення нітратів у рослинах залежить від генезису ґрунту, вмісту в ньому органічної речовини та мінерального азоту, кліматичних чинників, умов мінерального живлення рослин, фіто санітарного стану посівів, технологій вирощування тощо.

Фосфорні добрива не мають настільки виражений підкислюючий ефект, як азотні, але вони можуть викликати цинкове голодування рослин і накопичення стронцію в продукції.

Багато добрив містять сторонні домішки. Зокрема, їх внесення може підвищувати радіоактивний фон, вести до прогресивного накопичення важких металів.

Основний спосіб зменшити такі негативні наслідки це помірно і науково обґрунтоване застосування добрив (оптимальні дози, мінімальна кількість шкідливих домішок, чергування з органічними добривами та ін.)

Вплив мінеральних добрив на атмосферне повітря і воду

Вплив мінеральних добрив на атмосферне повітря, як і воду, пов'язано в основному з їх азотними формами. Азот мінеральних добрив надходить у повітря або у вільному вигляді (в результаті денітрифікації), або у вигляді летючих сполук (наприклад, у формі закису N_2O).

За сучасними уявленнями, газоподібні втрати азоту з азотних добрив складають від 10 до 50% від його внесення. Дієвим засобом зниження газоподібних втрат азоту є внесення його в кореневмісну зону для якнайшвидшого поглинання рослинами.

Найбільш відчутний вплив на водні джерела, крім азотних, надають фосфорні добрива. Винос добрив у водні джерела зводиться до мінімуму при їх правильному внесенні. Зокрема, неприпустимо розкидання добрив

по сніговому покриву, розсіювання їх з літальних апаратів поблизу водойм, зберігання під відкритим небом і т. п.

Вплив мінеральних добрив на якість продукції та здоров'я людей.

Міндобрива здатні чинити негативний вплив як на рослини, так і на якість рослинної продукції, а також на організми, що їх споживають. Основні з таких впливів представлені в таблицях 4.1, 4.2.

Таблиця 4.1 – Вплив мінеральних добрив на рослини та якість рослинної продукції (за різними джерелами)

Види добрив	Вплив	
	позитивний	негативний
Азотні	Підвищують вміст білка в зерні, покращують хлібопекарські якості зерна	При високих дозах або несвоєчасних способах внесення - накопичення у вигляді нітратів (особливо в овочах), буйний ріст на шкоду стійкості, підвищена захворюваність, особливо грибними хворобами. Хлористий амоній сприяє накопиченню хлору. Основні накопичувачі нітратів - овочі, кукурудза, овес, тютюн
Фосфорні	Знижують негативний вплив азоту, покращують якість продукції, сприяють підвищенню стійкості рослин до хвороб	При високих дозах можливі токсикози рослин. Діють в основному через важкі метали (кадмій, миш'як, селен), радіоактивні елементи і фтор. Основні накопичувачі - петрушка, цибуля, щавель.
Калійні	Аналогічно фосфорним	В основному через накопичення хлору при внесенні хлористого калію. При надлишку калію - токсикози. Основні накопичувачі калію - картопля, виноград, гречка, овочі закритого ґрунту.

Таблиця 4.2 – Вплив мінеральних добрив на тварин та людину (за різними джерелами)

Види добрив	Головний вплив
Азотні (нітратні форми)	Нітрати (ГДК для води 10 мг/л, для харчових продуктів - 500мг/день на особу) відновлюються в організмі до нітритів, що викликають порушення обміну речовин, отруєння, погіршення імунологічного статусу, кисневе голодування тканин. При взаємодії з амінами (в шлунку) утворюють нітрозаміни - найнебезпечніші канцерогени. У дітей можуть викликати тахікардію, ціаноз, втрату вій, розрив альвеол. У тваринництві: авітамінози зменшення продуктивності, накопичення сечовини в молоці, підвищення захворюваності, зниження плодючості
Фосфорні (суперфосфат, фтор, кадмій і ін важкі метали)	В основному через фтор. Надлишок його в питній воді (більше 2мг/л) може пошкодити емалі зубів у людини, викликати втрату еластичності кровоносних судин. При вмісті більше 8мг/л - остеохондрозні явища.
Добрива, які містять хлор (хлористий калій, хлористий амоній)	Споживання води з вмістом хлору більше 50 мг / л викликає отруєння (токсикози) людини і тварин

При високих дозах азотних добрив збільшується ризик захворювання рослин. Має місце надмірне накопичення зеленої маси, і різко зростає ймовірність вилягання рослин.

Багато добрив, особливо тих, що містять хлор, негативно діють на тварин і людину в основному через воду, куди надходить хлор.

Негативна дія фосфорних добрив пов'язана в основному з фтором, важкими металами і радіоактивними елементами, які в ньому містяться. Фтор при його концентрації у воді більше 2мг/л може сприяти руйнуванню емалі зубів.

Пестициди – хімікати які застосовуються для боротьби з бур'янами (гербіциди), з грибовими хворобами рослин (фунгіциди) та шкідниками (зооциди, інсектициди та ін.). Пестициди широко застосовуються в сільському господарстві і зберігають більше 30% врожаю. При обробці посівів пестицидами основна частина їх накопичується на поверхні ґрунтів і рослин. Вони адсорбуються органічною речовиною ґрунтів і мінеральними колоїдами. Сорбція токсикантів зворотна. Надлишки пестицидів можуть мігрувати з гравітаційним потоком та попадати в

грунтові води. Накопичуючись у ґрунті, вони можуть пересуватися ланцюгами живлення і викликати захворювання тварин та людей. Накопичення надлишків пестицидів в ґрунті залежить від природи токсиканта. Найбільш стійкі зберігаються в ґрунті на протязі декількох років.

Пестициди хоча і володіють виборчою дією на організми, але ця вибірковість відносна. Практично немає пестицидів, які в тій чи іншій мірі не вражали інші організми, особливо близькі в систематичному відношенні. Тим більше, що дуже часто концентрація пестицидів в ланцюгах харчування збільшується в силу біоакumuлюючого ефекту.

Одна з основних умов охорони ґрунтів від забруднення пестицидами – створення і застосування менш токсичних і менш стійких сполук та зменшення доз їх внесення в ґрунт.

Повна детоксикація біоцидів відбувається лише при їх розпаді на нетоксичні компоненти. Розкладенню токсикантів спонукають реакції окислення, відновлення і гідролізу. Найбільш активно розпад пестицидів проводять мікроорганізми. За участю ферментів мікроорганізмів в ґрунті та розчині йдуть процеси гідролізу, окислення і відновлення. Мікроорганізми використовують для своєї життєдіяльності вуглець, азот, фосфор і калій, що входять до складу біоцидів.

Зменшення у кілька разів обсягів використання пестицидів в останні 10–15 років, хоча і сприяло зниженню забруднення ґрунтів та сільськогосподарської продукції отрутохімікатами, але ситуації суттєво не змінило. Це зумовлене тим, що залишки пестицидів знаходяться у ґрунті тривалий час. Чим більше пестицидне навантаження на ґрунти, тим вища їх шкідливість для населення.

4.7. Процеси вторинного засолення, осолонцювання та злитизації ґрунтів

Для створення оптимального водного режиму в районах недостатнього зволоження необхідне зрошення. Проте, за порушенням правил експлуатації іригаційних систем, за недосконаліми їх проектами виникають побічні явища: вторинне засолення, осолонцювання, злитизація та ін.

Головними причинами деградації зрошуваних ґрунтів є бездренажне зрошення, великі втрати води на фільтрацію, будівництво зрошувальних систем без гідроізоляції, перевищення зрошувальних норм, неконтрольована подача води, полив мінералізованими водами.

Надлишкові зрошені води при фільтрації поповнюють запаси ґрунтових вод і викликають підвищення їх рівня. Якщо дзеркало ґрунтових

вод піднімається до такої глибини де висота капілярного підняття їх досягає поверхні, то при випаровуванні ґрунтових вод відбувається їх вторинне засолення. Швидкість підйому ґрунтових вод залежить від коефіцієнта корисної дії зрошувальної системи, дисципліни водокористування, способу зрошення і величини зрошувальної норми, рівня залягання ґрунтових вод і умов природного дренажу місцевості. Чим гірше умови природного дренажу (приморські дельти, безстічні депресії або низовини) і чим більше втрати поливних вод на зрошувальній системі, тим інтенсивніше підйом рівня ґрунтових вод при зрошенні.

За даними В.А. Ковди і В.В. Єгорова, навіть при економічному використанні води при поверхневому способі зрошення швидкість підйому рівня ґрунтових вод на не рисових зрошувальних системах перевищує 1 м в рік. Найбільша швидкість підйому рівня ґрунтових вод (4-6 м на рік) відбувається на рисових чеках, і найменша (0,3-0,7 м на рік) – при зрошенні дощуванням. Причиною вторинного засолення ґрунтів, крім ґрунтових вод, може бути мінералізована верховодка.

Для оцінки можливості вторинного засолення при підвищенні дзеркала ґрунтових вод (верховодки) академіком Полиновим у 1930 р. було введено поняття про критичну глибину залягання рівня мінералізованих ґрунтових вод. Критичною глибиною залягання рівня ґрунтових вод називається така їхня глибина, вище якої висхідні від ґрунтових вод капілярні струми досягають поверхневих горизонтів ґрунту і викликають вторинне засолення. Критичний рівень ґрунтових вод в першу чергу залежить від водопідйомної здатності ґрунту і від мінералізації самих ґрунтових вод. У середньому критична глибина рівня ґрунтових мінералізованих вод для посушливих районів нашої країни коливається від 2 до 3м, тобто, щоб уникнути вторинного засолення ґрунтів, необхідно підтримувати рівень ґрунтових вод при зрошенні на глибині не менше 2-3м.

У розвитку вторинного засолення ґрунтів велика роль належить мінералізації та хімічному складу зрошувальної води, вмісту в ній лужних солей, колоїдного кремнезему і т.д. В даний час на земній кулі для зрошення використовуються річні води, підземні, дренажно-скидні, морські та океанічні, а також стічні води. Вода великих річок має мінералізацію переважно до 0,5 г/л, гідрокарбонатно-кальцієвий потенціал сприятливий для зрошення. Води малих річок, підземні і дренажно-скидні води мають різну мінералізацію і хімізм. Застосування таких вод для зрошення часто викликає вторинне засолення ґрунтів. Ще менш придатні для зрошення морські та океанічні води. Особливо широко розвинене вторинне засолення за рахунок іригаційних вод у країнах Африки, Азії і Америки, де для зрошення широко використовуються підземні води та частково морські і океанічні води (Єгипет, Ізраїль, Індія).

В Україні засолені ґрунти поширені на Придніпровській (*сульфатно-содове засолення*) та Причорноморській (*сульфатно-хлоридне засолення*) низовинах, солонцюваті - на півдні України, особливо в зоні темно-каштанових ґрунтів, а також на Ігулецькій, Явкінській, Спаській, Костичівській, Червоноярській, Василівській, Приозернянській, Холмській, Новоселівській, Котловинській, Міжрайонній, Виноградівській, Ялпугській, Озернянській зрошувальних системах та при місцевому зрошенні шахтними водами Донбасу.

Найбільш токсичне содове засолення. Воно викликає різку зміну ґрунтового розчину (рН 9-11), складу вбирних катіонів, призводить до пептизації колоїдів, підвищує мобільність органічних речовин, погіршує водно-фізичні властивості ґрунту. В чорноземах при зрошенні водотривка зерниста або дрібно комковата структура орного горизонту швидко руйнується. З'являється брилистість, злитість, спроможність до утворення поверхневої корки після поливів та дощів. Процес злитизації веде до зниження вмісту доступної рослинам вологи, погіршенню повітрообміну, утрудняє їх обробіток, дренажування і промивку від солей.

Придатними для зрошення прийнято вважати води з мінералізацією до 1 г/л. У практиці іригації є приклади успішного використання для зрошення ґрунтів легкого механічного складу води з мінералізацією 5-6 г/л. Гранично допустимою мінералізацією для зрошення ґрунтів середнього і важкого механічного складу беруть 2-3 г/л, для супіщаних і піщаних ґрунтів - 10-12 г/л. Особливо небажаною є присутність у воді гідрокарбонату натрію. Прийнято, що вода з його вмістом менше 1,2 мг-екв./л придатна для зрошення, 1,25-2,5 - умовно-придатна, більше 2,5 - непридатна.

Для боротьби з вторинним засоленням ґрунтів і його запобігання застосовується ціла система заходів. Це, перш за все, будівництво глибокого горизонтального (2,5-3,5 м) дренажу або там, де це дозволяють гідрогеологічні умови зрошуваної території, – вертикального дренажу з глибиною 25-80 м.

Води підвищеної мінералізації і особливо лужні води викликають вторинне осолонцювання ґрунтів

Для визначення небезпеки осолонцювання і для стеження за швидкістю цього процесу визначають SAR зрошувальної води за формулою Річардса:

$$SAR = \frac{Na^+}{\sqrt{\frac{Ca^{2+} + Mg^{2+}}{2}}}, \quad (4.1)$$

де SAR – натрієве адсорбційне відношення;
 Na^+ , Ca^{2+} , Mg^{2+} – вміст катіонів, мг-екв./л.

Небезпека осолонцювання настає при SAR >10,6,4 при мінералізації води відповідно 1,2,3 г/л.

Для охорони ґрунтів від содового засолення і злитизації бажана хімічна меліорація (внесення гіпсу), застосування фізіологічно кислих добрив та тих, що містять Ca^{2+} , введення в сівозміну багаторічних трав. Режим зрошення повинен виключати перезволоження і пересихання ґрунтів. При зрошенні необхідна висока культура землеробства, суворе дотримання технологічних норм. Необхідна організація постійно діючої контрольної служби на зрошувальних системах з ціллю моніторингу водно-сольового режиму зрошуваних земель, їх структурного і гумусового стану для недопущення деградації зрошуваних ґрунтів і підтримання їх високої родючості.

4.8 Бонітування ґрунтів

Бонітування ґрунтів – це порівняльна оцінка якості ґрунтів за їх основними природними властивостями, які мають сталий характер та суттєво впливають на врожайність сільськогосподарських культур, вирощуваних у конкретних природно-кліматичних умовах.

При бонітуванні слід брати до уваги ознаки, властивості ґрунтів та багаторічну середню врожайність сільськогосподарських культур на рівні інтенсивного землеробства.

Завданням бонітування є порівняльна кількісна оцінка якостей ґрунтів і їх потенційної родючості.

Результати бонітування ґрунтів використовують для вирішування таких виробничих питань: впровадження в господарствах науково обґрунтованих заходів щодо підвищення родючості ґрунтів, раціональне використання і освоєння нових земель, впровадження сівозмін і раціональне розміщення сільськогосподарського виробництва, диференційоване планування закупок сільськогосподарських продуктів, прогнозування врожаїв сільськогосподарських культур. Визначення оптимальної структури посівних площ і перспектив спеціалізації господарств, оплати праці і аналіз ефективності виробничої діяльності господарств.

Ґрунти різняться за відносними, якісними показниками – балами, які дають можливість встановити, наскільки один ґрунт кращий або гірший порівняно з іншими за продуктивністю. Отже, бонітування ґрунтів – це визначення якості (родючості) ґрунтів, виражена в балах.

Показником якості (родючості) ґрунтів є бонітет, який являє собою інтегральну величину різних одиниць.

Бал бонітету визначають за об'єктивними природними властивостями

та ознаками ґрунту, які є бонітетними критеріями.

Критерії поділяються на основні (типові) і модифікаційні.

Основними (типовими) вважаються критерії, які безпосередньо характеризують здатність ґрунтів задовольняти вимоги рослин до факторів життя – води і поживних речовин, тобто дають можливість оцінити їх за родючістю. Це максимально можливі запаси в ґрунті продуктивної вологи (діапазон активної вологи), гумусу, доступних для рослин елементів живлення (азоту, фосфору і калію).

Модифікаційні критерії визначаються специфічними властивостями ґрунту, які зумовлюють певну можливість рослин використовувати поживні речовини і вологу для формування урожаю. Так, ґрунт може містити достатню кількість поживних речовин і вологи, але вміст в ньому токсичних солей або обмінного натрію, несприятлива реакція ґрунтового розчину, здатність до запливання, утворення кірки, брил тощо можуть різко знизити його продуктивність. Оскільки негативні властивості мають місцевий характер (для підзолистих ґрунтів – кислотність, солончакових – надлишок легкорозчинних солей, для гідроморфних–оглеєння та ін.), вони враховуються в поправних коефіцієнтах.

Первинною (початковою) одиницею бонітування ґрунтів є найменше дрібне таксономічне ділення – різновидність, виділена окремим контуром на ґрунтовій карті господарства, або, як її називають, елементарний ґрунтовий ареал (ЕГА).

Для кращої характеристики якості ґрунтів складається *бонітетна шкала*, в якій ґрунти розміщують або за зниженням балу бонітету тобто від кращих до гірших, або за генетичною послідовністю (відповідно до номенклатурного списку).

У виробництві розміщення сільськогосподарських культур, агротехнічні та інші заходи здійснюються не за ґрунтовими контурами, а за земельними ділянками (полями). Останні здебільшого неоднорідні в ґрунтовому відношенні і характеризуються певним співвідношенням різноякісних ґрунтів, тобто мають свою структуру ґрунтового покриву. Тому необхідно узагальнювати бали бонітету елементарного господарського виділу (поле сівозміни або іншої однорідної в господарському відношенні земельної ділянки).

Якісна оцінка земель – це метод визначення у відносних показниках (балах) продуктивності комплексу природних умов і технологічних властивостей конкретної земельної ділянки для сільськогосподарського виробництва. Об'єктом оцінки при цьому є ґрунтовий покрив і технологічні властивості елементарного господарського виділу, тобто виробничої ділянки землі, обмеженої господарськими або природними (рельєфними, гідрологічними та ін.) обрисами. Якісна оцінка земель передбачає оцінку природних умов і технологічних властивостей земельної ділянки. При цьому оцінюють не ґрунт, а землю з усім

комплексом природних факторів родючості та технологічних властивостей, які визначають об'єктивні умови її використання як основного засобу сільськогосподарського виробництва.

На основі повної характеристики ґрунтового покриву, клімату і технологічних властивостей елементарного господарського виділу визначають групу і клас придатності його земель. Ця робота виконується корегуванням середньозваженого балу бонітету елементарного виділу через відповідні поправні коефіцієнти на технологічні властивості земельної ділянки (рельєф, крутизна і напрям схилів, розчленованість, кам'янистість, наявність іонів, розмір і конфігурація полів та ін.).

На основі цих матеріалів складається *паспорт поля* (земельної ділянки), в якому повинні бути розгорнуті дані про якість ґрунтів цієї земельної ділянки та їх технологічні властивості.

На основі матеріалів якісної оцінки земель елементарних господарських виділів оцінюють ґрунти всього земельного фонду господарства і його виробничих підрозділів (бригад, відділків, ферм, ланок).

Якісна оцінка земель господарств є основою для оцінки земель районів, областей і регіонів в цілому.

Результати оцінки оформлюються у вигляді картограм і альбому якості земель. Далі ці матеріали є вихідними (базовими) для економічної оцінки земель і складання Державного земельного кадастру.

В Україні було проведено два цикли бонітування ґрунтів. У 1968 і 1978 рр. За методикою, що розроблена в Інституті ґрунтознавства та агрономії під керівництвом В.П. Кузьмичева.

Бонітетні шкали складали в межах природних сільськогосподарських районів – за найбільш поширеними ґрунтами, за урожайністю, методами багатofакторного кореляційного аналізу, а для мало поширених ґрунтів – за результатами парного кореляційного аналізу зв'язків між урожайністю і показниками властивостей та ознак ґрунтів.

У табл. 4.3. наведена об'єднана за природно-сільськогосподарськими провінціями карта родючості основних ґрунтів Полісся України, складена за даними загального (за урожайністю основної продукції зернових і технічних культур у зернових еквівалентах) і частково (за урожайністю кожної культури зокрема) бонітування.

Під час розробки бонітетних шкал еталоном була найвища врожайність культури (або групи культур) на певному ґрунті в провінції. Дані загального бонітування свідчать, що групи західної провінції Полісся оцінюються значно вище, ніж аналогічні групи лівобережної і тим більше правобережної провінції. Це пояснюється насамперед кращими кліматичними умовами і найбільш високою культурою землеробства.

За даними часткового бонітування, орні землі Полісся найбільш придатні для вирощування картоплі та озимого жита.

Таблиця 4.3 – Бонітети основних ґрунтів Українського Полісся і Карпат
(за В.П.Кузьмичовим)

Ґрунти	Бал за врожайністю						
	Зернові і технічні культури	Ґрупи зернових	Озиме жито	Озима пшениця	Ярий ячмінь	Льон	Картопля
Західне Полісся і Карпати							
Дерново-підзолисті піщані і глинисто-піщані							
неоглеєні і глеюваті	31	42	49	49	40	49	67
глейові	35	44	63	48	-	53	65
Дерново-підзолисті супіщані							
неоглеєні і глеюваті	43	51	66	55	50	65	68
глейові	41	52	62	56	43	59	76
Дерново-підзолисті поверхнево-оглеєні легкосуглинкові	43	48	43	52	49	50	48
Світло-сірі і сірі супіщані легкосуглинкові							
неоглеєні і глеюваті	54	65	69	66	52	69	74
глейові	51	62	64	61	-	56	65
Лучні супіщані	49	54	60	48	-	53	81
легкосуглинкові	56	64	67	67	-	59	78
Дерново-піщані і глинисто-піщані	36	41	59	47	-	50	58
	51	59	71	62	-	61	64
Дернові супіщані							
Дерново-опідзолені глейові глинисто-піщані і супіщані	44	56	-	63	-	40	48
Буроземно-підзолисті легкосуглинкові	32	49	-	39	-	46	35
неоглеєні	26	33	-	-	-	28	45
глейові	35	39	-	49	-	49	49
Бурі гірсько-лісові легко і середньосуглинкові							
Дерново-буроземні легко і середньосуглинкові	44	45	-	57	-	36	52
неоглеєні і глеюваті	40	46	-	48	-	35	42
глейові							

Продовження табл. 4.3

Грунти	Бал за врожайністю						
	Зернові і технічні культури	Групи зернових	Озиме жито	Озима пшениця	Ярий ячмінь	Льон	Картопля
Правобережне Полісся							
Дерново-підзолисті піщані і глинисто-піщані							
неоглеєні і глеюваті	22	26	34	35	23	30	56
глеюваті	22	28	38	33	38	42	62
Дерново-підзолисті супіщані							
неоглеєні і глеюваті	28	36	48	43	36	42	67
глеюваті	26	26	38	31	28	44	65
Дерново-підзолисті легкосуглинкові	36	45	58	47	45	46	65
Сірі і темно-сірі опідзолені і супіщані	43	48	68	52	57	57	72
Дернові і лучні супіщані, легкосуглинкові	25	54	67	61	58	60	62
Лівобережне Полісся							
Дерново-підзолисті піщані і глинисто-піщані							
неоглеєні і глеюваті	27	29	37	37	30	-	70
глеюваті	23	24	29	32	22	-	64
Дерново-підзолисті супіщані							
неоглеєні і глеюваті	35	33	48	44	35	-	81
глеюваті	27	26	38	35	29	-	74
Сірі і темно-сірі опідзолені і супіщані	42	52	66	60	52	-	85

Сприятливі ґрунтові і природно-кліматичні умови Лісостепу посилюють необхідність раціонального використання землі. Вони зумовлюють вирощування в цій зоні більш інтенсивних культур, які визначають основний напрям спеціалізацію сільськогосподарського виробництва – буряково-зернове з розвиненим тваринництвом (табл. 4.4)

Ґрунти степової зони мають високу природну родючість. Запаси гумусу в метровому шарі чорноземів звичайних становить 300-600, південних – 300-400 і темно-каштанових солонцюватих ґрунтів – 260-300 т/га, запаси азоту – відповідно 16-33, 15-20 і 12-15 т/га, запаси валового калію – 2,0-2,5%.

Тут найбільш сприятливі умови для вирощування озимої пшениці, кукурудзи та соняшнику (табл. 4.5).

4.9. Моніторинг ґрунтів та його значення для боротьби із забрудненням навколишнього середовища

Моніторинг (англ. Monitoring) – система спостереження й контролю за станом навколишнього середовища і запобігання прояву природних і антропогенних факторів, шкідливих чи небезпечних для здоров'я людини, для існування рослин і тварин. У Земельному кодексі України зазначено, що моніторинг земель являє собою систему спостереження за станом земельного фонду в тому числі земель, розміщених у зонах радіоактивного забруднення, з метою своєчасного виявлення змін, їх оцінки, відтворення земель та ліквідації наслідків впливу негативних процесів.

Структура, зміст і порядок здійснення моніторингу земель встановлюються Кабінетом міністрів України.

Екологічний моніторинг земель - багатоцільова спостережно-інформаційна система для вивчення напрямків і швидкості розвитку процесів, що негативно впливають на екологічний стан земель та їхню родючість, обґрунтування системи захисту від шкідливої дії води, вітрової ерозії, токсичних речовин та оптимізації екологічної ситуації, відтворення їх родючості.

Комплексний ґрунтовий моніторинг має бути направлений на досягнення головної мети: 1) своєчасне виявлення несприятливих змін властивостей ґрунтів і ґрунтового покриву при різних видах його використання; 2) виконання контролю за станом ґрунтів за сезонами року (динаміка властивостей) під сільськогосподарськими культурами для видачі сучасних рекомендацій за застосування регулюючих заходів.

Перша мета пов'язана з тими змінами ґрунтів, які виникають у результаті тривалого, багаторічного впливу однотипних зовнішніх факторів. Такі зміни призводять до корінної зміни властивостей ґрунтів

Таблиця 4.4 – Бонітети основних ґрунтів правобережного та лівобережного Лісостепу

Ґрунти	Бал за врожайністю						
	Зернові і технічні культури	Ґрупи зернових	Озима пшениця	Ярий ячмінь	Кукурудза	Цукрові буряки	Соняшник
Правобережний Лісостеп							
Сірі і темно-сірі							
легкосуглинкові	59	74	78	75	75	62	60
середньосуглинкові	71	82	92	76	83	82	75
важкосуглинкові	77	90	85	77	89	84	92
Чорноземи опідзолені							
легкосуглинкові	68	81	85	77	79	68	78
середньосуглинкові	80	89	98	79	84	82	83
важкосуглинкові	87	100	99	88	100	84	100
Чорноземи типові нееродовані							
легкосуглинкові	70	84	92	80	87	76	79
середньосуглинкові	81	90	96	85	87	83	92
важкосуглинкові і глинисті	85	92	94	83	97	83	100
Чорноземи типові слабоеродовані		77					
легкосуглинкові	61	82	74	71	65	59	72
середньосуглинкові	72	82	93	78	81	76	85
важкосуглинкові	74		75	67	85	67	90
Чорноземи типові середньо- і сильноеродовані		52 60					
легко- і середньосуглинкові	48		59	66	61	46	67
важкосуглинкові і глинисті	54		61	60	60	52	76

Грунти	Бал за врожайністю						
	Зернові і технічні культури	Групи зернових	Озима пшениця	Ярий ячмінь	Кукурудза	Цукрові буряки	Соняшник
Лівобережний Лісостеп							
Сірі і темно-сірі легкосуглинкові	48	58	-	64	55	59	-
середньосуглинкові	53	67	75	72	62	59	66
важкосуглинкові	62	71	78	70	62	60	88
Чорноземи опідзолені							
легкосуглинкові	59	65	71	67	62	60	-
середньосуглинкові	65	72	76	75	63	62	81
важкосуглинкові	64	75	79	78	62	62	96
Чорноземи типові нееродовані							
легкосуглинкові	65	67	74	70	63	64	-
середньосуглинкові	69	75	79	78	64	63	84
важкосуглинкові і глинисті	65	76	82	78	64	63	96
Чорноземи типові слабкоеродовані							
легкосуглинкові	55	60	64	61	50	54	-
середньосуглинкові	60	66	73	68	53	54	74
важкосуглинкові	58	66	72	67	52	55	88
Чорноземи типові середньо- і сильноеродовані							
легко- і середньосуглинкові	41	49	55	46	42	38	56
важкосуглинкові і глинисті	48	53	62	49	42	42	69

Таблиця 4.5 – Бонітет основних ґрунтів Степу України

Ґрунти	Бал за врожайністю						
	Зернові і технічні культури	Ґрупи зернових	Озима пшениця	Ярий ячмінь	Кукурудза	Цукрові буряки	Соняшник
Правобережний Степ							
Чорноземи звичайні, типові важкосуглинкові та глинисті нееродовані	77	87	79	73	78	62	94
слабкоеродовані	68	74	72	65	68	53	87
Чорноземи звичайні середньосуглинкові, важкосуглинкові і глинисті нееродовані	67	75	81	73	63	51	91
слабкоеродовані	61	66	68		54	42	82
Чорноземи звичайні, типові, звичайні середньогумусні і сильноеродовані	40	53	56	48	37	29	45
Чорноземи звичайні малогумусні важкосуглинкові глинисті нееродовані	65	74	78	67	66	-	91
слабкоеродовані	56	67	70	60	59	-	81
Чорноземи звичайні малогумусні середньо- і сильноеродовані	35	51	50	44	41	-	42
Чорноземи південні важкосуглинкові і глинисті нееродовані	55	68	74	59	50	-	62
слабкоеродовані	49	62	66	52	42	-	53
Темно-каштанові, каштанові солонцюваті важкосуглинкові і глинисті	51	65	72	56	48	-	60
Лучно-чорноземні солонцюваті легко- і середньосуглинкові	61	64	69	72	72	74	70
важкосуглинкові і глинисті	74	90	88	69	77	75	93

Продовження табл. 4.5

Грунти	Бал за врожайністю						
	Зернові і технічні культури	Групи зернових	Озима пшениця	Ярий ячмінь	Кукурудза	Цукрові буряки	Соняшник
Лівобережний Степ							
Чорноземи звичайні, типові важкосуглинкові та глинисті Нееродовані	64	72	78	68	56	63	97
Слабкоеродовані	68	61	69	57	47	52	82
Чорноземи звичайні середньосуглинкові, важкосуглинкові і глинисті Нееродовані	63	71	78	68	58	56	97
Слабкоеродовані	59	61	69	56	46	50	84
Чорноземи звичайні малогумусні важкосуглинкові глинисті Нееродовані	57	69	73	56	56	-	90
Слабкоеродовані	49	59	59	48	45	-	80
Чорноземи звичайні, типові та звичайні середньогумусні середньо- і сильноеродовані	42	50	51	34	37	32	64
Чорноземи звичайні малогумусні середньо- і сильноеродовані	36	44	46	30	32	-	58
Чорноземи південні важкосуглинкові і глинисті Нееродовані	47	70	75	-	46	-	74
Слабкоеродовані	42	61	64	-	36	-	66
Темно-каштанові, каштанові солонцюваті важкосуглинкові і глинисті	45	68	72	-	32	-	61
Чорноземи на важких глинах	42	50	50	-	38	-	68

або ґрунтового покриву, якщо дія факторів продовжується досить довго. До таких змін відносять розвиток ерозійних процесів, накопичення токсичних металів у результаті промислових викидів в атмосферу. Це забруднення частково пов'язано із застосуванням деяких видів добрив і меліорантів, що викликає прогресуюче засолення ґрунтів при підйомі ґрунтових вод на недосконалих зрошувальних системах. До корінних змін відносять дефіцит балансу гумусу й азоту при посиленій мінералізації органічної речовини й нестачі органічних добрив, зростання кислотності й розширення площі кислих ґрунтів унаслідок випадання кислотних атмосферних опадів і використання кислих мінеральних добрив на не вапнованих фонах. У таких випадках періодичність спостережень за розвитком цих процесів визначається темпами їх розвитку. Проміжки часу між термінами спостережень можуть коливатися від одного року до десятків років.

Друга мета моніторингу пов'язана з необхідністю щорічного прогнозу врожайності сільськогосподарських культур і виявлення факторів урожайності, які найменш забезпечені на конкретних посівних площах. Це стосується вологозабезпечення і забезпечення рослин найважливішими елементами живлення. Періодичність спостережень зумовлюється фізіологічними особливостями вирощуваних культур, але не менше двох-трьох разів за вегетацію.

На сучасному етапі *найважливішими задачами ґрунтового моніторингу є:*

1) оцінка середньорічних втрат ґрунту внаслідок дощової, іригаційної і вітрової ерозії;

2) визначення регіонів із дефіцитним балансом головних елементів живлення рослин, визначення й оцінка швидкості втрати гумусу, азоту й фосфору;

3) контролювати зміну кислотності й лужності ґрунту, особливо у районах із внесенням високих доз мінеральних добрив, а також при іригації, використанні для меліорації промислових відходів;

4) контролювати зміну сольового складу зрошуваних ґрунтів;

5) контролювати ґрунти в місцях підвищеного випадання з атмосфери забруднюючих речовин (поблизу гірничопромислових комплексів, великих промислових міст);

6) вести контроль за локальним забрудненням ґрунтів важкими металами у зоні впливу промислових підприємств і транспортних магістралей, а також пестицидами в регіонах їх постійного використання, детергентами і побутовими відходами на територіях із високою щільністю населення;

7) вести довготерміновий і сезонний (за фазами розвитку рослин) контроль за вологістю, температурою, структурним станом, водно-фізичними властивостями ґрунтів і умістом у них елементів живлення

рослин;

8) здійснювати експертну оцінку ймовірної зміни властивостей ґрунтів при проектуванні гідробудівництва, меліорації, впровадження нових систем землеробства й удобрення;

9) проводити інспекторський контроль за розмірами й вірністю відчуження орнопридатних ґрунтів для промислових і комунальних цілей.

Ґрунт разом з мікроорганізмами, що живуть в ньому, виконує роль адсорбенту, очисника та біологічного нейтралізатора забруднювачів, здійснює мінералізацію всіх органічних решток. Використання ґрунту у вигляді очисника – одна з ланок кругообігу речовин, в якій очищується більшість органічних решток і відходів, які до цього забруднювали середовище.

До особливостей ґрунту, які визначають його здатність до фільтрації, очищення, вторинного використання деяких забруднювачів, перетворення різних відходів і залишків, належать такі: обмінна катіонна і аніонна здатність; значне географічне поширення; об'єм, який він займає в природі; фільтруюча здатність; біологічна активність, зумовлена вмістом макро- і мікроорганізмів; хімічне осаджування речовин з розчинів, які потрапляють в ґрунт, реакцій, які відбуваються в ґрунті при певній температурі, тиску; окислювально-відновлювальний потенціал; концентрація речовин.

Необхідною умовою, при якій ґрунт може виконувати функції очисника, є здатність його до самоочищення.

Серед властивостей ґрунту як очисника необхідно виділити енергетичну ємність – кількість енергії, яка нагромаджується в органічній речовині біомаси у процесі фотосинтезу і виділяється під час мінералізації органічних речовин.

Важливим показником самоочищення ґрунту є вміст і якість гумусу, оскільки азот, який є в гумусі – один з основних компонентів для адсорбції, утворення хелатів та компенсації інших негативних явищ.

Однак слід завжди мати на увазі, що насичення ґрунту забруднювачами має межу, в рамках якої він може функціонувати. Ця межа насичення визначається властивостями ґрунту та видом забруднювача.

Є багато класифікацій забруднювачів. Це – природні та антропогенні забруднювачі, фізичні і хімічні; останні, в свою чергу, поділяють на групи за хімічним складом. До основних видів забруднювачів ґрунтів належать важкі метали, радіоактивні елементи, неорганічні сполуки металів, органічні синтетичні речовини, пестициди, мінеральні добрива, різні органічні відходи, біологічні забруднювачі.

Найнебезпечніші забруднювачі ґрунтів – важкі метали. Основним джерелом потрапляння їх у ґрунт є промислові відходи та пилогазоподібні викиди. Більшість промислових відходів містять підвищені концентрації

свинцю, кадмію, хрому, міді, миш'яку та інших металів. Важкі метали потрапляють у ґрунт також з промисловим пилом та аерозолями. З промисловими викидами у ґрунт надходять також сірчаний та сірчистий ангідрид, окисли азоту, хлор та ін.

Метали промислових відходів характеризуються найбільшою акумуляційною здатністю. Підвищення концентрації металів у ґрунтах спостерігається в радіусі кількох десятків кілометрів від міст та великих промислових підприємств. Багато важких металів містить мул після очищення стічної води. Використання його для очищення стічної води. Використання його для удобрення призводить до забруднення ґрунту та рослинної продукції. Забрудненню ґрунтів важкими металами (кадмій, стронцій, мідь, свинець, цинк, нікель) сприяють викиди автомобільного транспорту.

Важкі метали, нагромаджуючись в ґрунті, беруть участь в хімічних, біохімічних процесах і негативно впливають на склад та властивості ґрунту. В забруднених ґрунтах порушуються процеси гумусоутворення, виникає ефект диспергації внаслідок руйнування органомінеральних комплексів, і як наслідком, посилюються ерозійні процеси. На ґрунтах, де концентрація важких металів нижча ніж рівень токсичності, треба вирощувати культури, які вбирають їх. Як уже зазначалося, ґрунт забруднюється пестицидами. Пояснюється це не тільки кількістю застосованих пестицидів, а й порушенням правил їх зберігання і застосування.

ґрунтові мікроорганізми розкладають більшість пестицидів, які потрапляють у ґрунт. Однак швидкість розкладу пестицидів у ґрунті залежить не тільки від мікроорганізмів, а й від природи пестицидів. Виключно стійкими до розкладення є хлороорганічні сполуки. Дослідженнями виявлено вміст пестицидів у жирових тканинах птахів тундри, де ці препарати ніколи не застосовувались.

Деякі пестициди – аналоги природних сполук мікроорганізми використовують як джерело живлення. У процесі трансформації пестицидів мікроорганізмами може спостерігатися синтез нових сполук з токсичними властивостями. Отже, питання про місце і роль токсикації пестицидів мікроорганізмами в ґрунті залишається досить складним.

Основними факторами, які зумовлюють метаболічну активність мікроорганізмів, є сприятливі температура та вологість, оптимальний вміст органічної речовини. Як правило, внесення органічних добрив підвищує швидкість детоксикації пестицидів.

Вплив мінеральних добрив на навколишнє середовище і ґрунт залежить від їх внесення, наукового обґрунтування потреби в поживних речовинах, строків і способів внесення.

Мінеральні добрива впливають на концентрацію та кислотність ґрунтового розчину. Внесення високих доз добрив, особливо азотних,

призводить до зниження суми ввібраних основ у ґрунті та підвищення його кислотності. Необґрунтоване внесення азотних добрив призводить до забруднення нітратами водних джерел та сільськогосподарської продукції.

Мінеральні добрива – одне з джерел забруднення середовища важкими металами як біофільними (цинк, мідь, марганець та інші), так і токсичними (кадмій, ртуть, свинець тощо).

Будівництво великих тваринницьких комплексів, концентрація на відносно малих площах значної кількості тварин, значна кількість відходів зумовили виникнення проблеми, пов'язаної із забрудненням навколишнього середовища і ґрунтів відходами тварин.

Ефективним методом утилізації цих відходів є приготування різних компостів, використання їх як енергетичного матеріалу для виготовлення різного палива (горючих газів, біогумусу та ін.). Рідкі тваринницькі відходи, за даними закордонних та вітчизняних авторів, можна застосовувати для вермикультивування і промислового виробництва біогумусу.

Щоб запобігти забруднення ґрунту та сільськогосподарської продукції, крім утилізації, необхідне контрольоване розрахункове використання відходів для безпосереднього удобрення ґрунтів. Внесення великої кількості органічних відходів призводить до засолення ґрунтових вод.

Необхідно зазначити, що для очищення органічних відходів тваринництва та промислових стічних вод придатні не всі ґрунти. Для цього слід використовувати ґрунти досить проникні, добре провітрювані, в яких можливі процеси окислення. Ґрунти з легким механічним складом, які мають високу водопроникність так само, як і важкі, для цього непридатні.

Охорона ґрунтів від забруднення має свої особливості. Це значною мірою пов'язано з особливостями ґрунту як природного середовища. Ґрунт є малорухомих середовищем, тому міграція забруднювачів у ньому відбувається повільніше, ніж наприклад, у воді або повітрі. Крім того, в ґрунті нагромаджуються забруднюючі речовини, внаслідок чого концентрація деяких може постійно підвищуватися. Забруднення ґрунту впливає і на людину, а шкідливість його залежить в основному від якості продукції та об'єму врожаю сільськогосподарських культур. Слід зазначити також, що ґрунти характеризуються незначною технологічністю при очищенні від забруднювачів.

Бурхливий розвиток промисловості та її технічне озброєння. Інтенсифікація землеробства, постійне збільшення витрат сировини та матеріалів призводять до різнобічних порушень ґрунтів. Саме тому виникла необхідність у створенні спеціальної служби моніторингу якості ґрунтів та вирощеної сільськогосподарської продукції.

В Україні існує система правових норм, спрямована на охорону

земель, відновлення та підвищення їх родючості. Суть правової охорони земель полягає в закріпленні у правових норм обов'язків і прав підприємств, організацій, установ і громадян відносно використання землі.

Державний контроль за станом і охороною землі здійснюється Радами народних депутатів через відповідні виконавчі і розпорядчі органи, а також природоохоронними органами та землевпорядною службою.

Існує державна система контролю за навколишнім середовищем, в якій контроль за якістю ґрунтів та рослинницької продукції здійснює Державна агрохімічна служба. Однією з ланок цієї служби є обласні проектно-дослідницькі станції хімізації сільського господарства, які вирішують комплекс практичних питань з моніторингу якості ґрунтів та сільськогосподарської продукції.

В реалізації програми моніторингу якості ґрунтів і продукції беруть участь і інші науково-дослідні установи. Дослідні дані про вплив географічних, кліматичних та інших факторів на нагромадження, міграцію та трансформацію забруднюючих речовин у ґрунті і рослинах дає можливість рекомендувати виробництву ефективні способи зниження вмісту їх у ґрунті і продукції.

Розроблені і впроваджуються у виробництво регламенти застосування пестицидів і мінеральних добрив, нормативні документи гранично допустимої концентрації (ГДК) пестицидів і важких металів у ґрунті і продукції рослинництва, нітратів у продукції рослинництва.

Однак контроль за якістю сільськогосподарської продукції неможливий без контролю за якістю ґрунту. Тому мета і завдання агрохімслужби зводиться до періодичного контролю якості і властивостей ґрунту; виявлення та усунення основних джерел забруднення ґрунтів; розробки запобіжних заходів щодо зменшення забруднення ґрунтів; постійний загальний контроль за якістю сільськогосподарської продукції, розробки і реалізації заходів, які забезпечують одержання екологічно чистої продукції.

Проектно-дослідницькими станціями хімізації сільського господарства періодично (один раз у 3-5 років) проводиться агрохімічне обстеження ґрунтів, за результатами якого видаються агрохімічні картограми вмісту рухомих сполук азоту, фосфору і калію, гумусу, сірки, обмінних основ у ґрунті, його кислотності, а деякими станціями і рухомих форм мікроелементів. Станції ведуть постійний контроль за динамікою і насиченням ґрунтів залишковими кількостями найбільш поширених пестицидів. Деякі з них здійснюють контроль за забрудненням ґрунтів важкими металами.

Обласні проектно-дослідницькі станції хімізації і районні комплексно-технологічні лабораторії хімізації і захисту рослин повинні контролювати вміст нітратів і залишкових кількостей пестицидів у сільськогосподарській продукції з виданням сертифікатів здійснювати комплексну діагностику

потреби сільськогосподарських культур в елементах мінерального живлення та ін.

Оскільки проблема запобігання і боротьби з забрудненням навколишнього середовища є однією з основних проблем суспільства, моніторинг ґрунтів і якості сільськогосподарської продукції є невід'ємною частиною глобальної системи моніторингу навколишнього середовища.

4.10 Нормативно-законодавча база у сфері використання й охорони земельних ресурсів в Україні

Ще в грудні 1990 р. Верховна Рада прийняла перший Земельний кодекс України як самостійної держави. У березні 1992 р. було ухвалено другу редакцію цього кодексу в зв'язку з упровадженням приватної та колективної власності на землю. 25 жовтня 2001 р. затвердили новий Земельний кодекс України. Крім цього, було прийнято такі закони: "Про плату за землю" від 23 грудня 2004 р., "Про форми державних актів, що засвідчують право власності та право постійного користування землею", "Про оренду землі" від 6 жовтня 1998 р., "Про меліорацію земель" від 14 січня 2000 р., "Про землеустрій" від 22 травня 2003 р., "Про державний контроль за використанням й охороною земель" від 19 червня 2003 р., "Про охорону земель" від 19 червня 2003 р., "Про захист конституційних прав громадян на землю" від 20 січня 2005 р. та низку інших важливих документів. Але загалом стан земельного законодавства України й досі залишається незадовільним.

За Земельним кодексом України регулюються відносини у сфері використання й охорони землі. Згідно з цим документом, земельні відносини — це суспільні відносини щодо володіння, користування і розпорядження землею. Суб'єктами таких відносин є громадяни, юридичні особи, органи місцевого самоврядування та органи державної влади; об'єктами — землі в межах території України, земельні ділянки та права на них. Земельні відносини регулюються Конституцією України, Земельним кодексом, а також прийнятими відповідно до них нормативно-правовими актами.

Земельне законодавство України, завдання якого полягає в раціональному використанні й охороні земель, ґрунтується на таких принципах:

- поєднання особливостей використання землі як територіального базису, природного ресурсу й основного засобу виробництва;
- забезпечення рівності права власності на землю громадян, юридичних осіб, територіальних громад і держави;
- невтручання держави у процес здійснення громадянами,

юридичними особами та територіальними громадами своїх прав щодо володіння, користування і розпорядження землею, крім випадків, передбачених законом;

- забезпечення раціонального використання та охорони земель;
- забезпечення гарантій прав на землю;
- пріоритет вимог екологічної безпеки.

До повноважень Верховної Ради України в галузі земельних відносин належить, зокрема, визначення засад державної політики в галузі використання та охорони земель і погодження питань, пов'язаних із вилученням (викупом) особливо цінних земель тощо. До земель України належать усі землі в межах її території, в тому числі острови та землі, зайняті водними об'єктами, котрі за основним цільовим призначенням поділяються на категорії. Україна за межами її території може мати на правах державної власності земельні ділянки, правовий режим яких визначається законодавством відповідної держави. Згідно з Земельним кодексом, усі землі України за основним цільовим призначенням поділяються на такі категорії:

- сільськогосподарські;
- землі житлової та громадської забудови;
- землі промисловості, транспорту, зв'язку, енергетики, оборони та іншого призначення;
- природно-заповідні та інші природоохоронні;
- землі оздоровчого призначення;
- рекреаційні;
- історико-культурні;
- землі лісового та водного фондів.

Власність на землю в Україні має такі форми: державна, комунальна, приватна. Розділяють користування землею постійне або тимчасове. Постійним є користування землею без визначеного терміну, а тимчасовим може бути коротко- (до трьох років) і довготермінове (від 3 до 25 років).

Окремий розділ Земельного кодексу присвячений охороні земельних ресурсів України. До охорони земель належить система правових, організаційних, економічних та інших заходів, спрямованих на:

- раціональне використання земель;
- запобігання необґрунтованому вилученню земель сільськогосподарського призначення;
- захист від шкідливого антропогенного впливу;
- відтворення і поліпшення родючості ґрунтів;
- підвищення продуктивності земель лісового фонду;
- забезпечення режиму використання земель природоохоронного, оздоровчого, рекреаційного та історико-культурного призначення.

Питаннями охорони земель в Україні, крім Міністерства охорони навколишнього природного середовища, займаються Державний комітет

земельних ресурсів України, Державний комітет лісового господарства України, Міністерство аграрної політики України, Міністерство транспорту і зв'язку України, Міністерство палива та енергетики України та інші центральні органи виконавчої влади. Загалом за допомогою заходів державного контролю виявлено, що сучасне використання земельних ресурсів в Україні не відповідає потребам раціонального природокористування.

У державній власності перебувають усі землі України, за винятком земель, переданих у колективну і приватну власності. Суб'єктами права державної власності на землю є:

— Верховна Рада України — на землі загальнодержавної власності України;

— Верховна Рада Автономної Республіки Крим — на землі в межах території республіки, за винятком земель загальнодержавної власності;

— обласні, районні, селищні, сільські ради народних депутатів — на землі в межах їх територій, за винятком земель загальнодержавної власності.

До складу земель, що потребують створення особливого режиму охорони та забезпечення цільового функціонального використання на території України, належать:

— курортні землі — території поширення понад 400 джерел лікувальних мінеральних вод і 104 родовищ лікувальних грязей; території морських пляжів довжиною 1160 км; земельні ділянки 1059 санаторіїв на 203 тис. місць;

— рекреаційні землі — земельні ділянки 2380 закладів організованого відпочинку й туризму на 398 тис. місць; території масового короткочасного відпочинку населення у приміських зелених зонах; земельні ділянки дачних поселень і садівничих товариств;

— землі природоохоронного фонду — території п'яти національних природних парків, 10 регіональних ландшафтних парків, трьох біосферних заповідників, 1800 заказників, 500 парків — пам'яток садово-паркового мистецтва тощо;

— землі об'єктів історико-культурної спадщини — території розташування понад 125 тис. пам'яток історії, археології, архітектури та ін.

Згідно з Земельним кодексом України, основою для оцінювання земель і розроблення землепорядної документації щодо їх використання та охорони є природно-сільськогосподарське районування. Спочатку потрібно провести агроекологічне зонування території, яке може бути основою стратегії екологічно раціонального використання земель. Для агроекологічних зон з умовно сприятливою та задовільною оцінкою агроекологічного потенціалу виділяється зона економічно доцільного використання земель, де землекористування необхідно організувати з урахуванням придатності ґрунтів для бажаних, економічно допустимих та

екологічно доцільних видів їх використання.

Для агроекологічної зони з умовно задовільною оцінкою агроекологічного потенціалу пропонується зона використання земель у режимі збереження. Сутність поняття "режим збереження" полягає в обмеженні на форми та інтенсивності експлуатації земель з метою забезпечення природного розвитку ґрунтів в умовах, що виключають такий антропогенний вплив, який спричинює зміни функції ґрунтів. Це не консервація певних територій, а особлива форма експлуатації ґрунтів, спрямована на збереження їх біоресурсного потенціалу.

Для погіршеного агроекологічного потенціалу ґрунтів рекомендується виділити зону екологічно адаптивного використання земель. У процесі організації землекористування варто враховувати придатність ґрунтів для ландшафтних видів використання і факт їх екологічної значущості для ландшафту загалом. Деякі види використання земель заборонено у зв'язку з тим, що вони можуть зумовити порушення ландшафто зберігаючих функцій ґрунтів і відповідно неконтрольовані зміни інших компонентів ландшафтів.

На базі зони екологічного лиха пропонується виокремити зону використання земель у режимі відновлення. Під режимом відновлення розуміють тимчасове вилучення території з традиційного господарського обігу для реалізації особливих форм землекористування, мета яких полягає у створенні умов для реабілітації втрачених у зв'язку з антропогенною діяльністю функцій ґрунтового покриву. Землекористування має організовуватися таким чином, щоб ґрунти могли відновлювати свої екологічні функції.

Контрольні питання

1. Методи та задачі охорони ґрунтів.
2. Назвіть основні причини виникнення та заходи попередження деградації ґрунтів.
3. Види ерозії та заходи боротьби з нею.
4. Назвіть основні причини дегуміфікації ґрунтів.
5. Мета та методи бонітування ґрунтів.
6. Моніторинг ґрунтів та його значення для боротьби із забрудненням навколишнього середовища

ЧАСТИНА 5

ОСНОВИ АГРОХІМІЇ

Агрохімія (з агрономічних проблем) – галузь науки, яка вивчає кругообіг речовин у системі «грунт – рослина – добрива», а також їх вплив на якість сільськогосподарської продукції та проблеми охорони довкілля в зоні ведення аграрного сектору.

Агрохімічні дослідження стосуються питань відтворення родючості ґрунтів, високоефективного використання мінеральних, органічних добрив, мікроелементів на фоні інших засобів хімізації, вивчення агрохімічної, економічної, енергетичної й екологічної ефективності добрив, їх фізико-хімічних та агрохімічних властивостей, організації системи хімізації галузей АПК та управління агроценозами.

Основні розділи агрохімії:

- живлення рослин, хімія ґрунту і добрив,
- взаємодія добрив з ґрунтом та мікроорганізмами,
- застосування добрив під окремі рослини,
- система удобрення в сівозміні,
- методика агрохімічних досліджень,
- хімічні засоби боротьби з бур'янами, хворобами та шкідниками сільськогосподарських культур.

Агрохімія є науковою основою хімізації сільського господарства. Вона розвивається під впливом вимог землеробства і сприяє підвищенню його культури. Агрохімія застосовує у своїх дослідженнях методику хімічного аналізу рослин, ґрунту й добрив, широко користується методами лабораторного і польового досліду, мічених атомів, спектроскопії й хроматографії.

5.1. ІСТОРІЯ РОЗВИТКУ АГРОХІМІЇ

Знання про підвищення родючості ґрунтів за допомогою різноманітних засобів нагромаджувалися в результаті практичної діяльності багатьох поколінь землеробів.

Певні переконання про роль мінеральних речовин і значення добрив були виказані ще в 1563 р. французьким природодослідником Паліссі. Він писав, що сіль є основою росту та розвитку всіх посівів і що гній, який вивозять на поля, не мав би ніякого значення, якби не містив солі, яка залишається від розкладання сіна і соломи.

Через 100 років дослідями англійського хіміка Глаубера (1656) було показано, що додавання селітри до ґрунту приводить до значного підвищення урожаю рослин.

Оригінальні слова про повітряне живлення рослин були виказані М.В. Ломоносовим в 1753 г: "преизобильноеращение тучных деревьев, которые на бесплодном песку корень свой утвердили, ясно изъясляет, что жирными листьями жирный тук из воздуха впитывают".

Зв'язок повітряного і кореневого живлення рослин був відзначений Лавуазьє, який відкрив в 1775 р. наявність азоту в атмосфері.

Далі зароджувалися перші знання в області кореневого мінерального живлення рослин. Російський вчений професор І.М. Комов (1750-1792) в книзі "О земледелии" детально описує значення окремих сільськогосподарських культур. Він говорить про необхідність добрива "худої землі", підкреслює значення гною не тільки як добрива, але і його роль в збереженні вологи в ґрунті, в поліпшенні структури ґрунту, а також відзначає важливу роль вапна для підвищення урожаїв. Ці вислови близькі до думок А.Т. Болотова (1738-1833), який в статті "О навозных солях" відзначає, що доступні рослинам поживні речовини утворюються з органічних добрив.

В області мінерального живлення різні погляди висловлювали А.П. Пошман (1792-1852), М.Г. Павлов (1793-1840) і багато інших.

Початок глибокому науковому вивченню кругообігу речовин у землеробстві був покладений у 30-х рр. 19 ст. французьким вченим Ж. Буссенго. Він встановив, що конюшина і люцерна здатні збагачувати ґрунт азотом. У 1866 російський вчений М. С. Воронін відкрив, що азот нагромаджується в бульбочках, які утворюються на коренях рослин під впливом життєдіяльності мікроорганізмів. Німецький агрохімік Г. Гельрїгель остаточно встановив, що азот з повітря засвоюють мікроорганізми, які живуть у бульбочках на коренях бобових рослин.

Корінний поворот в поглядах на живлення рослин викликала поява в 1840 р. книги німецького вченого Лібіха "Хімія в додатку до землеробства і фізіології". В ній давалася нищівна критика гумусної теорії, яка була

висунута шведським хіміком Валеріусом, згідно якої затверджувалося, що гумус є єдиною речовиною ґрунту, з якої рослина одержує живлення. Лібіхом була сформульована *теорія мінерального живлення рослин*, *теорія удобрення ґрунтів* для підтримки родючості, заснована на повному поверненні в ґрунт всіх узятих з неї мінеральних речовин. Це одне з найбільших придбань науки. Ним був створений "*закон мінімуму*", згідно з яким кількість урожаю залежить від кількості чинника, який знаходиться у мінімумі. Наприклад, якщо при вирощуванні кукурудзи бракує азоту або цинку, то скільки б не вносили фосфору, калію і інших елементів, вони не можуть підвищити врожай.

Паралельно з розвитком теорії живлення рослин в сільському господарстві починається вживання мінеральних добрив. В середині XIX століття до практики сільськогосподарського виробництва увійшли два види мінеральних добрив: чилійська селітра і суперфосфат, пізніше - калієві солі.

В Росії систематичні наукові дослідження в області живлення рослин і вживання добрив починаються з 60-70-х років XIX століття. Велике значення мали роботи Д.І. Менделєєва, П.А. Костичева, А.Н. Енгельгардта, К.А. Тімірязєва.

Розвиток агрохімії тісно був пов'язаний з діяльністю Д.Н. Прянишникова (1865-1948). Під його керівництвом вивчалися питання фосфорного живлення рослин, засвоєння рослинами фосфору з фосфоритів, використання рослинами калієвих солей, ролі біологічного азоту в землеробстві, дії мікроелементів на рослини. Під редакцією Д.Н. Прянишникова вийшло в світ 17 томів збірок "*З результатів вегетаційних дослідів і лабораторних робіт*". Завдяки його плідній науковій діяльності вийшли фундаментальні праці "*Агрохімія*", "*Азот в житті рослин і землеробстві СРСР*". Ним була створена радянська школа агрохіміків, що затвердила пріоритет вітчизняної науки в рішенні багатьох проблем агрохімії.

В Україні важливі агрохімічні дослідження були проведені на дослідних полях, на дослідних станціях, в університетах, вищих учбових сільськогосподарських закладах і в науково-дослідних установах. Зокрема, було встановлено ефективність на чорноземах мінеральних добрив, особливо фосфорних, і вивчено динаміку поживних речовин у ґрунті. Було розв'язано важливі проблеми біологічної фіксації в ґрунті елементів живлення, вивчено склад гною, компостів і умови їх застосування, досліджено закономірності надходження до різних рослин поживних речовин.

Продуктивність сучасного сільського господарства в значній мірі залежить від використання мінеральних і органічних добрив. За оцінкою американських учених, питома вага мінеральних добрив в системі заходів підвищення врожаїв досягає 41%, за даними німецьких фахівців -

50, а подумку французьких дослідників-навіть 50-70%. Світове виробництво туків складає в наші дні 120 млн. т на рік. Вміле застосування засобів хімізації дає приріст урожаю у два рази вищий і не нижчої якості, ніж за "біологічного" ведення господарства.

5.2. ФІЗІОЛОГІЧНІ ОСНОВИ ЗАСТОСУВАННЯ ДОБРІВ

Рациональне внесення поживних речовин у вигляді добрив - потужний фактор підвищення врожайності рослин. Особливе значення це набуває при розвитку інтенсивних технологій обробітку сільськогосподарських культур. Однак необхідно враховувати, що завищені дози добрив представляють не тільки марну їх витрату, але можуть призвести до ряду досить шкідливих наслідків. Перш за все, це може створити підвищену концентрацію ґрунтового розчину. Більшість культурних рослин чутливі до цього показника. Підвищення вмісту будь-якої живильної солі може токсично впливати на рослинний організм. Нарешті, підвищений вміст солей в рослині може погіршувати якість сільськогосподарської продукції. Для встановлення обґрунтованих норм добрив необхідно враховувати наявність поживних речовин у ґрунті, потреби даної рослини і властивості внесених добрив.

Рослини різко відрізняються за вмістом, а отже, і за потребою в поживних речовинах, за темпами їх надходження, за здатністю кореневих систем засвоювати поживні речовини. Рослини з розтягнутим ходом надходження поживних речовин (протягом усього вегетаційного періоду), як правило, менш вимогливі до добрив порівняно з рослинами зі стисненим періодом надходження. Так, наприклад, рослини льону поглинають всі необхідні речовини протягом 15 діб. Тому саме в цей період льон особливо вимогливий до вмісту поживних речовин у ґрунті. Необхідно пам'ятати, що за допомогою добрив можна регулювати не лише кількість врожаю, але і його якість. Так, для отримання зерна пшениці з високим вмістом білку необхідно насамперед внесення азотних добрив, тоді як для отримання продуктів з високим вмістом крохмалю (наприклад, зерна пивоварного ячменю чи бульб картоплі) насамперед треба поліпшити харчування фосфором і калієм.

Надходження мінеральних солей через кореневу систему. Ще Кноп і Сакс показали, що рослина добре засвоює поживні речовини з мінеральних солей. Однак питання про можливість засвоєння тих чи інших сполук, що містять елементи живлення, не могли бути остаточно вирішені у звичайних водних або піщаних культурах, оскільки в них присутні мікроорганізми, які легко переводять речовини з однієї форми в іншу. У присутності мікроорганізмів складно встановити, що вища рослина

поглинає з'єднання саме в тій формі, в якій вони спочатку введені в поживну суміш. Вирішення питання про доступність форм поживних речовин було здійснено в дослідях, проведених в стерильних умовах. Вперше І.С. Шуловим в лабораторії Д.М. Прянишникова був розроблений метод, при якому в стерильних умовах знаходилася тільки коренева система. У таких умовах надземні органи рослини розвивалися нормально. Було показано, що за відсутності мікроорганізмів кореневі системи рослин прекрасно засвоюють речовини, внесені в поживне середовище, в мінеральній формі у вигляді розчинних солей. Деякі органічні розчинні сполуки, зокрема сполуки азоту (амінокислоти), також може поглинати рослинний організм, хоча і з меншою інтенсивністю. Більш складні нерозчинні органічні сполуки у відсутності мікроорганізмів засвоюватися рослиною не можуть.

Таким чином, основним джерелом поживних речовин для рослин є мінеральні солі. Катіони і аніони надходять у рослини незалежно один від одного з різною швидкістю. Швидкість надходження того чи іншого іона більшою мірою визначається швидкістю його використання. Ця закономірність була розкрита шляхом визначення зміни концентрації водневих іонів (рН) у водних культурах. Виявилось, що значення рН розчину змінюється, якщо в поживній речовині солі катіонів і аніонів використовуються рослиною нерівномірно. Так, якщо в якості джерела азоту використовується хлорид амонію NH_4Cl , то при вирощуванні рослин значення рН розчину зсувається в кислу сторону. Це відбувається в силу того, що амоній необхідний рослині в значно більшій кількості, ніж хлор, і тому надходить швидше, обмінюючись на водень, адсорбований поверхнею кореня. Водень, який виділяється, з хлором утворюють соляну кислоту. В результаті розчин підкислюється. Можна навести протилежний приклад. Якщо в якості джерела азоту використовується нітрат натрію, то NO_3 -використовується рослиною інтенсивніше, а, отже, і надходить швидше. У навколишньому розчині буде накопичуватися NaHCO_3 . Ця сіль, піддаючись гідролізу, утворює NaOH (сильний луг) і H_2CO_3 (слабка кислота), буде зрушувати значення рН розчину в лужний бік. Ці досліді привели до того, що стали розрізняти фізіологічно кислі солі, наприклад, NH_4Cl , $(\text{NH}_4)_2\text{SO}_4$, і фізіологічно лужні солі, наприклад, NaNO_3 , $\text{Ca}(\text{H}_2\text{PO}_4)_2$.

Елементи, необхідні для рослинного організму. Необхідними вважаються елементи, без яких організм не може завершити свій життєвий цикл. Вони повинні надавати прямий вплив на організм і бути незамінними. Для того щоб встановити, чи є даний елемент необхідним, потрібно вирощувати рослини у середовищі відомого складу. У 1860 р. Ю. Сакс та І. Кноп, вирощуючи рослини в судинах на водному розчині мінеральних солей, встановили, що для життєдіяльності рослини, крім С, О, Н, необхідні наступні 7 елементів: N, P, S (неметали), K, Ca, Mg, Fe

(метали). Якщо повністю виключити будь-який з цих елементів, то при вирощуванні у водних культурах нормальні рослини отримати не вдається. На підставі досліджень Кноп запропонував поживну суміш для вирощування рослин у водній культурі. Після цього різні автори неодноразово видозмінювали живильні суміші, але всі вони повинні відповідати таким вимогам: 1) містити всі основні живильні елементи в доступній для рослин формі; 2) мати близький до нейтрального рН, який не повинен сильно зрушуватися при вирощуванні рослин, 3) загальна концентрація солей не повинна перевищувати певний рівень. Ю. Сакс та І. Кноп розвинули застосування вегетаційного методу, вперше запропонованого французьким ученим Ж. Буссенго (1837). При цьому методі рослини вирощують в спеціальних посудинах, заповнених водою, піском або ґрунтом. Відповідно розрізняють водні, піщані або ґрунтові культури. Залежно від завдань дослідження в судини вносять певну поживну суміш. Вегетаційний метод дослідження широко використовується у фізіологічних і агрохімічних експериментах. Останнім часом поширення набули лабораторії штучного клімату, де рослини вирощують в контрольованих умовах вологості, температури і освітленості. Вирощування рослин на водних поживних розчинах в теплицях широко застосовується в рослинницькій практиці.

Аналітичні методи, що застосовувалися Ю. Саксом та І. Кнопом (1859) не дозволяли достатньо очистити воду і судини, в яких вирощувалися рослини, тому елементи, які необхідні рослині в невеликій кількості, в той час не були відкриті. На початку ХХ ст. при сучасних методах очищення води і реактивів була показана необхідність для рослин, крім перерахованих вище, ще шести елементів: бору, марганцю, цинку, міді, молібдену і хлору. Припускають, що для нормального росту деяких рослин необхідні і такі елементи, як кобальт, натрій і ін.. Всі необхідні елементи кореневого живлення підпорядковуються основним правилам, сформульованим ще Ю. Лібіхом: 1) всі перераховані елементи рівнозначні і повне виключення будь-якого з них призводить рослин до загибелі, 2) жоден з перерахованих елементів не може бути замінений іншим, навіть близьким за хімічними властивостями, тобто кожен елемент має своє специфічне фізіологічне значення. Всі необхідні для життя рослин елементи залежно від їх кількісного вмісту в рослині прийнято розділяти на макроелементи (вміст більше 0,01%) - до них відносять N, P, S, K, Ca, Mg, Fe і мікроелементи (вміст менше 0,01%) - до них відносять Mn, Si, Zn, B, Mo, O. Але це розподіл досить умовний. Рослини окремих видів специфічно акумулюють мікроелементи в кількостях, порівнянних з накопиченням в тканинах макроелементів. Зокрема, рослини-галофіти відрізняються надмірною концентрацією у своїх тканинах хлору, а також бром у натрію. Деякі рослини акумулюють мідь, нікель, цинк, свинець, кадмій (тому їх називають металофіти).

Іноді виділяють ще одну групу поживних елементів, які називають корисними. До неї відносять елементи, які необхідні тільки в певних умовах або для деяких видів рослин. В даний час корисними для рослин елементами вважають натрій, кремній, кобальт, селен, алюміній.

Коренева система як орган поглинання солей. На зорі еволюції всім клітинам рослинного організму була притаманна здатність до поглинання води і поживних речовин. Мабуть, поділ функцій між клітинами окремих органів здійснювалося поступово. Це підтверджується тим, що клітини листка зберегли в певній мірі здатність до поглинання не тільки води, але і поживних солей. Сформована коренева система - складний спеціалізований орган. Основною зоною поглинання поживних речовин, що постачає і надземні органи рослини, є зона розтягування клітин і зона корневих волосків (всмоктування). Підрахунки показують, що на 1 мм² поверхні кореня розвивається від 200 до 400 корневих волосків. Таким чином, кореневі волоски збільшують поверхню кореня в сотні разів. Вони мають і підвищену здатність до поглинання (Д.Б. Вахмістрів). У меристематичній зоні немає диференційованої судинної системи. При цьому флоема диференціюється раніше, і лише трохи вище за довжиною кореня утворюється ксілема. Саме по ксілемі відбувається пересування води з розчиненими поживними речовинами. Тому основна маса поглинених меристемою іонів використовується в цих же клітинах. Однак деяка кількість іонів, і особливо Ca^{2+} все ж надходить з цієї зони в надземні органи рослин. Разом з тим поглинені в зоні розтягування і зоні корневих волосків іони, поряд з постачанням надземних органів, можуть транспортуватися і вниз по кореню (М.Ф. Данилова). Вище зони корневих волосків розташована зона розгалуження кореня. У цій зоні поверхня покрита шаром пробки і в поглинанні поживних солей практично не бере участь. Різні зони кореня поглинають різні мінеральні елементи. Показано, що Ca^{2+} надходить тільки в апікальні зони, K^+ , NH_4^+ , фосфати абсорбуються всією кореневою системою. Однак для кукурудзи встановлено, що найбільша швидкість акумуляції K^+ і NO_3^- спостерігається в зоні розтягування, а NH_4^+ швидше абсорбується в апексі.

Сформована коренева система – досить складний орган з добре диференційованою внутрішньою структурою.

Диференціювання клітин кореня розпочинається в зоні поділу клітин меристеми. В зоні росту ці процеси прискорюються – з'являється ризодерма (епіблема), перші провідні елементи прото- й метафлоеми, трициклу.

Зони поділу та росту з розтягуванням кореня — найактивніші ділянки поглинання води і мінеральних речовин. На зовнішній поверхні клітин ризодерми утворюються кореневі волоски, де найактивніше відбуваються процеси метаболізму і куди постійно надходять поживні речовини. Зона поглинання, де зосереджена основна маса корневих волосків –

найактивніша всмоктувальна частина кореня.

В міру відмирання ризодерми з кореневими волосками на поверхні кореня з первинної кори утворюється нова покривна тканина – екзодерма. Клітини первинної кори активно і пасивно транспортують речовини до центрального циліндра кореня, а також виконують функцію синтезу і накопичення різних запасних речовин. На шляху речовин, що надходять із ґрунтового розчину, є ряд бар'єрів.

Перший із них – це ризодерма, а другий – внутрішній шар клітин первинної кори – ендодерма, бічні стінки оболонок яких мають особливі потовщення – пояски Каспарі, просякнуті лігніном і суберином, а тому непроникні для йонів. Однак пояски Каспарі є не в усіх клітин ендодерми, серед них є так звані пропускні клітини, які не лігніфіковані. Вони локалізовані в місцях утворення бічних коренів і крізь них йони легко транспортуються.

Зона ендодерми – фізіологічний бар'єр, де протопласт "контролює" потік йонів. Функція ендодерми цим не вичерпується, адже вона також затримує та регулює надходження речовин із центрального циліндра в периферійні тканини.

Ще одним бар'єром на шляху до центрального циліндра кореня є перицикл, що складається з активних меристематичних клітин. Перицикл – зовнішній шар осевого центрального циліндра кореня. В ньому накопичуються різні речовини, в тому числі фітогормони, що стимулюють утворення бічних коренів.

Завдяки таким фізіологічним бар'єрам розчин, який потрапляє в центральний циліндр кореня, значно трансформується, а тому відрізняється від ґрунтового розчину. В корені синтезуються "напівфабрикати", які з часом легко залучаються до біосинтетичних процесів уже в стеблі чи листках.

Центральний циліндр кореня характеризується радіальним розміщенням первинних провідних тканин – флоєми та ксилеми. Отже, особливості будови кореня багато в чому визначають його функції. Як відомо, листки та корені рослин полярно відрізняються за напругою окисно-відновного потенціалу. Листки мають низьку напругу, корені – навпаки. Утримання даного потенціалу на рівні, що відповідає нормальній життєдіяльності рослин, забезпечується відповідним обміном продуктами їх власної синтетичної функції.

Ще в 1949 р. Д. А. Сабінін обґрунтував концепцію про синтетичну функцію кореня: корінь не лише поглинає мінеральні елементи, а й перетворює їх у процесі транспортування в надземні органи. Синтетична діяльність кореня ґрунтується на базі асимілятів, які надходять від донорів органів фотосинтезу.

Кругообіг речовин у рослині – важлива ланка кореневого живлення. Він зумовлений специфічними вимогами рослини до поживних елементів

та джерелами живлення, які для неї доступні. Цей кругообіг тісно пов'язаний як із поглинальною, так і з видільною функцією кореня. Доведено, що через кореневу систему виділяються майже всі типи водорозчинних сполук. Логічно виникає запитання щодо екологічної доцільності таких виділень. Вони можуть бути пристосувальною реакцією на зміну умов середовища, поживними елементами для ризосферної та ґрунтової мікрофлори, частина їх реутилізується тим самим або поряд розміщеним рослинним організмом ценозу. Кореневі виділення зумовлюють явище алелопатії (взаємного впливу) рослин, що входять до складу фітоценозу. Активними алелопатичними агентами ґрунту є тритерпени: еритрородіол і сератіол. Зазначимо, що такі токсичні виділення рослин, як халкони та дигідрохалкони (флоридзин), у ґрунті швидко руйнуються, втрачаючи свою активність. Кількість і склад таких виділень (алкалоїди, глікозиди, сапоніни, кумарини, терпени, флавоноїди тощо) залежать від виду рослин.

Розглядається навіть концепція алелохімікатів, тобто продуктів, що утворюються в разі взаємодії рослин і ґрунту, та можуть бути використані як форма природних гербіцидів. Створення такої системи природних гербіцидів може стати однією з біотехнологічних моделей, яка дасть змогу уникнути використання в рослинництві синтетичних гербіцидів із підвищеною токсичністю.

Доведено, що у різних рослин спостерігається специфічність корневих виділень, із якими пов'язують так звану ґрунтовтому.

Це явище є типовою ознакою антропогенних змін в екосистемі ґрунту. Монокультура як екологічний фактор порушує природні процеси в масштабі екосистеми ґрунту. Втомлений ґрунт характеризується надмірним розвитком шкідливих для рослин мікроорганізмів. Встановлено, що 15...45 % виділених із таких ґрунтів мікроорганізмів продукують фітотоксини. В таких ґрунтах надмірно розвиваються бактеріофаги, що знищують бульбочкові бактерії, знижуючи продуктивність азотфіксації.

Ґрунтовтома – одна з найбільших проблем світового землеробства, яка перебуває під контролем продовольчої комісії Організації Об'єднаних Націй (ФАО ООН). За даними цієї комісії внаслідок ґрунтовтоми щороку втрачається 25 % загальних біологічних втрат світового врожаю. Таке явище як ґрунтовтома у природних ценозах не спостерігається.

Токсичність речовин, що виділяються коренем, найчутливіше проявляється в зоні ризосфери – шарі ґрунту (2—3 мм), що безпосередньо оточує кореневу систему рослин. Кореневі виділення, відмерлі кореневі волоски сприяють розвитку в ризосфері різноманітних мікроорганізмів. Деякі з них забезпечують рослини азотом, синтезують біологічно активні речовини, які стимулюють ріст рослин, мінералізують органічні сполуки. Інші, навпаки, пригнічують рослини, виділяючи певні токсини. Взаємодія

кореневих систем і мікрофлори проявляється у формі ризосферного ефекту, величина якого визначається відношенням кількості мікроорганізмів у ризосфері до вмісту їх у ґрунті за її межами.

Кореневі виділення здатні змінити водний режим ґрунту й рослини, інтенсивність дихання, транспірації, засвоєння вуглеводів тощо.

Функції кореневої системи. Питання про функції кореневої системи представляє цілий ряд проблем, пов'язаних з живленням рослин, і тому необхідно познайомитися з основами виділення і синтезу речовин у коренях, транспортом іонів у клітину, тканини й органи.

Роль кореня в житті всієї рослини багатогранна. У першу чергу, корінь – це спеціалізований орган поглинання води і мінеральних елементів з ґрунту. Друга сторона діяльності кореневої системи – часткова чи повна переробка поглинутих іонів, їх відновлення, включення в різні органічні сполуки і транспортування в наземні органи для синтезу складних метаболітів і фізіологічно активних речовин. Ця сторона синтезуючої функції коренів пов'язана з процесом поглинання. Третя функція – виділення в навколишнє середовище речовин, різних за хімічною природою і біологічним значенням.

У роботах Д. Н. Прянишнікова вивчення питання про порівняльну цінність різних неорганічних сполук азоту, як джерел азотного живлення, послужило частиною цікавих досліджень з перетворення сполук азоту в кореневій системі. Спочатку зацікавило запитання про походження і роль аспарагіну. Відомо, що ця речовина нагромаджується при проростанні насіння у темряві в дуже значних кількостях, що азот аспарагіну складає біля половини всього азоту проростків. Значного поширення набуло уявлення про аспарагін, як продукт розпаду білків, що виникає при мобілізації білкових запасів насіння. Експериментально Д. Н. Прянишніков (1945) довів, що аспарагін не може бути безпосереднім продуктом розпаду білків при проростанні насіння, а виникає в результаті вторинного синтезу. Це було зроблено шляхом проведення дослідів по вивченню здатності рослин засвоювати азот аміачних солей при різних умовах використання. Проростки гороху, ячменя і люпину жовтого тим краще здатні утворювати аспарагін за рахунок амонійних солей, які надходять ззовні, чим краще вони забезпечені вуглеводами. У темряві проростки в процесі дихання витрачають свої вуглеводні запаси і перетворюються в організм, позбавлений можливості використовувати аміак для синтезу аспарагіну.

Д. Н. Прянишніков уявляв, що рослини мають можливість знешкодження аміаку шляхом його проміжного зв'язування з органічними молекулами, що виникають у процесі метаболізму. У результаті вивчення дикарбонових амінокислот і амідів у рослин у період інтенсивного білкового обміну він знайшов, що ці з'єднання грають важливу проміжну і разом з тим захисну роль у системі перетворень, що супроводжуються

вивільненням і використанням аміаку. Подальші дослідження розкрили біохімічну картину первинної асиміляції коренями іонів амонію і показали провідну роль у цьому процесі циклу ди- і трикарбонових кислот. Азот, що поглинається коренями, зазнає амінування й амідкування.

Д. А. Сабінін в 1949 р. обґрунтував концепцію про синтетичну роль коренів. Основні положення цієї концепції наступні:

- корінь здатний не тільки поглинати мінеральні елементи, але і перетворювати їх (частково або цілком) і подавати в наземні органи в зміненому вигляді;

- корінь впливає на надземні органи не тільки за рахунок забезпечення їх водою і мінеральними елементами, але і за рахунок продуктів специфічних реакцій обміну речовин, що відбуваються в коренях.

Корені рослин здійснюють асиміляцію азоту переважно в зоні кори.

Кількісний склад амінокислот змінюється в процесі росту клітин кореня. Велика кількість амінокислот у зонах розтягнення і диференціації свідчить про зростання потреби амінокислот для білкового синтезу, здатність до якого збільшується в міру росту клітини.

Зміна амінокислотного складу коренів і подачі з патокою амінокислот у процесі вегетації рослин є відображенням нормального функціонування коренів, їх синтезуючої діяльності протягом онтогенезу.

Корені в рослині як би виконують роль "залози", що виробляє за рахунок асиміляторів, які надходять з листків, і азоту з ґрунту багато вторинних азотистих сполук, у тому числі речовини регуляторного характеру. Синтезовані в коренях сполуки надходять у надземні органи. Кругообіг речовин у рослині є ланкою кореневого живлення і тому чітко контролюється потребою рослини. Цей кругообіг тісно пов'язаний з поглинаючою і видільною діяльністю коренів і служить в основному для розподілу вироблених NH_2 - сполук.

Однією з функцій кореневої системи є виділення в навколишнє середовище речовин, різних за хімічною природою і біологічним значенням. Експериментально встановлено, що через кореневу систему виділяються майже всі типи водорозчинних органічних сполук. У складі корневих виділень виявлено багато різноманітних амінокислот і органічних кислот. Неодмінними компонентами корневих виділень є цукри. Кількість і склад корневих виділень визначаються видовими і сортовими особливостями рослин. Наприклад, кореневі виділення в бобових рослин значно багатші на амінокислоти, ніж злакові; яблуня через корені виділяє фенольні речовини, а овес - речовини типу лактонів.

Є відомості про те, що корені здатні виділяти мінеральні речовини. Яскравим прикладом можуть служити бобові й олійні культури, корені яких виділяють фосфорну кислоту й інші мінеральні елементи.

Отже, кількість виділених у ґрунт речовин може істотно перевищувати рівень їх вмісту в самому корені. Цей феномен означає, що

екскреторні процеси визначаються життєдіяльністю всього організму, а корінь виконує функцію органа виділення. Процес виділення речовин відбувається постійно і, мабуть, є нормальною функцією рослинного організму. Зараз визнається існування постійного круговороту поживних речовин по рослині, під яким варто розуміти пересування елементів ґрунтового живлення з коренів у надземні органи, а потім знову в корені, звідки частина речовин може мігрувати назад у ґрунт.

Одним з найбільш переконливих підтверджень інтенсивних виділень є відзначені факти негативного балансу процесів живлення на останніх етапах онтогенезу рослин. Поглинені коренями зольні елементи наприкінці вегетації в значних кількостях повертаються в ґрунт (22 % Са, 10 % Мо). Виділення фосфорної кислоти коренями люпину, гірчиці, ярового рапсу може скласти близько 14-34%, усієї фосфорної кислоти, що поглинається рослиною.

Швидкості виділення і поглинання К, Na, Са, Со настільки великі, що рослини за період вегетації здатні поглинути і виділити в десятки разів більше цих елементів, ніж містили їх у собі в період вегетації.

Виділення метаболітів коренями властиве зоні кореневих волосків, і кореневі виділення, як правило, мають кисле середовище.

Виникає питання: яка екологічна доцільність викиду асимільованого вуглецю і раніше поглинених елементів мінерального живлення.

1. Безсумнівно, ці виділення, з одного боку, можуть бути пристосувальною реакцією до змін у зовнішньому середовищі. Відзначено, що висихання ґрунту до початку зів'янення рослин і наступного її поливу сприяють посиленому виділенню амінокислот і відновлених сполук з рослин.

З іншого боку, виділення позаклітинних гідролаз у ризосферу, очевидно, свідчить про пристосування рослинних форм у процесі еволюції до використання деяких елементів мінерального складу.

2. Виділені кореневою системою продукти життєдіяльності накопичуються в ризосфері і служать поживним субстратом для ризосферної і ґрунтової мікрофлори, тобто корені забезпечують її азотом і вуглецем у легко доступній формі. Наявність легко доступної органічної речовини сприяє розвитку клубенькових бактерій. У вигляді корневих виділень безпосередньо на процеси азотфіксації витрачається від 25 до 37% вуглецю, фотосинтезованого рослиною.

3. Частина корневих виділень реутилізується. Прямий обмін метаболітами коренів сусідніх рослин між собою відіграє ведучу роль у взаєминах рослин у фітоценозах.

Як відомо, при багаторічному, беззмінному вирощуванні тієї чи іншої культури відбувається збіднення якісного складу мікрофлори. Рослинні виділення можуть пригнічувати існування деяких представників ґрунтової мікрофлори.

Негативний вплив токсичних корневих виділень деякою мірою пов'язаний з наявністю в ґрунті органічної речовини. Чим нижчий вміст органічної речовини в ґрунті, тим швидше настає стомлюваність ґрунту.

Результати визначення активності ферментів ризосфери показали, що ферментативна активність ґрунту знаходиться в тісному зв'язку з діяльністю корневих систем. Про здатність тонких закінчень коренів виділяти в навколишнє середовище активну протеазу вказував В.Д.Купревич (1954). Виявляється також певна залежність між чисельністю мікроорганізмів у ґрунті й активністю протеаз.

Кореневі виділення здатні змінювати водяний режим у ґрунті і рослині, порушувати інтенсивність транспірації, дихання і засвоєння вуглеводів.

Поглинання елементів мінерального живлення рослин. Поглинання мінеральних елементів - саморегульований процес. В основі його лежить здатність рослин підтримувати збалансованість рівнозначних потоків іонів мінеральних солей, що забезпечує необхідний для життєдіяльності рівень нагромадження мінеральних елементів. Будь-яке відхилення від цього рівня викликає ряд процесів, спрямованих на відновлення втраченої рівноваги, тобто на включення гомеостатичних механізмів. При цьому можливі не тільки повернення до вихідного рівня нагромадження мінеральних елементів у клітках, але і перехід (відповідно до їхнього змісту в зовнішнім середовищі) на новий рівень, що лежить у межах фізіологічних норм відхилень.

Під іонним гомеостазом клітини варто розуміти систему, що забезпечує підтримку і розподіл внутрішньоклітинних концентрацій іонів і води. Підтримка іонного гомеостазу в клітинах рослин може досягатися різними шляхами. Один зі шляхів регуляції іонного гомеостазу рослин полягає в тому, що поглинання одного іона може відбуватися за рахунок виділення іншого. Особливо у великих розмірах таке заміщення може відбуватися в галофітів. У них повнота заміщення поживних іонів баластовими (Na^+ , Cl^-) досягає 70 %.

Іншим шляхом регуляції іонного гомеостазу рослин є посилення видільної діяльності кореневої системи, сольових залоз. А. М.Смирнов (1970), вивчаючи ріст і метаболізм ізольованих коренів у стерильній культурі, установив, що в процесі росту в ізольованій культурі корені виділяють у середовище крім органічних сполук катіони й аніони.

Третій шлях підтримки іонного гомеостазу – це перерозподіл вмісту іонів в органах рослин. Надлишок іонів солей може виділятися в старі листки, затримується в коренях.

Оскільки для нормального функціонування клітин рослин важлива не тільки концентрація тих чи інших іонів солей, але і їх співвідношення, то в клітині відбуваються процеси, що забезпечують необхідне співвідношення різнозарядних іонів. Тут набирає сили закон сталості відношення суми

катионів до суми аніонів.

Рослина поглинає катиони в еквівалентно більшій кількості, ніж аніони, тому одержана частка небагато більша 1.

Прикладом цього можуть бути численні дослідження і кількісний аналіз поживних речовин, що витрачаються деревом на створення деревини, листків і плодів. Підсумувавши показники виносу, установлені для різних умов оброблення плодкових культур, можна одержати наступні середні значення виносу чистих поживних елементів (у кг/га): азот - 76; фосфор - 33; калій - 110; кальцій - 70.

Якщо взяти за основу вищенаведені середні значення виносу поживних речовин, то співвідношення N: P : K : Ca буде відповідати 1:0,4:1,4:0,9. Навіть при однобічному внесенні мінеральних речовин його величина майже не змінюється, тому що інтенсивне поглинання калію потім буде вирівняно, наприклад, незначним поглинанням магнію і кальцію, що є антагоністами, чи сильне поглинання NO_3^- буде урівноважено не менш інтенсивним поглинанням катионів унаслідок їх синергізму. Посилений синтез органічних кислот є одним з діючих способів зв'язування катионів і нейтралізації сполук основного характеру. Велику роль в утриманні кислотно-лужної рівноваги в клітинах відіграють органічні полікатиони і поліаніони (амінокислоти, нуклеїнові кислоти, фосфоліпіди, полісахариди).

Основним, і найчастіше єдиним, джерелом мінеральних речовин для рослин служить ґрунт.

Вивчення питання транспорту елементів є одним з основних у мінеральному живленні. Це визначено наступним: по-перше, сутність живлення рослин полягає в поглинанні і включенні в метаболізм мінеральних елементів у результаті обміну між організмом і середовищем.

По-друге, з'ясування питань, пов'язаних із транспортом, наближає нас до керування продуктивністю сільськогосподарських рослин на більш високій теоретичній основі. Знаючи умови поглинання і пересування того чи іншого елемента, можна кількісно змінити вміст його в тканинах.

По-третє, вивчення транспорту елементів сполучено із з'ясуванням властивостей і функцій клітинної оболонки, мембранних утворень, зв'язку між клітками і тканинами.

В остаточному підсумку іонний транспорт накладає відбиток на всі основні групи явищ: перетворення речовин, енергії, передачу інформації.

Тривалий час серед фізіологів рослин була розповсюджена думка, відповідно до якої елементи мінерального живлення надходять у рослини разом з водою на основі осмотичних і дифузійних закономірностей. Вважалося, що речовини поглинаються рослиною в тих же кількостях і співвідношеннях, у яких вони знаходяться в ґрунтовому розчині. Було встановлено, що процеси поглинання води й елементів мінерального живлення в широких межах незалежні одне від одного. Вода необхідна як

розчинник речовин, у розчиненому стані окремі елементи пересуваються по рослині, але поглинання речовин рослиною відбувається вибірково, що може цілком змінювати співвідношення поглинених речовин у порівнянні з тими, які є в зовнішньому розчині. Це дуже важливе принципове питання фізіології кореневого живлення рослин.

Експерименти цілком підтверджують теоретичний висновок про незалежність процесів поглинання солей і води кореневими системами. Д. А. Сабінін (1955) приводить три ряди фактів, що є підставою для твердження про незалежності цих процесів.

По-перше, не існує прямого зв'язку між кількістю транспірованої рослинами води і кількістю солей, поглинених з розчину, що оточує кореневі системи. Установлено, що навіть при слабкій транспірації (11 відносних одиниць) відбувалося інтенсивне поглинання солей (50 відносних одиниць). Відзначено, що при більшій транспірації спостерігається деяке посилення поглинання солей, але воно є дуже невеликим, що ледь виходить за межі похибки методу обліку поглинання солей.

Другий ряд факторів, що свідчать про відсутність зв'язку між поглинанням води і розчинених речовин із середовища, що оточує корені, це дані про одночасний рух іонів солей і води через кореневі системи в протилежних напрямках. При розгляді видільної функції коренів відзначалося, що з корневих систем серед інших речовин виділяються в зовнішнє середовище різні іони. Наприклад, при $pH < 6,0$ з коренів злаків, вирощених у водяній культурі, виділяється кальцій. При визначених значеннях pH на світлі в умовах інтенсивної транспірації відбувається виділення сульфат- і фосфат-іонів.

Третій ряд факторів, що обґрунтовують представлення про незалежність поглинання іонів коренями від поглинання води, складають результати дослідів по засвоєнню кореневими системами іонів із ґрунту.

Завдяки роботам ґрунтознавців і фізіологів стало відомо, що живильні речовини з ґрунту в корені надходять переважно у формі іонів, чи присутніх у розчині, чи адсорбованих частками. Поглинання іонів здійснює головним чином молода (зростаюча) частина коренів. Існує кілька шляхів, що забезпечують сталість контактування коренів з елементами харчування. По-перше, це досягається завдяки активному пошуку необхідних іонів самою рослиною: збільшенню довжини коренів і освоєнню нової товщі ґрунту. Так здійснюється перехоплення елементів харчування. По-друге, іони надходять у корені з масовим струмом, що виникає в ґрунті в результаті транспірації води рослинами. По-третє, іони пересуваються з ґрунту у бік коренів дифузно по градієнті концентрації.

Пайова участь кожного з перерахованих шляхів доставки іонів до коренів у залежності від умов може істотно мінятися. Так, доставка багатьох елементів-біофілів до коренів здійснюється переважно масовим

потоком. Однак це можливо тільки при їхньому значному змісті в ґрунтовому розчині. Якщо ґрунтовий розчин бідний елементами харчування, то відбувається обмін іонами між клітками епідермісу і частками ґрунту. Обмін може чи відбуватися безпосередньо між поверхніми чи клітки частки, чи в результаті переходу іонів у ґрунтовий розчин.

Відповідно до сучасних представлень, на першому етапі поглинання елементів мінерального харчування значну роль грає їхня адсорбція на поверхні кліток і тканин. Перша протікає за рахунок електричних сил адсорбуючої поверхні, друга - за рахунок взаємодії з зарядами амфотерних з'єднань протоплазми. Торкаючись питання про значення адсорбції в процесах харчування рослин, слід зазначити роботи Д. А. Сабініна (1940), І. І. Колосова (1962). Автори вказували, що розгляд процесу надходження речовин у клітину повинен починатися з ефекту взаємодії оболонок рослинних клітин з іонами зовнішнього середовища, і досить чітко сформулювали уявлення про клітинну стінку як про іонообмінну фазу.

Значна інформація про роль оболонки в первинному поглинанні іонів була отримана в роботах, присвячених питанню локалізації так званого вільного простору. Д. Б. Вахмістров (1969) довів, що вільний простір локалізований у клітинній оболонці і не поширюється на цитоплазму. Цей висновок прийшов на зміну раніше пануючим уявленням, згідно яким основним місцем адсорбції іонів була протоплазма.

Ряд дослідів, виконаних на ізольованих клітинних оболонках позбавлених слідів цитоплазми, показав їх високу адсорбційну ємність.

Таким чином, сорбційні властивості клітинної оболонки повинні значно впливати на процес поглинання іонів рослинною клітиною. Припускають, зокрема, що в результаті адсорбції при дуже низьких іонних концентраціях відбувається значне концентрування речовин на фазовій границі клітина/зовнішній розчин. Показано, що клітинна стінка, як перший бар'єр на шляху проникнення елементів мінерального живлення, є слабкокіслом катіонообмінна мембрана, матриця якої утворена целюлозою і несе певну кількість карбоксильних груп, що зв'язують катіони. Притягування до клітинної стінки позитивно заряджених часток збільшує концентрацію розчинних речовин, що приводить до підтримки в клітинній стінці більш високого осмотичного тиску, ніж у розчині.

Ключову роль у здійсненні контролю за рухом іонів із клітини в клітину відіграє плазмалема. Для елементів мінерального живлення вона служить просто бар'єром, що обмежує їх рух по градієнту концентрацій. Однак для деяких іонів роль плазмалеми більш специфічна. У цих випадках у мембранах включаються механізми, що полегшують рух іонів через мембрану по градієнту їх концентрацій. Це відбувається тоді, коли клітини активно накопичують які-небудь іони, концентрація яких повинна підтримуватися на низькому рівні. При такому активному транспорті іонів

через мембрану витрачається енергія, накопичена у формі АТФ.

Отже, по своєму відношенню до енергетичних процесів транспортні системи рослин поділяють на пасивні й активні механізми. Пасивні механізми приводять лише до прискорення вирівнювання концентрації речовин у зовнішній середовищі і у внутрішньому об'ємі клітин. Вважається, що рушійною силою такого процесу є концентраційний градієнт, і тому передбачається, що перенос, що є власне кажучи полегшеною дифузією, відбувається без додаткової витрати енергії.

5.3. МІНЕРАЛЬНІ ДОБРИВА

Значення та класифікація добрив

Добривами називають речовини, які вносять у ґрунт для поліпшення його властивостей і умов живлення рослин.

Добрива підвищують не тільки урожай, а і його якість, стійкість рослин проти хвороб, сприяють їх швидшому росту і розвитку, збільшують ефективність використання вологи тощо.

Важливою характеристикою добрив є вміст у них поживного елемента або діючої речовини, що виражається у відсотках до загальної маси добрива.

Добрива поділяють на різні групи, беручи до уваги: організаційно-господарські умови їх одержання і застосування, хімічний склад, конструкцію, характер дії на рослину і ґрунт, фізичний стан тощо.

За організаційно-господарськими умовами виготовлення і використання виділяють: а) місцеві добрива - виготовляють і використовують безпосередньо в господарстві (органічні добрива, вапно); б) промислові - виготовляються спеціально на промислових підприємствах або є відходами інших виробництв (мінеральні, бактеріальні добрива).

За хімічним складом добрива є органічні (гній, компости, торф, сеча та ін.), мінеральні (аміачна селітра, суперфосфат, калійна сіль і ін.), бактеріальні (нітрагін, азотобактерин, фосфобактерин і ін.).

За конструкцією мінеральні добрива поділяють на прості, комплексні і мікродобрива.

Прості добрива - це добрива, які містять у своєму складі один поживний елемент (прості азотні, фосфорні, калійні добрива).

Комплексні - містять кілька елементів живлення в складових частинках: повні, або потрійної дії, - містять NPK; неповні, або подвійної дії, - містять два елементи, і частіше всього це N і P. Крім того, комплексні добрива поділяються на комплексні складні - поживні елементи входять до складу однієї хімічної сполуки (амофос, калійна селітра) та комплексні

складнозмішані - добрива, які містять один або два основних елементи живлення, не в одній сполуці, але в одній гранулі (нітрофос, нітрофоска, нітроамофоска та ін.).

Мікродобрива - добрива, які містять мікроелементи і застосовуються у невеликих кількостях (борна кислота, бура, мідний і цинковий купороси тощо).

За характером дії добрива є прямої та опосередкованої дії.

Прямої дії - це добрива, з якими в ґрунт безпосередньо вносяться поживні елементи (мінеральні добрива).

Опосередкованої дії - збагачують ґрунт поживними елементами опосередковано, в тому числі через покращення його властивостей (органічні, бактеріальні добрива, вапно, гіпс).

Залежно відносно швидкості вбирання рослинами катіонів і аніонів та впливу на реакцію ґрунтового розчину виділяють: а) фізіологічно кислі добрива - це сполуки, під час розчинення яких із ґрунтового розчину швидше вбираються катіони, ніж аніони (аміачна селітра, аміачна вода, суперфосфат та ін.); б) лужні - аніони вбираються швидше від катіонів (натрієва і кальцієва селітри, фосфоритне борошно, томасшлак); в) нейтральні - добрива, катіони і аніони яких рослини поглинають з приблизно однаковою швидкістю (комплексні мінеральні добрива, сечовина, значна частина органічних).

За фізичним станом добрива є рідкі (аміачна вода, сеча, гноївка і ін.) та тверді (аміачна та інші види селітр, суперфосфат, хлористий калій, пташиний послід).

Властивості мінеральних добрив

Для організації правильного зберігання, транспортування, змішування та внесення мінеральних добрив необхідно знати їх основні фізико-хімічні та механічні властивості, що визначають (поряд G вмістом діючої речовини) якість поставлених сільському господарству добрив і готується тукусуміш.

Вологість промислових добрив, що поставляються сільському господарству (її максимально допустимий рівень) повинна становити для азотних добрив 0,15-0,3%, суперфосфатів - 3-4, інших добрив - 1-2%. Від вологості залежать всі основні фізико-механічні властивості добрив.

Гігроскопічність характеризує здатність добрив поглинати вологу з повітря. При підвищеній гігроскопічності добрива звожуються, сильно змішуються, погіршується їх сипкість і розсіювання, гранули втрачають свою міцність. Гігроскопічність добрив оцінюється за 10-бальною шкалою. Кальцієва селітра має бал гігроскопічності близько 9, гранульована

аміачна селітра і сечовина - 5, гранульований простий і амонізований суперфосфат - відповідно 4-5 і 1-3, а хлористий калій - 3-4. Гігроскопічність добрив визначає спосіб їх упаковки, умови транспортування і зберігання.

Гранична вологоємність характеризується максимальною вологістю добрив, при якій зберігається його здатність до хорошого розсіву туковими сівалками. При змішуванні вологих добрив отримують суміші з поганою сипучістю.

Щільність - маса одиниці об'єму добрива або тукоsumіші, що виражається в т на 1 м². Вона враховується при визначенні необхідної ємності складів, тари, вантажомісткості транспортних засобів і т. д. Знаючи насипну щільність мінеральних добрив, можна, навпаки, від їх об'єму перейти до маси, (див. додаток 1).

Кут природного укосу - кут між горизонтальною площиною, на якій розміщується насипом добриво, і площиною укосу купи (дотичній лінії по боковій її поверхні). Його величину необхідно враховувати при закладці добрив на зберігання насипом, при проектуванні бункерів, транспортних засобів і т. п.

Гранулометричний склад - процентний вміст окремих фракцій добрив, отриманих шляхом розсіву на ситах різного діаметру. Від нього залежать схильність добрив до ущільнення, утворюванню склепіння при зберіганні, злежування і розсіювання.

При вирівняному гранулометричному складі добрив та їх сумішей забезпечується більша закономірність розсіву відцентровими розкидачі.

Злежування - схильність добрив переходити в пов'язане і ущільнений стан. Вона залежить від вологості добрив, розміру і форми частинок, їх міцності, тиску в шарі, умов і тривалості зберігання. Злежування визначається за міцністю циліндричного зразка добрива, що зберігався при строго визначених умовах, і оцінюється за 7-бальною шкалою. До тих, що сильно злежуються, відносяться аміачна селітра (ступінь злежування II-IV), порошкоподібний суперфосфат (VI-VII ступінь) і дрібнокристалічний хлористий калій (VI ступінь). Сульфат калію практично не злежується (I ступінь). Злежування добрив можна зменшити за рахунок виробництва добрив в гранульованому вигляді з мінімальним вмістом вологи, підвищеної міцності гранул, захисту від поглинання вологи з повітря при зберіганні і транспортуванні.

Розсіювання - здатність до рівномірного розсіювання добрив - залежить насамперед від їх сипучості (рухливості) і гранулометричного складу. Оцінюється за 10-бальною шкалою. Чим вище розсіювання, тим вище бал. При гарному розсіюванні добрив та їх сумішей можна з успіхом використовувати прості за конструкцією і високопродуктивні відцентрові розкидачі.

Міцність гранул визначає збереження гранулометричного складу при транспортуванні, зберіганні та внесенні добрив. Механічна міцність гранул на роздавлювання (виражена в кг на 1 см²) і стирання (у%) визначається на спеціальних приладах.

Державними стандартами (ГОСТ) і технічними умовами (ТУ, що розробляються з урахуванням особливостей виробництва на окремих заводах і якості сировини) для кожного промислового добрива передбачається мінімальний вміст діючої речовини та максимальний вміст вологи і шкідливих домішок для рослин, регламентуються основні показники фізико-хімічних і механічних властивостей добрив.

Відповідність вимогам стандарту добрив, що поставляються сільському господарству, контролюється за допомогою стандартних методів безпосередньо на хімічних заводах і в спеціалізованих підрозділах агрохімслужби.

5.3.1. Азотні добрива

Роль азоту в живленні рослин

Азот - один з основних елементів, необхідних для рослин. Він входить до складу всіх простих і складних білків, які є головною складовою частиною цитоплазми рослинних клітин, і до складу нуклеїнових кислот. Азот міститься в хлорофілі, фосфатидах, алкалоїдах, ферментах. Головним джерелом азоту для живлення рослин служать солі азотної кислоти і солі амонію.

Азот, що поступив в рослини в мінеральних формах, проходить складний цикл перетворень, кінцевим етапом яких є включення його до складу білкових молекул.

Прийнято вважати, що всі звичайно доступні джерела азоту перетворюються на амоній перш, ніж рослина асимілює їх в органічні сполуки. Основні джерела доступного азоту - газоподібний азот з атмосфери і нітратний і амонійний азот з ґрунту.

Рослина споживає азот переважно з ґрунту. Вміст азоту в ґрунті коливається від 0,05 до 0,50%, а запаси орного шару - 1,5-15 т/га (табл. 1). Як вміст, так і запаси азоту залежать від типу ґрунту й, зокрема, вмісту гумусу (вміст азоту в гумусі становить близько 5%). Якщо вважати, що винесення азоту основними сільськогосподарськими культурами перебуває в межах 60-200 кг/га, то можна припустити, що запасів азоту в ґрунті вистачить на сотні років. Однак це далеко не так. Основна (98-99%) частина азоту ґрунту представлена органічними сполуками, з яких рослина безпосередньо його споживати не може. Для його мінералізації й переходу

в простіші доступні для рослин форми потрібні час і певні умови. І тільки 1-2% загального азоту ґрунту міститься в мінеральних формах, доступних для живлення рослин. Мінеральний азот ґрунту представлено обмінним амонієм (NH_4^+), поглинутим ґрунтовими колоїдами. Ця форма азоту нерухома в ґрунті й не піддається промиванню в ґрунтовому профілі. Основні джерела надходження цієї форми азоту в ґрунт - внесення добрив і процес амоніфікації (мінералізація рослинних решток, відмерлих живих організмів, що населяють ґрунт, органічних добрив).

Найінтенсивніше поглинання рослинами азоту з ґрунту і його використання для синтезу амінокислот і білків відбувається в період максимального росту рослини і утворення вегетативних органів.

Загальний вміст азоту сильно варіює в різних рослинах і в різних частинах однієї і тієї ж рослини. В насінні міститься більше азоту, ніж в листках і стеблах в кінці вегетації.

Рослинні білки містять в середньому близько 16% азоту, або 1/6 їх маси. Якість зерна і іншої сільськогосподарської продукції часто оцінюють за показником "сирий білок", під яким розуміється вся кількість азотних сполук в рослині, переважна частка яких в зерні припадає на білок. Вміст "сирого білку" розраховують множенням загального вмісту азоту на коефіцієнт 6,26.

Умови азотного живлення сильно впливають на ріст і розвиток рослин. При нестачі азоту ріст їх різко погіршується. Особливо сильно позначається нестача азоту на розвитку листя: вони стають дрібними, набувають ясно-зеленого забарвлення, передчасно жовтіють, стебла стають тонкими і слабо розгалужуються. Погіршується також формування і розвиток репродуктивних органів і формування зерна.

При нормальному азотному живленні рослин підвищується синтез білкових речовин, посилюється ріст листків рослини, а старіння, навпаки, сповільнюється. Рослини утворюють потужні стебла і листя, що мають інтенсивно зелене забарвлення, добре ростуть і кущаться. В результаті різко підвищуються урожай і вміст білку в урожаї. Проте одностороннє надмірне азотне живлення, особливо в другій половині вегетації, затримує дозрівання рослин, вони утворюють велику вегетативну масу, але мало зерна або бульб і коренеплодів.

Якість урожаю залежить від форми азоту, що використовується рослинами. При аміачному живленні підвищується відновна здатність рослинної клітини, більше утворюється відновлених органічних сполук (наприклад, ефірної олії в перцевій м'яті). При нітратному живленні, навпаки, переважає окислювальна здатність клітинного соку, більше утворюється органічних кислот, зокрема лимонної кислоти в махорці.

Відношення рослин до аміачного і нітратного азоту залежить від ряду чинників: реакції середовища, наявності в ній супутніх катіонів, аніонів і

зольних елементів (фосфору, сірки, калію, мікроелементів), від концентрації в розчині кальцію, магнію, амонійних і нітратних солей, а також від забезпеченості рослин вуглеводами. При нейтральній реакції ґрунтового розчину аміачні солі засвоюються рослинами краще, ніж нітратні, а при кислій – гірше. Великий вплив на поглинання рослинами аміачного або нітратного азоту надає концентрація супутніх катіонів і аніонів. При аміачному живленні позитивно впливає на урожай збільшення в поживному субстраті концентрації кальцію, магнію і калію, а при нітратному живленні, важливе значення має достатнє забезпечення рослин фосфором і молібденом. При нестачі молібдену затримується відновлення нітратів до аміаку і відбувається накопичення їх в тканинах рослин. Засвоєння аміачного азоту рослинами в значній мірі залежить також від внутрішніх умов в самих рослинах, від забезпеченості їх вуглеводами. При нестачі вугледів мало утворюється органічних кислот, що відіграють роль акцепторів для скріплення аміаку.

Вміст азоту в ґрунтах

Основне джерело азоту для рослин – солі азотної кислоти та амонію. Поглинання його з ґрунту відбувається у вигляді аніонів NO_3^- та катіонів NH_4^+ та деяких найпростіших органічних сполук (простих амінокислот, легкорозчинних амідів).

Рослини здатні засвоювати і амідний азот сечовини, який надходить через коріння і листки після ферментативного гідролізу його до аміаку чи безпосереднім включенням до складу білкової молекули.

Характерними ознаками азотного голодування є повільний ріст вегетативних органів рослин і поява блідо-зеленого, навіть жовто-зеленого забарвлення листків унаслідок порушення процесів утворення хлорофілу.

Оскільки сполуки азоту мають властивість повторно використовуватися рослиною (процес реутилізації), ознаки його нестачі спочатку виявляються на нижніх листках. Пожовтіння починається із жилок листка і поширюється до країв листової пластинки. У разі значного і тривалого азотного голодування блідо-зелене забарвлення поступово переходить у жовтий, помаранчевий і червоний кольори, після чого листки всихають і відмирають.

У злакових культур за нестачі азоту послаблюється формування колосків, вони формуються коротшими та з меншою кількістю зерен.

Вміст загального азоту в різних ґрунтах коливається від 0,05 до 0,5% і залежить від типу ґрунту, його гранулометричного складу та вмісту гумусу (табл. 5.1). Враховуючи те, що в гумусі міститься близько 5 % азоту, за вмістом загального азоту можна завжди визначити вміст гумусу у ґрунті (вміст азоту у відсотках множать на 20). Запаси загального азоту в орному

Таблиця 5.1 – Середній вміст гумусу і загального азоту в орному шарі ґрунтів України

Ґрунти	Вміст, %		
	гумусу	загального азоту	
		в ґрунті	в гумусі
Дерново-підзолисті, глинисто-піщані	1,3	0,06	4,7
Темно-сірі і сірі лісові	2,7	0,14	5,9
Чорноземи глибокі суглинкові і глинисті	5,3	0,26	4,8
Чорноземи звичайні середньо гумусні	6,1	0,28	4,6
Чорноземи звичайні мало гумусні	3,6	0,25	6,8
Чорноземи південні	2,7	0,19	5,3
Темно-каштанові	2,4	0,14	6,8

Таблиця 5.2 – Рівень забезпечення рослин азотом

Номер групи	Рекомендований колір забарвлення картограми	Вміст гідролізованого азоту	Вміст азоту, мг/кг ґрунту, за методом	
			Тюріна-Конової	Корнфілда
I	Лимонний	Дуже низький	<30	<100
II	Салатовий	Низький	31-40	101-150
III	Ясно-зелений	Середній	41-50	151-200
IV	Трав'яний	Підвищений	51-70	>200
V	Зелений	Високий	71-100	-
VI	Темно-зелений	Дуже високий	>100	-

шарі ґрунту містяться в межах 1,5-15 т/га.

Вміст мінеральних сполук азоту, які беруть участь у живленні рослин, незначний і становить всього 1-3%. Інша частина азоту (97-99%) міститься у формі складних органічних сполук – гумусових, білкових та інших недоступних сполуках, які в різних ґрунтах і з неоднаковою швидкістю в процесі мінералізації перетворюються на доступні форми NH_4^+ і NO_3^- .

Ступінь забезпеченості рослин доступним азотом визначають за вмістом його мінеральних форм (NH_4^{4+} , NO_3^{3-}), а також легко - і лужногідролізованого азоту(табл. 5.2).

За середньої забезпеченості рослин рекомендована норма залишається без зміни, за високої - знижується на 25-30%, а за низької - підвищується на 25-30%.

Класифікація азотних добрив та особливості їх застосування

Головне місце в асортименті азотних добрив, які виробляє хімічна промисловість України займають концентровані форми: сечовина, аміачна селітра, безводний аміак.

В основу класифікації азотних добрив покладено фізичні властивості (тверді, рідкі, порошкоподібні, гранульовані) та форми в них азоту. За останньою ознакою азотні добрива поділяють на: амонійні, аміачні, нітратні, амонійно-нітратні та амідні (табл. 5.3).

Амонійні добрива

Сульфат амонію $[(\text{NH}_4)_2\text{SO}_4]$ містить 20,5 -21% азоту і 24% сірки. Це кристалічна сіль білого кольору, добре розчинна у воді, має незначну гігроскопічність, майже не злежується, добре розсівається. Добриво фізіологічно кисле. Після внесення в ґрунт амоній поглинається ґрунтом, що обмежує його втрати.

Сульфат амонію найкраще застосовувати для основного удобрення і загортати на глибину розташування коренів на нейтральних і лужних ґрунтах. Вносять його під усі культури (особливо з родини хрестоцвітих та рис, які добре реагують на сірку).

Хлористий амоній (NH_4Cl) - побічний продукт під час виробництва соди. Це добриво містить 24-25% азоту і близько 67% хлору. Дрібнокристалічна, малогігроскопічна, розчинна у воді сіль білого або жовтуватого кольору. Добриво фізіологічно кисле, взаємодіє з ґрунтом аналогічно сульфату амонію. Враховуючи високий вміст хлору, це добриво краще вносити восени, щоб хлор за осінньо-зимовий період вимився у глибші шари ґрунту. Хлористий амоній не рекомендується застосовувати під культури чутливі до хлору (картопля тютюн, виноград).

Аміачні добрива

Безводний аміак (NH_3) - містить 82% азоту. Отримують зрідженням газоподібного аміаку під тиском. За зовнішнім виглядом – це безбарвна рідина, яка на повітрі бурхливо кипить і швидко випаровується. Безводний аміак має високу пружність парів, тому його треба зберігати у спеціальній

Таблиця 5.3 – Класифікація азотних добрив

Добрива	Формула	Вміст азоту	Домішки не більше, %	Вміст вологи не менше, %	Гранули 1-4 мм не менше, %
<i>Амонійні</i>					
Сульфат амонію	$(\text{NH}_4)_2\text{SO}_4$	20.5	Вільні H_2SO_4 0,025 - 0,050	0,3 - 0,6	90 - 95
Хлористий амоній	NH_4Cl	25.0	-----	1,0	90
<i>Нітратні</i>					
Натрієва селітра	NaNO_3	16.3	-----	1,0 - 1,8	-----
Кальцієва селітра	$\text{Ca}(\text{NO}_3)_2$	17.5	NH_4NO_3 - 1,7	14	-----
<i>Амонійно - Нітратні</i>					
Аміачна Селітра	NH_4NO_3	34.0 - 34.5	P_2O_5 - не менше 0,5	0,3	96
Вапняно Аміачна Селітра	$\text{NH}_4\text{NO}_3 + \text{CaCO}_3$	20.5	-----	-----	-----
<i>Амідні</i>					
Сечовина (карбамід)	$\text{CO}(\text{NH}_2)_2$	46.0	Біурет - 0,9	0,25	93
<i>Рідкі аміачні</i>					
Аміак рідкий	NH_3	82	Заліза - 2мг/л	0,4	-----
Аміачна вода	NH_4OH	20.5	CO_2 - 8 г/л	-----	-----

тарі, яка витримує високий тиск. Під час внесення в ґрунт перетворюється на газ, що розчиняється в ґрунтовому розчині й утворює гідроксид амонію (NH_4OH), іони якого обмінно та необмінно поглинаються ґрунтом.

Рідкий аміак застосовують під усі культури на всіх типах ґрунтів, а також під підживлення просапних культур. Щоб уникнути втрат азоту, вносять у добре оброблений ґрунт на глибину 10-18 см.

Під час внесення дотримуються встановлених правил техніки безпеки, оскільки це сильнотіюча отруйна речовина, яка у разі попадання на шкіру викликає опіки, а під час випаровування – обморожування.

Аміачна вода (водний аміак) (NH_4OH) – водний 25- і 20%-й розчин аміаку; випускається двох сортів із вмістом 20-16 % азоту. Це жовтувата рідина із запахом нашатирного спирту. Тиск пари над аміачною водою незначний, тому її можна зберігати у звичайних цистернах, однак герметичних та стійких проти корозії. Добриво біологічно кисле, може зазнавати нітрифікації. Вносять аміачну воду як основне добриво та для підживлення просапних культур з обов'язковим загортанням у ґрунт.

Нітратні добрива

До нітратних добрив належать натрієва і кальцієва селітри, однак їх випускають у незначних кількостях.

Натрієва селітра (NaNO_3) містить 15-16% азоту. Це біла чи бурувато-жовта малокристалічна сіль, добре розчинна у воді. Має високу гігроскопічність, тому може злежуватися. Добриво фізіологічно лужне. При внесенні в ґрунт нітратний азот залишається в ґрунтовому розчині, а натрій поглинається ґрунтовым вбирним комплексом.

Ця форма азоту легко засвоюється рослинами, однак може вимиватися і втрачатися. Натрієву селітру краще вносити під час сівби та для підживлення на кислих ґрунтах під культури, чутливі до натрію (цукрові буряки та коренеплоди).

Кальцієва селітра [$\text{Ca}(\text{NO}_3)_2$] містить біля 17 % азоту. Отримують під час нейтралізації азотної кислоти вапном. У звичайному стані - кристалічна сіль білого кольору, добре розчинена у воді. Дуже гігроскопічна і навіть за нормальних умов зберігання швидко втрачає свої властивості (пливе). Для усунення цього недоліку її гранулюють, хоча це мало поліпшує ситуацію. Добриво фізіологічно лужне. Особливості застосування такі самі, як і натрієвої селітри.

Амонійно-нітратні добрива

Аміачна селітра (NH_4NO_3) – одне з найпоширеніших азотних добрив. Містить 34% азоту (50% у формі NH_4^+ і 50% у формі NO_3^-). Отримують нейтралізацією азотної кислоти аміаком. Це фізіологічно слабкокисла сіль білого або кремового кольору, що легко розчиняється у воді. Випускають переважно у гранульованому вигляді. Після внесення в ґрунт амоній поглинається ґрунтовым вбирним комплексом, що знижує його рухомість, частково зазнає нітрифікації. Нітратна форма азоту утворює легкорозчинні солі, які можуть вимиватися в глибші шари ґрунту, тобто втрачатися. Ця властивість аміачної селітри обмежує її внесення для основного удобрення на легких ґрунтах.

Аміачну селітру вважають універсальним добривом. Її застосовують різними способами під усі культури. Вона є незамінним добривом для

підживлення озимих і просапних культур та для внесення в рядки під час сівби. Працюючи з аміачною селітрою, треба пам'ятати, що це добриво вогне- і вибухонебезпечне.

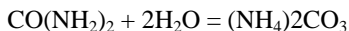
Вапняно-аміачна селітра ($\text{NH}_4\text{NO}_3 + \text{CaCO}_3$) – аміачна селітра, нейтралізована вапняком. Вміст азоту ній становить 18-22%. Добриво дуже гігроскопічне, тому випускається у гранульованому вигляді, що знижує здатність злежуватися. Наявне в її складі вапно повністю нейтралізує кислотність нітрату амонію, внаслідок чого на кислих ґрунтах це добриво ефективніше, ніж аміачна селітра. Особливо ефективне під цукрові буряки, озиму пшеницю, конюшину та інші культури.

Амідні добрива

Сечовина (карбамід) ($\text{CO}(\text{NH}_2)_2$) – найбільш концентроване тверде азотне добриво з вмістом азоту 46%. Це кристалічна або гранульована речовина білого кольору, малогігроскопічна, майже не злежується під час зберігання, має високу сипучість, добре розсипається. Добувають добриво взаємодією аміаку з вуглекислим газом за температури 185-200°C і тиску 180-200 атмосфер:



У ґрунті під дією уробактерій, які виділяють фермент уреазу, сечовина швидко амоніфікується і перетворюється на карбонат амонію. Амонійна форма азоту вбирається ґрунтовым вбирним комплексом, що виключає втрати азоту та сприяє раціональному його використанню рослиною:



Спочатку сечовина поводить себе як слаболужне добриво, тому вона також ефективна на кислих і слабокислих ґрунтах. Частина амонію під час вегетації може зазнавати нітрифікації, внаслідок чого утворюється незначна кількість нітратного азоту, який легко поглинається рослинами. За таких умов реакція змінюється і відбувається незначне біологічне підкислення.

Після засвоєння рослинами всього азоту від сечовини в ґрунті не залишається ні кислих, ні лужних залишків і реакція ґрунтового розчину не змінюється.

Останнім часом доведено, що органічна форма азоту сечовини може частково засвоюватися рослинами без попереднього перетворення на інші форми.

Сечовину можна застосовувати на всіх типах ґрунтів під усі культури. Крім того, це найкраще добриво для позакореневого підживлення озимих і

ярих зернових культур. Внесення розчину сечовини навіть у підвищених концентраціях (1-5%), на відміну від інших азотних добрив, не спричиняє опіків у рослин і сприяє підвищенню вмісту білка та клейковини в зерні.

У тваринництві сечовину використовують як кормову добавку.

Умови ефективного використання азотних добрив

Для якнайефективнішого використання азотних добрив треба враховувати форму азоту в них (амонійна, аміачна, нітратна, амідна), взаємодію добрива з ґрунтом і біологічні особливості культури.

Завдяки гарній розчинності азотних добрив у воді, їх можна вносити до сівби, під час сівби та для підживлення, однак при цьому треба зважати на те, що амонійна форма азоту поглинається ґрунтом і не втрачається, а нітратна, навпаки, може легко вимиватися у глибші шари ґрунту, тобто виключатися із процесу живлення і забруднювати ґрунтові води. Недоліком амонійних добрив є значна фізіологічна кислотність. Вважають, що аміачна селітра і сульфат амонію ефективні тоді, коли одночасно з ними, відповідно, вносять 60-70 і 100-150 кг вапна. Однак вищі дози вапна можуть призводити до втрат азоту у формі аміаку.

Усі нітратні азотні добрива (селітри) фізіологічно лужні. Вони сприяють зниженню кислотності ґрунту. З огляду на високу рухомість іонів NO_3^- у ґрунті, їх краще вносити під час сівби та для підживлення.

Існує така закономірність: аміачні та амонійні добрива застосовують на нейтральних ґрунтах, нітратні – на слабокислих, причому на початку вегетації ефективніша нітратна форма азоту, а у другій половині вегетації – амонійна.

Рідкі азотні добрива найефективніші при внесенні їх під глибоку оранку. Перед сівбою добрива вносять за наявності вологи у верхніх шарах ґрунту, після чого їх обов'язково загортають у ґрунт.

Ефективність азотних добрив значно підвищується за високої забезпеченості рослин фосфором і калієм.

Азотні добрива передусім вносять під найцінніші культури: озимі зернові, кукурудзу, цукрові буряки, льон, картоплю, соняшник, плодові й овочеві культури. Норма азоту для різних культур залежить від способу внесення добрива, родючості та вологості ґрунту, величини запланованого врожаю, попередника. Чим вищий запланований врожай і нижча родючість ґрунту, тим більше азотних добрив треба вносити.

Як вже зазначалося, найпоширенішими серед азотних добрив є аміачна селітра і сечовина. Однак слід пам'ятати, що аміачна селітра – добриво фізіологічно кисле і половина азоту в ній міститься у нітратній формі, яка при основному внесенні за осінньо-зимовий період може

втрачається. Це добриво вогне- і вибухонебезпечне. Сечовина більш концентрована, з ґрунту не втрачається, має м'якшу фізіологічну реакцію, добре розчиняється у воді, не гігроскопічна, не злежується, добре розсівається. Позитивним є те, що азот із сечовини засвоюється поступово і не залишає в ґрунті побічних речовин. Це добриво всебічного використання.

Ефективним заходом для зниження втрат азоту та усунення можливого забруднення продукції рослинництва є застосування інгібіторів нітрифікації.

Усі рідкі азотні добрива треба вносити із наступним загортанням у ґрунт. Під час роботи з цими добривами слід дотримуватися правил техніки безпеки.

Вживання азотних добрив під окремі культури

Азотні добрива вносять під всі сільськогосподарські культури. Особливе відношення до цих добрив займають рослини родини Бобових. Вони використовують молекулярний азот повітря, що фіксується клубеньковими бактеріями. Проте на початку росту, коли клубенькові бактерії ще недостатньо розвинуті, для бобів потрібне джерело засвоєного азоту в ґрунті. Тому культури бобів в цей період теж потребують азотних добрив (в дозах 30–40 кг/га) і добре на них озиваються.

Зернові культури дуже добре озиваються на внесення азотних добрив, які покращують розвиток вегетативних і репродуктивних органів, підвищують енергію кушіння, збільшують урожай зерна і вміст білка в ньому. Зернові культури поглинають азот переважно в ранні періоди життя. Так, озима пшениця у фазі кушіння засвоює половину азоту, а до часу колосіння – 2/3 всього необхідного у загальній кількості азоту. Яра пшениця в порівнянні з озимою має більш короткий період живлення. Найбільш інтенсивно вона споживає азот між фазою кушіння і фазою молочної стиглості. Ячмінь має ще більш короткий період *живлення*, ніж яра пшениця. Під озими культури, що йдуть по зайнятих парах, для створення сприятливих умов росту в осінній період необхідно внести азотні добрива в нормі 30–60 кг до посіву (під оранку або передпосівну культивуацію). При посіві озимих після конюшини і по добре оброблених чистих парах внесення азотних добрив до посіву звичайно не потрібне. Виключно велике значення для озимих має ранньовесняна підгодівля азотними добривами (20–30 кг/га).

Кукурудза, просо, гречка, овес, рис характеризуються розтягнутим періодом живлення. Вони поглинають азот і інші поживні речовини і в пізні фази росту і розвитку: кукурудза – до фази воскової стиглості, просо – до фази цвітіння і дозрівання. Під кукурудзу залежно від родючості

грунту і попередника вносять від 60 до 90 кг/га азоту, причому середні норми застосовують до посіву, а при внесенні високих норм (90 кг і більш) велику частину вносять до посіву і невелику дозу (20-25 кг) дають в підгодівлю при першій міжрядній обробці ґрунту. Для *рису* оптимальна норма азоту 120-150 кг/га, причому половину норми вносять перед посівом під весняну обробку або під культивуацію і половину – в одну-дві підгодівлі. Кращі форми азотних добрив – сульфат амонію і сечовина.

Бавовник вимагає набагато більше азоту, ніж зернові культури. Більш всього азоту споживається в другій половині вегетації – в період з кінця фази бутонізації до масового розкриття коробочок. В середньому вноситься 150-200 кг/га аміачної селітри, сульфату амонію і сечовини.

Льон-довгунець має критичний період в азотному підживленні – період від фази "ялинки" до фази бутонізації. Слабка забезпеченість рослин азотом в цей час викликає різке зниження урожаю і його якості. При вирощуванні льону по пласту багаторічних трав середні норми азоту - 40-60 кг/га – вносять перед посівом; при нормі 70-90 кг частину її (20-25 кг) можна використовувати в підгодівлю льону у фазі "ялинки". При розміщенні льону по пласту трав бобів він добре забезпечується азотом, тому азотні добрива вносять перед посівом в невеликій кількості (20-30 кг азоту). Застосовують в основному амонійну селітру і сечовину.

Цукровий буряк в період проростання насіння вимагає помірного підживлення азотом. В наступний період, коли рослини посилено розвивають корені і бадилля, потреба в азоті сильно зростає. Основне добриво вносять восени під глибоку оранку. Одночасно з посівом насіння разом з фосфорними добривами азотні добрива вносять в невеликих дозах (8-10 кг/га). В ряди вносити краще натрієву селітру. При внесенні 120-150 кг/га азоту невелику частину (20-25 кг азоту) можна внести в підгодівлю і ранні фази розвитку цієї культури

Картопля інтенсивно поглинає поживні речовини після початку цвітіння. В цей період рослини мають цілком розвинене бадилля, у них починається посилений ріст бульб. Гарними формами азотного добрива під картоплю є аміачна селітра і сульфат амонію в дозі 60-90 кг/га азоту. Азотні добрива вносять під картоплю до посіву. Частину норми (15-20 кг азоту) використовують також місцево, при посадці в лунки. При надлишкові азоту після цвітіння період вегетації подовжується, посилюється ріст бадилля, бульби переростають і утворюються столони другого і третього порядків, знижується якість урожаю.

Овочеві культури дуже вимогливі до азотного живлення протягом всієї вегетації. Найінтенсивніший приріст урожаю *капусти* спостерігається в липні-серпні (84 % загального урожаю); в цей час капуста поглинає багато азоту. *Морква* якнайбільше засвоює азот в кінці серпня - вересні. Надходження азоту в *огірки* збільшується поступово, досягаючи максимуму в період росту зав'язей. Надалі надходження азоту різко

зменшується. Норми азотних добрив для овочевих культур становлять 60-120 кг/га азоту за умови внесення 20-30 т гною.

Плодові і ягідні культури найбільш чутливі до азотних добрив. Добрива слід закладати глибоко в ґрунт, по можливості близько до основної маси мичкуватих коренів. Це досягається внесенням добрив в свердловини і канавки або введенням спеціальним шприцом на глибину 50 см і більше. В період повного плодоношення плодових (яблуна, груша, вишня і ін.) звичайна норма азоту при щорічному внесенні складає 60-90 кг; для південних культур (слива, персик, фундук, маслина, хурма і ін.) – 60-90 кг, іноді до 120 кг/га. Під ягідні рослини (суниця, смородина, агрус і ін.), залежно від родючості ґрунту, норма азоту становить 45-60 кг/га.

Контрольні питання

1. У формі яких сполук знаходиться азот в ґрунті?
2. Як відрізняються основні типи ґрунтів України за загальним вмістом в них азоту?
3. Які особливості кругообігу азоту в землеробстві?
4. Класифікація азотних добрив.
5. Назвіть нітратні добрива, їх склад, властивості і вживання.
6. Розкажіть про аміачні добрива: рідкі форми.
7. Дайте характеристику амонійним добривам.
8. Охарактеризуйте аміачно-нітратні добрива. Як відбувається взаємодія аміачної селітри з ґрунтом?
9. Розкажати про добрива, що містять азот в амідній формі.
10. Вживання азотних добрив під окремі культури.

5.3.2 ФОСФОРНІ ДОБРИВА

Джерела та значення фосфору для рослин

Фосфор, як азот і калій, необхідні для нормального розвитку рослин. Джерелом фосфору для рослин є фосфати ґрунту, головним чином фосфат кальцію $\text{Ca}_3(\text{PO}_4)_2$. Але в більшості ґрунтів фосфату кальцію мало. Крім того, у зв'язку з тим, що фосфор погано розчиняється у воді, він практично недоступний для рослин. Тому внесення в ґрунт розчинних фосфатів, так званих фосфорних добрив, має надзвичайно велике значення для підвищення врожаю сільськогосподарських культур.

Фосфор входить до складу клітин людини, тварин, рослин і бактерій. Доведено, що життя без цього елемента неможливе. Академік Ферсман назвав фосфор "елементом життя й думки", і це висловлення не є великим

перебільшенням.

В організмі людини й тварин фосфор зосереджений переважно в кістках, м'язових і нервових тканинах. Тіло людини містить близько 1,5 кг цього елемента. У рослині фосфор утримується в органічній і мінеральній формах, його кількість становить приблизно 1/3 від кількості азоту.

Мінеральна форма фосфору – це солі ортофосфорної кислоти з кальцієм, магнієм, натрієм, калієм, амонієм і іншими катіонами. Хоча їхній зміст незначний, вони беруть участь в утворенні багатьох фосфорорганічних сполук, життєво необхідних для рослини. Серед них найбільш важливі нуклеїнові кислоти (містять близько 20% P_2O_5), які безпосередньо беруть участь у синтезі білкових молекул, передачі спадкоємних ознак і перенесенні біологічної інформації. Нуклеїнові кислоти з білками утворюють складні білки – нуклеотиди, які містяться в ембріональній тканині й клітинному ядрі. Важлива група – фосфопротеїди – сполуки білків з фосфорною кислотою, вони є основою всіх білкових ферментів.

Фосфатиди – складні ефіри гліцерину, жирних кислот і фосфорної кислоти, необхідні для побудови білково-ліпідних клітинних мембран і регулювання їх проникливості.

Значна частина фосфору в рослині входить до складу запасної речовини – фітину, що є джерелом цього елемента при проростанні насіння.

Важлива група фосфорорганічних сполук перебуває в тканині рослини – цукрофосфати, які утворюються під час розщеплення вуглеводів. Фосфор входить до складу вітамінів і багатьох ферментів. Фосфор має велике значення в енергетичному обміні й у різних процесах обміну речовин в рослині.

Більша частина фосфору перебуває в репродуктивних і молодих зелених органах рослин, де інтенсивно проходять процеси синтезу органічних речовин. Фосфор має властивість переміщатися від старих до молодих органів і використовуватися повторно (процес реутилізації). Цей елемент сприяє якнайшвидшому дозріванню рослин, поліпшує водний режим і використання рослинами води. Оптимальне фосфорне живлення сприяє гарній перезимівлі озимих за рахунок кращого синтезу вуглеводів.

Існує тісний зв'язок між азотним і фосфорним живленням. При нестачі фосфору в тканині рослини накопичується нітратний азот і уповільнюється синтез білків.

У молодому віці рослини особливо чутливі до нестачі фосфору, коли їхня коренева система слаборозвинена й має низьку поглинаючу здатність. У той же час фосфор поліпшує розвиток кореневої системи на початку вегетації (роль локального добрива).

Велике значення має достатнє забезпечення рослин фосфором у період формування репродуктивних органів. Його нестача у цей період

затримує дозрівання рослин, знижує урожай і його якість.

Нестача фосфору чітко проявляється на процесах росту й розвитку рослин і на їхньому зовнішньому вигляді: припиняється ріст стебел і листків, різко знижується насінна продуктивність.

Листки рослин стають (спочатку по краях, а потім і по всій поверхні) сіро-зеленого, червоного або червоно-фіолетового забарвлення. Зокрема, у кукурудзи зелені листки стають фіолетовими, у цукрового буряка – інтенсивно пурпурними. Краї листків картоплі закручуються нагору й темніють, у томатів з нижньої сторони листової пластинки з'являється багряне забарвлення.

Ознаки фосфорного голодування наочно проявляються на початку росту рослини, коли воно має слаборозвинену кореневу систему, нездатну засвоювати важко розчинні сполуки фосфору із ґрунту.

Вміст сполук фосфору в ґрунті

Основним джерелом фосфору для рослин є ґрунт. У ґрунтах валовий вміст фосфору значно нижче, ніж азоту й калію, і коливається в межах 0,04-0,22%, а запас його в орному шарі становить 1,2-6,6 т/га.

Вміст і запаси фосфору залежать від гранулометричного складу ґрунту й вмісту в ньому гумусу. Бідні за вмістом загального фосфору дерново-підзолисті й супіщані ґрунти. Більше загального фосфору утримується у верхніх шарах ґрунту, який пов'язаний з діяльністю рослин, активним поглинанням його ґрунтом і внесенням добрив. У більшості ґрунтів вміст мінеральних форм фосфору переважає над органічними. Валові запаси фосфору в орному шарі ґрунту на різних типах ґрунтів представлені в табл. 5.4.

В органічній формі фосфор входить до складу гумусу (0,8-2,46%), нуклеїнових кислот, фосфатидів, цукрофосфатів і інших органічних речовин, які практично недоступні для живлення рослин.

У материнській породі фосфор утримується у вигляді фторапатиту $\text{Ca}_5(\text{PO}_4)_3\text{F}$ і гідроксилапатиту $\text{Ca}_5\text{OH}(\text{PO}_4)_3$. У процесі руйнування цих первинних фосфоровмісних мінералів утворюються вторинні мінеральні сполуки фосфору, які містять різні солі ортофосфорної кислоти.

За доступністю для живлення рослин всі мінеральні сполуки фосфору в чорноземних ґрунтах підрозділяють на три групи

1. Водорозчинні солі – однозаміщені фосфати кальцію, магнію й одновалентних катіонів (калію, натрію, амонію й т.д.): $\text{Ca}(\text{H}_2\text{PO}_4)_2$, $\text{Mg}(\text{H}_2\text{PO}_4)_2$, KH_2PO_4 , $\text{NH}_4\text{H}_2\text{PO}_4$. Всі вони доступні для живлення рослин.

Табл. 5.4 – Валові запаси фосфору в орному шарі ґрунтів різних типів
(за В.М.Клечковським і А.В.Петербургським)

Ґрунт	P ₂ O ₅	
	%	т/га
Дерново-підзолистий піщаний	0,03-0,06	0,9-1,8
Дерново-підзолистий суглинковий	0,04-0,12	1,2-3,6
Чорнозем	0,1-0,3	3-9

2. Солі, розчинні в слабких кислотах – двозаміщені: СаНРО₄, MgНРО₄. Частково доступні для живлення рослин.

3. Солі фосфорної кислоти, розчинні в мінеральних кислотах, тризаміщені: Са₃(РО₄)₂, Mg₃(РО₄)₂. Частково можуть використовуватися культурами, коренева система яких здатна виділяти слабкі органічні кислоти (люпин, гречка, горох, гірчиця й т.д.).

У кислих ґрунтах (дерново-підзолистих, червоноземах) утворюються фосфати півтораоксидів AlPO₄ і FePO₄, а також основні солі заліза й алюмінію – Fe₂(ОН)₃PO₄, Al₂(ОН)₃PO₄, які характеризуються слабкою розчинністю й незадовільною доступністю для рослин.

Інтенсивне хімічне поглинання, характерне для фосфорної кислоти, спричиняє слабку рухливість її солей. Вимивання фосфатів у нижні шари ґрунту відбувається переважно під час міграції колоїдів, які переносять хімічно поглинений фосфор. У випадку інтенсивного внесення фосфорних добрив він накопичується у верхніх шарах ґрунту і його надлишок спричиняє зафосфачування ґрунтів.

Основні види фосфорних добрив

Основною сировиною для виробництва фосфорних добрив є природні фосфоровмістні руди – апатити (до 30%) і фосфорити (15-35% P₂O₅), а також багаті фосфором відходи металургійної промисловості. Запаси фосфорних руд в Україні незначні й характеризуються низькою якістю.

Для виробництва фосфорних добрив використовують два способи:

- 1) термічний – обробка руд високою температурою;
- 2) екстракційний – розкладання руд сірчаною кислотою або сумішшю сірчаної й азотної кислот.

За ступенем розчинності фосфорні добрива ділять на три групи:

- 1) водорозчинні й легко доступні для всіх рослин (однозаміщені) – різні види суперфосфатів;

2) нерозчинні у воді, але розчинні в слабких кислотах (лимонній) або луго-лимонних розчинах (двозаміщені), частково доступні для живлення рослин, – преципітат, обезфторенний фосфат, термофосфати, томасшлак і мартенівський фосфатшлак;

3) нерозчинні у воді й слабких кислотах (тризаміщені), важкодоступні для рослин, – фосфоритне й кісткове борошно, віваніт.

Однозаміщені водорозчинні фосфати

Суперфосфат простий. Промисловість випускає порошкоподібний (14-16% P_2O_5 і до 5,5% H_3PO_4) і гранульований (19,5% P_2O_5 і до 3% H_3PO_4) суперфосфати.

Однак порошкоподібний суперфосфат має ряд недоліків. Він швидко поглинається ґрунтом, тобто більше переходить у важко доступну форму, дуже порохить, що ускладнює його рівномірне внесення, гігроскопічний, хімічно кислий.

Гранульований суперфосфат менш гігроскопічний, має кращу сипкість і менш виражену кислотність. Однак, як і простий, він містить значну кількість баласту ($CaSO_4$) і потребує значних витрат на вантажно-транспортні роботи й внесення.

Після внесення на нейтральних ґрунтах водорозчинний суперфосфат швидко перетвориться в слабкорозчинний дифосфат кальцію, а у випадку присутності карбонатів - у важкорозчинний трифосфат кальцію (процес ретроградації).

На кислих ґрунтах після внесення суперфосфатів можуть утворюватися слабкорозчинні, важкодоступні для рослин фосфати заліза й алюмінію.

Таким чином, суперфосфати краще вносити в невеликих дозах локально під час посіву й протягом вегетації рослин для підгодівель. При цьому коефіцієнт використання фосфору рослиною збільшується в 1,5-2 рази.

Подвійний суперфосфат. Має високий (42-49%) вміст доступного фосфору й не містить гіпсу. Вміст вільної фосфорної кислоти - до 1,5%. Хімічні й фізичні властивості подвійного суперфосфату такі ж, як і у простого гранульованого суперфосфату, однак економічна ефективність його використання значно вище. Використання цього добрива обмежено у зв'язку з його високою ціною. Під час виробництва гранульованого суперфосфату в гранули можна вводити мікроелементи (0,1-0,2%): бор, молібден, марганець, мідь, цинк і т. д.

Двозаміщені (розчинні в слабких органічних кислотах)

Преципітат. Порошок білого або ясно-сірого кольору, не гігроскопічний, не злежується, добре розсіюється. Містить від 25 до 35% P_2O_5 , що розчиняється в лимонній кислоті. За ефективністю наближається до подвійного суперфосфату, доступний для живлення рослин. Преципітат можна використовувати як основне добриво під різні культури на всіх

типах ґрунтів. Однак, оскільки фосфат преципітату менше зв'язується в ґрунті, його краще вносити на багатих півтораоксидами кислих ґрунтах. На чорноземних ґрунтах за ефективністю він наближається до суперфосфату.

Обезфторений фосфат. Нове малопоширене добриво. Добувають обробкою водяною парою при температурі 1400 °С апатитів (30–32% P_2O_5) або фосфоритів (20–22% P_2O_5). Це порошок сірого кольору, не гігроскопічний, не злежується, легко розсіюється. 70-90% фосфатів цього добрива розчинні в 2% розчині лимонної кислоти. Використовують як основне добриво на дерново-підзолистих і чорноземних ґрунтах. За ефективністю не поступається суперфосфатам.

Термофосфати. Видобувають плавленням фосфоритів або апатитів з лужними солями, до складу яких входить магній. Містять 20-30% лимонно-розчинного фосфору (у перерахуванні на P_2O_5) і 12% Mg. Добриво має лужну реакцію. Використовують на кислих ґрунтах легкого гранулометричного складу як основне добриво.

Томасилак - побічний продукт металургійної промисловості. Містить 8-20% P_2O_5 і домішки кальцію, магнію, заліза, алюмінію, марганцю й кремнію. Це важкий порошок темно-сірого кольору, під час внесення порохить. Має лужну реакцію. Доцільно вносити як основне добриво на кислих ґрунтах.

Тризаміщені (нерозчинні у воді й важкодоступні для рослин).

Фосфоритне борошно. Її одержують при розмелюванні природних фосфоритів, тому добриво має низьку собівартість. За вмістом фосфору фосфоритне борошно буває вищого сорту – вміст P_2O_5 не менше 30%, 1-го сорту - 25%, 2-го сорту - 22% і 3-го сорту - 19%. Для місцевого застосування використовують добрива марки А з вмістом P_2O_5 не менше 17% і марки Б - 14%. Зміст вологи допускається не більше 3%. Велике значення в підвищенні ефективності фосфоритного борошна має ступінь млива. Допускається залишок часток, які не проходять крізь отвори сита діаметром 0,18 мм, не більше 10%.

Особливістю фосфоритного борошна є те, що фосфор у ньому перебуває у важкодоступній для рослин формі. Після внесення в ґрунт під дією слабких кислот трикальцій фосфат поступово переходить у розчинний у слабких кислотах дикальцій фосфат і навіть водорозчинний монофосфат.

Фосфоритне борошно рекомендується використовувати на кислих ґрунтах при гідролітичній кислотності не нижче 2,5 мг екв. на 100 г ґрунту як основне добриво. Часто його вносять у значних кількостях (3-5 т/га) один раз у п'ять років. За таких умов його ефективність не поступається суперфосфату.

Ефективність фосфоритного борошна значно підвищується у випадку компостування його з торфом і гноєм або при одночасному внесенні з фізіологічно кислими добривами.

Кісткове борошно. Складається з важко розчинних фосфорних з'єднань $\text{Ca}_3(\text{PO}_4)_2$ і $\text{Mg}_3(\text{PO}_4)_2$. Містить 29-34% P_2O_5 і 1,2-1,7% N. На сьогодні використовується як мінеральна добавка для корму тварин.

Фосфорні добрива вносять на всіх типах ґрунтів під всі культури, різними способами й у різний термін. Однак під час використання варто звертати увагу на їхній склад і властивості, вид і тип ґрунту, спосіб і терміни внесення й ряд інших факторів.

Зокрема, варто пам'ятати, що прості суперфосфати мають низький вміст діючої речовини й значну кількість гіпсу, що для деяких культур (бобових, хрестоцвітих) корисно, а для деяких зовсім небажано.

Перенос частини основного фосфорного добрива для підгодівлі або заміна основного внесення підгодівлями не доцільні, навіть водорозчинними формами. Велике значення має глибоке внесення основного добрива у вологий ґрунт.

Ефективність фосфорних добрив тісно пов'язана з рівнем засвоювання фосфору культурами. У середньому коефіцієнт засвоювання фосфору з добрив різними культурами становить від 15 до 25%. Низькі коефіцієнти засвоювання фосфору з добрив обумовлені переважно тим, що від 50 до 85% внесеного розчинного фосфору швидко перетворюється на малодоступні для рослин фосфати кальцію, заліза, алюмінію. Для збільшення вмісту рухливих фосфатів до 1 мг на 100 г ґрунту з урахуванням виносу їх урожаєм на супіщаних і піщаних ґрунтах необхідно внести 40-60 кг/га P_2O_5 , на легкосуглинкових та середньо суглинкових – 60-90 кг/га, на важко суглинкових норма внесення фосфатів має становити 90-120 кг/га.

Терміни і способи внесення фосфорних добрив

Передпосівне внесення суперфосфату. Роль передпосівного добрива, що вноситься в малій дозі і поблизу від насіння, істотна, оскільки посилюється первинне проростання сходів і помітно підвищується урожай. При рядковому внесенні гранульованого суперфосфату в суміші з насінням урожай зернових підвищується, в той же час рослини стають більш стійкими до несприятливих умов погоди. Доза P_2O_5 для передпосівного добрива залежить від особливостей культур і складає 7,5-20 кг/га. Майже всі рослини добре відзиваються на внесення фосфорних добрив у такий спосіб, але деякі з них сильно пригноблюються при безпосередньому контакті насіння з добривами (кукурудза, соняшник, бавовник). Тому прошарок ґрунту для них необхідний, і дози фосфору можуть бути мінімальними (7,5-10 кг/га).

Основне внесення фосфорних добрив. Мета основного способу внесення добрива – усунути дефіцит фосфору при живленні рослин

протягом більшої частини вегетаційного періоду. Для правильного внесення основного добрива потрібно враховувати: термін внесення, глибину закладення, форму (розчинність), норму, поєднання з іншими поживними речовинами. Для ґрунтів з реакцією, близькою до нейтральної, термін внесення розчинних солей фосфорної кислоти не має істотного значення, оскільки втрат їх від вилуговування не спостерігається, а хімічне скріплення обмежується утворенням дифосфату кальцію, який доступний рослинам. В кислих ґрунтах разом з утворенням двозаміщеного фосфату кальцію з'являються також фосфат алюмінію і заліза, доступність яких для рослин дуже низька. Враховуючи це, слід уникати тривалої взаємодії суперфосфату з кислим ґрунтом у відсутності рослин.

Глибина оранки ґрунту під конкретну культуру визначає і глибину закладення основного фосфорного добрива. Поверхневий розподіл суперфосфату на пасовищі навіть у високій дозі (450 кг/га P_2O_5) не приводить до проникнення фосфору глибше, ніж на 2,5 см, а значить, коефіцієнт використання фосфору невеликий. Встановлено, що тільки при закладенні на глибину 10 см і більше добриво має вирішальне значення у фосфорному живленні рослин.

В зоні недостатнього зволоження в період засухи кореневі волоски швидко гинуть в сухому ґрунті. Не глибоко закладене добриво не буде засвоєно коренями рослин.

Норми фосфору залежать від родючості ґрунту, запланованого урожаю, супутніх добрив і коливаються від 30-45 до 90-120 кг/га P_2O_5 . Високі норми застосовують під плодові і технічні середні культури, – під кукурудзу, картоплю, овочеві, кормові, мінімальні – під зернові і зернобобові.

Одним з прийомів, що підвищує ефективність використання рослинами фосфору, є внесення його про запас на 3-4 роки.

Не можна змішувати лужні форми фосфорних добрив (томашлак, фосфатшлак) з аміачними солями, щоб уникнути втрат аміаку. Сухий суперфосфат можна незадовго до внесення змішувати з сухими аміачними і нітратними азотними добривами. При змішуванні кислого суперфосфату з нітратними добривами можлива втрата летючої азотної кислоти.

Кислотність суперфосфату шкідлива для рослин, тому її нейтралізують додаванням при механічному перемішуванні до 15% фосфоритного борошна, або 10% доломітового борошна, або стільки ж вуглекислого вапна. Їдке вапно додавати не можна, щоб не викликати переходу фосфорної кислоти в сполуки, які погано засвоюються рослинами.

Підгодівля. Цей прийом має допоміжне значення як доповнення до кореневого, а не може замінювати його. Це прийом некореневого внесення добрив, який може бути викликаний прагненням заповнити нестачу фосфору у ґрунті за зовнішніми ознаками. Некореневе фосфорне живлення

має обмежене значення і в кількісному відношенні дає рослині дуже мало. Якщо застосовувати фосфорнокислі солі тільки через листя (обприскуючи їх періодично слабким розчином), то неможливо виростити культуру, довівши її до дозрівання насіння. Це пов'язано з тим, що пересування мінеральних фосфатів з підготованих ними листків до інших органів відбувається сповільнено і здійснюється неповно. Листя відмирає раніше терміну і опадає, маючи високий вміст фосфору, тоді як при кореновому фосфатному живленні відмираючі листя містять дуже мало фосфору.

Контрольні питання

1. У вигляді яких сполук фосфор надходить до рослин?
2. Яка роль фосфору в житті рослин?
3. Джерела фосфору для рослин.
4. Промислові фосфатні добрива.
5. Що таке хімічне скріплення фосфатів і як воно залежить від властивостей ґрунту?
6. Що служить сировиною для отримання фосфорних добрив?
7. Охарактеризуйте групу однозаміщених фосфатів.
8. Група двоаміщених фосфатів.
10. Відмінність простого суперфосфату від томасшлаку.
11. Група триаміщених фосфатів.
12. Розкажіть про фосфоритне борошно, його отримання, властивості і особливості вживання.
13. Перерахуйте способи внесення фосфорних добрив. Яка їх ефективність?
14. Основне внесення фосфорних добрив.

5.3.3. КАЛІЄВІ ДОБРИВА

В природі зустрічаються три ізотопи калію (^{39}K , ^{40}K , ^{41}K), серед них ізоотоп ^{40}K є радіоактивним. Період його напіврозпаду $1,248 \times 10^9$ років. Ізотопна розповсюдженість калію в природі становить 0,0117(1)%. В природі калій зустрічається тільки у вигляді сполук.

Роль калію в житті рослин

Калій в рослині знаходиться в іонній формі і не входить до складу органічних сполук клітин. Він міститься головним чином в цитоплазмі і вакуолях, а в ядрі відсутній. Близько 20% калію утримується в клітинах рослин в обмінно-поглиненому стані колоїдами цитоплазми. До 1% його

необмінно поглинається мітохондріями, основна частина (до 80%) знаходиться в клітинному соці і легко витягується водою. Тому калій вимивається з рослин дощами. Вдень міцність зв'язку іонів калію з колоїдами цитоплазми клітини посилюється, а в темноті слабшає і відбувається часткове виділення калію з рослини через корені. Під впливом калію посилюється накопичення крохмалю в бульбах картоплі, сахарози в цукровому буряку і моносахаридів у ряді плодкових і овочевих культур. Калій підвищує холодостійкість і зимостійкість рослин (в результаті збільшення осмотичного тиску клітинного соку), стійкість рослин до грибкових і бактеріальних хвороб.

Калій посилює синтез високомолекулярних вуглеводів (целюлози, геміцелюлози, пектинових речовин і ін.), внаслідок чого потовщуються клітинні стінки соломини злакових культур і підвищується стійкість хлібів до полягання, у льону поліпшується якість волокна.

Калій, разом з кальцієм і магнієм, важливий при амонійному живленні сільськогосподарських культур. Нестача калію приводить до порушення метаболізму в рослині. Дефіцит калію викликає ослаблення діяльності ферментів, порушення у вуглеводному і білковому обмінах рослин, веде до утворення шуплого зерна і зниження схожості насіння.

Зовнішні ознаки калієвого голодування рослин виявляються в наступному: старе листя передчасно жовтіє починаючи з країв; надалі їх краї і верхівка набувають бурого забарвлення (іноді з червоними і іржавими цятками), а потім краї листя відмирають і руйнуються і стають як би обпаленими, рваними на вигляд.

Калій поглинається рослинами у вигляді катіону, залишаючись в клітині як заряджений іон.

Найбільшу кількість калію рослини споживають в період інтенсивного приросту біологічної маси. У зернових і зернових бобів надходження калію закінчується до цвітіння - початку молочної стиглості, у льону – до фази повного цвітіння, у картоплі, цукрового буряку і капусти воно розтягнуто і практично відбувається протягом всього вегетаційного періоду.

Вміст калію в рослинах, ґрунті і добривах прийнято виражати в перерахунку його на оксид – K_2O . Різні рослини виносять різну кількість K_2O в перерахунку на 1 т основній продукції: зернові -25-27 кг, зернові боби - 16-20, картопля - 7-9, буряк - 6-8, овочеві - 4-5, конюшина на сіно - 20-24 кг. Чим менше калію міститься в товарній (відвезеної з господарства) частині урожаю і більше в нетоварній (що залишилася на полі), тим у меншій мірі калій виключається з біологічного кругооберту.

В ґрунті калій знаходиться головним чином в мінеральній частині:

1. У складі кристалічних решіток первинних і вторинних мінералів;
2. В обмінно- і необмінно-поглиненому стані в колоїдних частинках;
3. У складі поживно-кореневих залишків і мікроорганізмів;

4. У вигляді мінеральних солей ґрунтового розчину (карбонатів, нітратів, хлоридів).

Найкращим джерелом живлення рослин є розчинні солі калію. Найближчим резервом живлення служать гідрослюди, вермікуліти, вторинні хлорити, монтморілоніти, необмінні катіони. Потенційним резервом – польові шпати, слюда, піроксени і первинні хлорити.

Валовий, або загальний, калій об'єднує в своєму складі різні форми калієвих сполук, які класифікуються таким чином:

1) водорозчинний калій (легко доступний рослинам);

2) обмінний калій (добре доступний рослинам);

3) рухомий калій (сума водорозчинного і обмінного калію), витягнутий з ґрунту сольовою витяжкою:

4) необмінний гідролізуємий калій (важко обмінний або резервний), додатково витягнутий з ґрунту розчином сильної кислоти (0,2 н або 10%-ним розчином соляної кислоти), який служить найближчим резервом для живлення рослин;

5) кислоторозчинний калій, який об'єднує всі чотири попередні форми і витягнутий з ґрунту киплячим розчином сильної кислоти;

б) необмінний калій (різниця між валовим і кислоторозчинним калієм).

Обмінний і необмінний гідролізуємий калій визначаються розрахунковим методом – за різницею між рухомим і водорозчинним калієм. А необмінний гідролізуємий – за різницею між кислоторозчинним і рухомим.

Вміст в ґрунті рухомого калію, який є основною формою живлення рослин, складає лише 0,5- 2% від валових запасів.

Встановлено, що між формами калію в ґрунті існує динамічна (рухома) рівновага і якщо, наприклад, рослина поглинає водорозчинний калій, то кількість його в рослині поповнюється за рахунок обмінного. Зменшення обмінного через деякий час може оновитися за рахунок необмінного, фіксованого калію. Таким чином, у міру споживання рослинами рухомого калію запаси його поповнюватимуться за рахунок важкообмінного, а також калію кристалічних решіток мінералів. Цей процес прискорює чергування підсушування і зволоження ґрунту. В ґрунтах міститься приблизно 10-25% водорозчинної форми калієвих сполук від обмінної, 5-25% обмінної від кислоторозчинної і 2-15% кислоторозчинного калію від валового.

Класифікація калійних добрив

Калійні руди - це гірські породи з підвищеним вмістом калію, які залягають глибоко в надрах Землі й не виходять на її поверхню. Відомо 10 видів калійних руд, до складу яких входять різні калійні мінерали, які, крім калію, містять натрій, магній, сірку й значну кількість хлору. Вважається, що мінімальний вміст KCl у рудах, придатних для виробництва калійних добрив, повинне бути не менше 18-20%.

Для виробництва калійних добрив використовують сільвініт (15-40% KCl) і карналіт (20% KCl), значні поклади яких є в Росії й Білорусії. В Україні самим більшим є Прикарпатське родовище, у мінералах якого переважають сірчаноокислі солі – коштовна сировина безхлорних калійних добрив.

За змістом поживних речовин калійні добрива підрозділяють на дві групи:

1. *Прості калійні добрива*, які містять до 30% калію (K_2O_5), – природні калійні руди, калімаг і калімагнезія. Розмелені природні калійні руди іноді називають сирими калійними добривами.

2. Концентровані калійні добрива, які містять більше 30% калію (K_2O_5), – хлористий і сірчаноокислий калій, 30-40% це калійні солі, калійелектроліт і поташ.

За вмістом хлору калійні добрива підрозділяють на *хлорвмістні* й *безхлорні*.

Прості калійні добрива

Сільвініт (KCl + NaCl) – містить 12-18% K_2O_5 . Отримують подрібненням сільвінітової породи. Це великокристалічна сіль білого, рожевого, бурого, іноді блакитнуватою кольору. Сільвініт малогігроскопічний, добре розсіюється і розчиняється у воді. Його недоліком є значний вміст хлору. Позитивним є вміст натрію. Добриво краще вносити восени під культури, які добре реагують на натрій (цукровий буряк і коренеплоди). Не рекомендується вносити під культури, чутливі до хлору (картопля, овочеві, тютюн, виноград і цитрусові).

Каїніт (KCl·MgSO₄·3H₂O) – містить не менш 10% K_2O_5 , 6-7% Mg, 32-35% Cl, 22-25% Na₂O, 15-17% SO₄. Одержують розмелом каїнітової або каїнітово-лангбейнітової породи. Це великокристалічна сіль сіро-рожевого кольору. Каїніт малогігроскопічний, не злежується, добре розсіюється. Його недоліком є високий вміст хлору. Вносять як основне добриво.

Калімагнезія – містить 28-30% K_2O_5 і 8-10% Mg. Роблять із шеніту в гранульованій (марка А) і порошкоподібній (марка Б) формах. Коштовне калійне добриво, особливо на легких ґрунтах під чутливі до хлору

культури. Особливо добре реагують на це добриво рослини із сімейства хрестоцвітних.

Калімаг – містить 16-19% K_2O_5 і 8-9% Mg. Роблять із лангбейнітової породи. Має гарні фізичні властивості, негігроскопічне добриво, під час зберігання не злежується. Рекомендується під культури, які негативно реагують на хлор, особливо на дерново-підзолисті ґрунтах.

Концентровані калійні добрива

Хлористий калій (KCl) – містить 57-60% K_2O_5 . Найпоширеніше калійне добриво, що роблять із сильвініту в процесі поділу KCl і NaCl, воно базується на різній їхній розчинності й густоті. Це кристалічна сіль або гранули білого або рожевого кольору. Має гарні фізичні властивості, малогігроскопічне, не злежується, легко розсіюється, добре розчинне.

Хлористий калій – основне калійне добриво. Містить в 4-5 разів менше хлору, ніж сильвініт. Можна вносити під всі культури, на всіх типах ґрунтів і різними способами. Під чутливі до хлору культури краще вносити з осені, щоб хлор вимивався в глибокі шари ґрунту

Некалійні солі - роблять змішуванням хлориду калію з розмеленим сильвінітом або кайнітом. Це кристали сірого, рожевого або жовтогарячого кольору. Добриво малогігроскопічне, не злежується, добре розсіюється

Калійні солі (KCl з домішкою NaCl) вносять під різні культури, але особливо вони цінні під цукровий буряк і коренеплоди, оскільки в них утримується значна кількість натрію.

Сульфат калію містить 45-52% K_2O_5 . Одержують виділенням з безхлорних калійних руд Прикарпатського родовища. Дуже цінне безхлорне добриво, не гігроскопічне, не злежується. Рекомендують використовувати на різних типах ґрунтів, під всі культури, особливо ефективно вносити під культури, чутливі до хлору, і під овочі в закритому ґрунті. Однак це добриво досить дороге, що обмежує його використання.

Калій-електроліт – побічний продукт виробництва магнію. Містить 32-45% K_2O_5 , близько 30% NaCl, 2-3% $MgCl_2$, 16% Na_2O . Добриво містить багато хлору, тому його рекомендують вносити восени під нечутливі до хлору культури. Добре реагують на калій-електроліт кормові коренеплоди.

Поташ містить 55-60% K_2O_5 . Це висококонцентроване, безхлорне калійне добриво, має сильнолужну реакцію, дуже гігроскопічне, розпливається, погано розсіюється. Рекомендують використовувати на кислих ґрунтах під культури, чутливі до хлору.

Під час використання калійних добрив варто пам'ятати, що всі вони добре розчиняються у воді. Після внесення в ґрунт швидко розчиняються й вступають у реакцію із ґрунтовим поглинаючим комплексом. Калій і інші катіони, що входять до складу калійних добрив, поглинаються колоїдною частиною ґрунту, а хлор залишається в ґрунтового розчині й легко

вимивається в більш глибокі шари ґрунту. У результаті цих реакцій знижується рухливість калію й можливість його вимивання. Ця форма калію доступна для рослин, коефіцієнт його використання з добрив досить високий – 60-70%. Ефективність калійних добрив краще проявляється на бідних калієм дерново-підзолистих ґрунтах легкого гранулометричного складу й торф'яних ґрунтах. Найбільш ефективні на цих ґрунтах калійно-магnezієві добрива (калімагnezія, калімаг, каїніт і т.д.), які, крім калію, містять магній. На чорноземних ґрунтах калійні добрива застосовують переважно під культури, які засвоюють багато калію й натрію (цукровий буряк, соняшник, плодові, коренеплоди, овочі). На каштанових і сіроземних ґрунтах калійні добрива використовують залежно від виду культури, технології вирощування й вмісту калію в ґрунті. Всі калійні добрива (крім поташу) – фізіологічно кислі солі, однак їхня фізіологічна кислотність значно менше, ніж в амонійних добривах, і проявляється тільки при тривалому використанні високих доз добрив під культури, які виносять велику кількість калію (соняшник, цукровий буряк, картопля, коренеплоди, овочі). Найбільший приріст урожаю після застосування калійних добрив одержують на ґрунтах Полісся й Лісостепу. У Степу ефективні помірні норми калійних добрив при збалансованому азотно-фосфорному харчуванні

Всі культури, чутливі до хлору, потребують внесення безхлорних калійних добрив. Під зернові культури, цукровий буряк, кормові коренеплоди й злакові трави найкраще підходить хлористий калій і калійні солі, що містять натрій. Культури із сімейства хрестоцвітних (рапс, капуста, редька), бобових (горох, соя, нут) добре реагують на калійні добрива, що містять сірку (калімагnezія, калімаг, каїніт, сульфат калію). Прядильні культури й огірок добре реагують на внесення концентрованого хлориду калію. Хоча під льон, особливо на легких ґрунтах, краще застосовувати калімагnezію або сульфат калію.

Калійні добрива набагато ефективніше впливають на величину врожаю і його якість, якщо їх застосовувати в комплексі з азотними й фосфорними добривами, а під цукровий буряк, картоплю, кукурудзу на зерно, овочі в зоні Полісся й Лісостепу – з органічними добривами. На кислих ґрунтах дія калійних добрив підвищується.

Найкраще вносити калійні добрива під зяблеву оранку. Однак у випадку впровадження інтенсивних технологій оптимальний ефект дає проведення підгодівель у невеликій дозах.

Взаємодія калієвих добрив з ґрунтом

Калієві добрива добре розчинні у воді. Проте при внесенні їх в ґрунт іони калію швидко вступають у взаємодію з колоїдними частинками ґрунту за типом фізико-хімічного (обмінного) і необмінного поглинання. Встановлено, що необмінне поглинання (фіксація) калію ґрунтом практично закінчується протягом доби після внесення калієвих добрив і, отже, майже не залежить від часу їх закладення до посіву (посадки) рослин.

Обмінне поглинання іонів калію ґрунтом складає значну частину (не менше 10) від загальної ємності поглинання. Реакція фізико-хімічного (обмінного) поглинання катіонів калію ґрунтом зворотна. Катіони калію, обмінно поглинаючись ґрунтом, одночасно витісняють з шару компенсуючих іонів ГВК еквівалентну кількість інших катіонів (водень, алюміній, кальцій, магній, марганець і ін.), що впливає на реакцію ґрунтового розчину, а отже і на умови росту рослин. За своїм характером всі калієві добрива фізіологічно кислі. При взаємодії з ґрунтовым вбирним комплексом також виявляється підкислюючий вплив калієвих добрив на ґрунтовий розчин, особливо на кислих ґрунтах. В результаті обмінних реакцій в ґрунтовому розчині утворюється соляна і сірчана кислоти залежно від виду застосованих калієвих добрив (хлоридних або сульфатних). Тому на кислих ґрунтах ефективність калієвих добрив знижується.

Встановлено, що із зменшенням величини рН розмір фіксації калію добрив ґрунтом знижується, а при вапнуванні – зростає.

Вживання калієвих добрив під сільськогосподарські культури

Калієві добрива розподіляються залежно від гранулометричного складу ґрунтів і вмісту в них рухомих форм калію умов зволоження, біологічних особливостей культур, з урахуванням не тільки величини планованого урожаю, але і його якості. Найбільш ефективно вживання калієвих добрив на піщаних, супіщаних дерново-підзолистих, торф'яно-болотняних і заплавних ґрунтах, а також на жовтоземах і червоноземах. Зростає роль калію на зрошуваних сіроземах при інтенсивному вирощуванні бавовнику. Слабка дія калієвих добрив характерна на типових, звичайних, південних чорноземах, такироподібних, сіро-бурих ґрунтах і сіроземах. На солонцях калієві добрива не застосовують, оскільки вони посилюють солонцюватість ґрунтів і тим самим можуть навіть знижувати врожайність.

Найбільша ефективність калієвих добрив досягається при оптимальному співвідношенні їх з азотними і фосфорними добривами. Однобічне вживання калієвих добрив можливо лише на осушених торф'яниках, торф'яно-болотяних ґрунтах, забезпечених іншими елементами живлення.

Найбільш доцільно на зв'язних ґрунтах всю щорічну норму калієвих добрив вносити з осені під плуг під час зяблевої оранки, не проводячи підгодівлі. При осінньому внесенні хлорвмісних калієвих добрив хлор вимивається осінньо-весняними опадами з кореневого шару ґрунту і не надає негативної дії на хлорофобні культури. Якщо з осені калієві добрива внести не вдалося, то слід внести їх під час весняного обробітку ґрунту, але в цьому випадку хлорвмісні добрива можуть чинити негативний вплив на врожайність чутливих до хлору культур. Тільки на піщаних і супіщаних, а також торф'яно-болотяних і заплавних ґрунтах калієві добрива слід вносити весною. На легких ґрунтах, особливо при зрошуванні, частину калієвих добрив можна виділити в підгодівлю.

До калію найбільш вимогливі соняшник, тютюн, овочі, цукровий буряк, кормові коренеплоди, плодова і силосна картопля. Безхлорних калієвих добрив потребують тютюн, виноград, плодови, цитрусові, гречка, картопля, льон, лікарські і ефіроолійні культури, овочеві закритого ґрунту. Зернові, цукровий буряк, кормові коренеплоди не проявляють негативної реакції на хлорвмісні добрива.

Контрольні питання

1. Яку роль виконує калій в житті рослин?
2. В якій формі перебувають сполуки калію в ґрунтах, їх доступність рослинам?
3. Розкажіть про прості калійні добрива.
4. Які склад, властивості сирих калієвих солей?
5. Які існують концентровані калійні добрива?
6. Розкажіть про склад, властивості і вживання сульфату калію і калієво-магnezійних солей.
7. Яким чином калієві добрива впливають на властивості ґрунтів?
7. Способи вживання і дози калієвих добрив.
9. Відношення різних культур до калієвого живлення.

5.4. МІКРОДОБРИВА

Деякі хімічні елементи, такі як бор, марганець, мідь, цинк, молібден, кобальт, входять до складу рослин у невеликих кількостях (0,01-0,001%), тому їх називають мікроелементами, а мінеральні добрива, які містять ці елементи – мікродобривами. Незважаючи на незначний вміст, мікроелементи життєво необхідні для розвитку рослин, оскільки виконують важливі фізіологічно-біологічні функції.

Мікроелементи входять до складу багатьох вітамінів, ферментів або активують їх роботу, беруть участь в азотному і вуглеводному обміні, в окисно-відновних процесах, підсилюють процес фотосинтезу. Крім того, мікроелементи підвищують проникність клітинних мембран, таким чином впливаючи на надходження іонів у рослини, на фізичні властивості, структуру і фізіологічні функції рибосом. Крім того, під дією мікроелементів підвищується стійкість рослин проти грибних і бактеріальних хвороб, несприятливих умов зовнішнього середовища.

Одним з критеріїв ступеня забезпеченості рослин мікроелементами є їх вміст в ґрунті, особливо рухомих форм, які визначають їх доступність для рослин. На рухливість мікроелементів в ґрунті істотно впливає кислотність ґрунтів, їх окислювально-відновних умов.

Вносити мікроелементи в ґрунт краще у складі основних мінеральних добрив, а також з поливною водою при дощуванні. Безладність внесення мікроелементів в ґрунт необхідно стримувати, оскільки в результаті такого вживання в ґрунті вони можуть нагромаджуватися в токсичній кількості.

Борні добрива.

Бор необхідний рослинам протягом усієї вегетації, його не можна замінити іншими елементами живлення. Нестача бору призводить не лише до зниження врожаю, а й до погіршення його якості.

Бор істотно впливає на вуглеводний і білковий обмін та інші біохімічні процеси в рослинах. За його нестачі порушується перехід вуглеводів і крохмалю із листків в інші органи, внаслідок чого гальмується процес фотосинтезу, незадовільно забезпечується вуглеводами коренева система та погіршується її розвиток (у бобових рослин послаблюється азотофіксуюча здатність бульбочкових бактерій), зменшується кількість квіток, порушується запліднення, опадає зав'язь, різко знижується врожай. Бор активує синтез і функції нуклеїнових кислот та енергетичні процеси в клітинах. Він відіграє важливу роль у розвитку репродуктивних органів.

Цей елемент, подібно до кальцію, погано реутилізується в рослинах. Тому перші нижні листки не відають накопиченого ними бору верхнім молодим листкам і точкам росту. Ознаки гострої нестачі цього елемента насамперед спостерігаються у верхніх ярусах рослини. Нестача бору

зумовлює функціональні захворювання культурних рослин: льон уражується бактеріозом; у буряків спостерігається хлороз серцевинних листків, загнивання кореня (суха гниль); суцвіття у цвітної капусти темнішають, а в стеблах утворюється дупло з почорнілими краями; у виноградної лози розвивається некроз та ін.

Різні культури з урожаєм виносять з ґрунту від 30 до 250 г/га бору. Однак, у ґрунтах не завжди вистачає його. Менш чутливі до нестачі бору зернові культури – жито, пшениця, ячмінь, овес. Більше потребують його цукрові буряки, кормові коренеплоди, картопля, соняшник, льон, конюшина, люцерна, зернобобові та деякі овочеві культури.

У різних ґрунтах загальний вміст бору коливається від 1,5 до 60 мг на 1 кг ґрунту. Водорозчинні сполуки цього елемента становлять 3-10% загального вмісту. Потреба багатьох культур у борних добривах спостерігається за вмістом менш як 0,1 мг засвоюваного бору на 1 кг ґрунту. Найбільше борних добрив потребують дерново-глевсі й заболочені ґрунти, а також вапновані дерново-підзолисті ґрунти та ґрунти, насичені основами. Низьким вмістом бору характеризуються піщані та супіщані ґрунти.

У сільському господарстві використовують хімічно чисті сполуки бору (буру $\text{Na}_2\text{B}_4\text{O}_7 \cdot 10\text{H}_2\text{O}$ і борну кислоту H_3BO_3), сирі боратові руди (борацити - $2\text{MgO} \cdot \text{B}_2\text{O}_3 \cdot \text{H}_2\text{O}$, та гідроборацити - $\text{CaO} \cdot \text{MgO} \cdot 3\text{B}_2\text{O}_3 \cdot 6\text{H}_2\text{O}$), відходи хімічної промисловості (осаджений борат магнію та боратові шлами, а також боратовий гранульований суперфосфат).

Боросуперфосфат застосовують під цукровий буряк, зернові коренеплоди бобів, кормових, гречку, огірки, плодово-ягідні в дозі при основному внесенні 200-300 кг/га, а в ряди при посіві - 100-150 кг/га.

Боромангнієві добрива застосовують під цукровий буряк, кормові коренеплоди, зернові боби, гречку в суміші з іншими добривами в нормі 20 кг/га.

Борна кислота використовується для некореневої підгодівлі в дозі 500-600 г/га під посіви багаторічних трав і овочевих культур, для плодово-ягідних – 700-800 г/га. Для передпосівної обробки насіння різних сільськогосподарських рослин - в дозі 100 г борної кислоти на 100 кг насіння.

Мідні добрива.

Мідь потрібна рослинам у невеликих кількостях (винос її з урожаєм культурних рослин становить десятки грамів з гектара), проте у разі її нестачі рослини гинуть ще на початку появи сходів.

Мідь входить до складу окислювальних ферментів (поліфенолоксидази, аскорбінооксидази, лактази, дегідрогенази), які мають велике значення в окислювальних процесах, що відбуваються в рослинах. Цей елемент підсилює інтенсивність дихання рослин.

Недостатня кількість міді в рослинах знижує активність процесів

синтезу та призводить до нагромадження розчинних вуглеводів, амінокислот та інших продуктів розкладання складних органічних добрив. Мідь відіграє важливу роль і в процесах фотосинтезу: надає хлорофілу більшої стійкості. Характерною особливістю дії міді є те, що цей елемент підвищує стійкість рослин проти грибних і бактеріальних захворювань.

За нестачі міді потерпають верхні частини рослин: з'являється легкий хлороз листків, але їх жилки залишаються зеленими, самі листки стають в'ялими, ріст рослин уповільнюється. У бобових культур спостерігається засихання і передчасне обпадання листків. Зовнішні ознаки нестачі міді у злакових виявляються в побілінні кінчиків листків, які скручуються і підсихають, поганому розвитку репродуктивних органів (наприклад, колоски часто бувають повністю порожні).

Мідні добрива доцільно вносити тоді, коли рухомих форм міді в кислих ґрунтах менше 5 мг, а в нейтральних – менше 10 мг на 1 кг сухого ґрунту. Особливо велика нестача цього елемента і висока дія мідних добрив виявляється на осушених торфових ґрунтах. Зернові культури на цих ґрунтах без внесення мідних добрив дають врожай 2-5 ц/га, а після внесення їх врожайність підвищується до 20-30 ц/га. Найчутливіші до нестачі міді пшениця, ячмінь, овес, кукурудза; досить чутливі також коноплі, льон, цукрові буряки, бобові трави; малочутливі – жито, картопля, капуста, гречка.

Як мідні добрива використовують мідний купорос, піритні недогарки, мідєвмісний порошок. Іноді як добрива застосовують шлаки та руди з низьким вмістом міді.

Для опудрювання насіння використовують сірчаноокислу мідь (25,4% Сі) в нормі 50-100г на 100кг насіння. Для некореневої підгодівлі доза сірчаноокислої міді на 1га посівів становить 200-300 г.

Марганцеві добрива.

Фізіологічне значення марганцю полягає в тому, що він бере участь в окисно-відновних реакціях у рослинних клітинах і пов'язаний з діяльністю ферментів – оксидаз. У разі нестачі цього елемента знижується інтенсивність окисно-відновних процесів і синтезу органічних речовин у рослинах.

Марганець бере участь і в переміщенні речовин по органах рослин. Він відіграє важливу роль у процесах засвоювання рослинами амонійного і нітратного азоту. За амонійного живлення рослин він діє як сильний окисник, а за нітратного – як сильний відновник. Отже, у разі нестачі марганцю порушується відновлення нітратного азоту, що призводить до нагромадження нітратів у тканинах рослин – досить негативного явища.

Марганець бере участь не тільки в процесі фотосинтезу, а й у синтезі вітаміну С. За нестачі марганцю знижується синтез органічних речовин, зменшується вміст хлорофілу в рослинах, що призводить до захворювання їх на хлороз. Зовнішні ознаки нестачі марганцю – сіра плямистість листків

у злаків; хлороз у зернобобових, цукрових буряків, тютюну; пожовтіння країв листків та засихання молодих гілок у плодово-ягідних культур.

Нестача марганцю найчастіше спостерігається на ґрунтах з нейтральною або лужною реакцією, особливо на піщаних і супіщаних, а також на торфовищах. Дерново-підзолисті кислі ґрунти характеризуються високим вмістом рухомого марганцю – 50-150 мг/кг ґрунту, у чорноземах його вміст коливається від 1 до 75 мг/кг ґрунту залежно від умов процесу ґрунтоутворення.

Марганцеві добрива здебільшого застосовуються під цукрові буряки, кукурудзу, картоплю й овочеві культури.

До марганцевих добрив належать сульфат марганцю, марганізований гранульований суперфосфат, марганцеві шлами, марганцевовмісний порошок, марганізована нітрофоска.

Доза внесення марганцю з розрахунку на елемент 2,5 кг/га. Способи живання марганцю – опудрування насіння (50-100г сірчаноокислого марганцю змішують з 300 г тальку і цією сумішшю обробляють 100 кг насіння цукрового буряку, пшениці, ячменю, кукурудзи, соняшнику). Для некореневої підготовки польових культур на 1га беруть 200 г сірчаноокислого марганцю, для обприскування плодівих культур – 600-1000 г/га.

Цинкові добрива.

Цинк відіграє важливу роль в організмі рослин. Під впливом цинку підвищується загальний вміст вуглеводів, крохмалю та білкових речовин. Велике значення цинку в окисно-відновних реакціях дихання, у регулюванні синтезу АТФ, в обміні ауксинів та РНК.

Цинк позитивно впливає на жаростійкість рослин і формування зернівок пшениці в умовах суховіїв, де він сприяє нагромадженню у квітках органічних кислот як захисних речовин. Крім того, цей елемент підвищує ще й холодостійкість рослин.

За нестачі цинку порушується синтез білку і його вміст у рослинах зменшується. Це пояснюється тим, що за його нестачі в рослинах нагромаджуються аміді та амінокислоти, тобто розчинні азотні сполуки. Деякі ферменти активуються цинком, а деякі з них містять цей елемент, наприклад карбоангідраза, що активує розкладання вугільної кислоти.

Вважають, що у разі нестачі цинку в рослинах порушується біосинтез вітамінів В₁ і В₆, які відіграють важливу роль в утворенні триптофану, зменшується вміст аскорбінової кислоти, сухої речовини та хлорофілу в листках кукурудзи. Потреба рослин у цинку зростає з поліпшенням освітлення.

За чутливістю до цинку культурні рослини поділяють на три групи: найчутливіші, середньочутливі і нечутливі. До першої групи належать кукурудза, льон, хміль, виноград, плодіві; до другої – соя, горох, цукрові буряки, соняшник, конюшина, цибуля, картопля, капуста, огірки, ягідники;

до третьої – овес, пшениця, ячмінь, морква, рис, люцерна.

У разі нестачі цинку в рослин спостерігається між жилками хлороз або плямистість нижніх листків. У кукурудзи між жилками листка з'являються ясно-жовті смуги (білі плями), нові листки блідо-жовті або білі. За нестачі цинку різко пригнічується поділ клітин, що веде до морфологічних змін листків, пригнічується розтягування стовпчастих клітин у льону, а в помідорів спостерігається дрібнолистковість і скручування листків. У всіх рослин у разі нестачі цинку відбувається затримка росту. За гострої нестачі цього елемента рослина взагалі може загинути.

Найчастіше нестача цинку для рослин спостерігається на карбонатних ґрунтах, де рухомих форм цього елемента дуже мало. Кислі дерново-підзолисті ґрунти мають досить високий вміст цинку і не потребують застосування цинкових добрив.

Як цинкові добрива застосовують деякі відходи промисловості:

- *технічний сірчаноокислий цинк* ($(\text{ZnSO}_4 \cdot 7\text{H}_2\text{O})$) (22% *Cu*);

- *шлаки міделиварних заводів містять 2–7% цинку.*

Цинкові полімікродобрива (*ПМУ*) - це шлакові відходи хімічних заводів у вигляді тонкого порошку темно-сірого кольору, склад їх непостійний. У середньому цинкові *ПМУ* містять окису цинку і 17,4% силікатного цинку, 21% окису заліза, та невелику кількість алюмінію, міді, магнію, марганцю, кальцію, кремнію, сліди молібдену та інших мікроелементів.

Молібденові добрива.

Вміст молібдену в рослинах становить тисячі або десятитисячні частки відсотку на суху речовину. Найбільше його міститься в насінні, особливо бобових рослин.

Молібден відіграє важливу роль у процесах фіксації молекулярного азоту з атмосфери бульбочковими та вільноіснуючими азотофіксуючими бактеріями (табл. 5.5). За нестачі молібдену бульбочки на коренях бобових розвиваються слабо, тому азотофіксуючі бактерії не можуть нормально фіксувати азот з повітря.

Молібден – складова частина ферментів нітратредуктаз, які беруть участь у відновленні нітратів до аміаку в клітинах коренів і листків рослин. Якщо цього елемента не вистачає, у тканинах рослин нагромаджується багато нітратів, відновлення їх затримується, внаслідок чого порушується нормальний хід азотного обміну, тому після внесення нітратних добрив потреба рослин у молібдені значно вища, ніж після внесення аміачних добрив. Крім того, під впливом молібдену аміак інтенсивніше використовується рослиною для утворення амінокислот і білків.

Молібден, як і марганець, бере участь в окисно-відновних реакціях і відіграє важливу роль у перенесенні електронів від субстрату, який окислюється, до речовини, яка відновлюється. Вважають, що молібден

бере участь у вуглеводному обміні та в обміні фосфорних сполук, синтезі вітамінів і хлорофілу.

Оскільки молібден пов'язаний з азотним живленням рослин, зовнішні ознаки його нестачі нагадують ознаки нестачі азоту: спочатку спостерігаються блідо-зелені ділянки тканини між жилками листка, з'являється ясно-зелений колір листків, потім вони буріють і відмирають. Ріст і плодоношення послаблюються. У разі великої нестачі молібдену точка росту відмирає. Ознаки нестачі молібдену виявлялися також у вигляді крапчастості, некрозу і кучерявості нижніх листків, недорозвиненості головок капусти, жовтої плямистості в цитрусових та ін.

Найчутливіші до нестачі молібдену бобові, деякі хрестоцвіті рослини, цитрусові, а також цукрові буряки, які значно підвищують врожай при внесенні молібденових добрив.

Таблиця 5.5 – Фізіологічне значення молібдену і кобальту як основних мікроелементів

Mo	Необхідний рослині для утилізації азоту і його фіксації в бобових Rhizobium bacteria	Дефіцит проявляється на кислих піщаних, опідзолених або вапнякових ґрунтах; легше засвоюється рослиною при підвищенні рН і вмісті вапна	Дефіцит Mo схожий на дефіцит N, тобто рослини погано ростуть і листя світло-зеленого кольору; старі листки стають хлорозними й потім симптоми з'являються по краю листка; жовті крапки на листах у цитрусових - типовий прояв дефіциту Mo	Зазвичай необхідний для пасовищ і бобових; злаків, цукрових буряків, томатів
Co	Компонент вітаміну B12, необхідного для фіксації азоту в бобових рослин і у тварин	Рівень Co низький на сильно лужних, кислих вулканічних, вапняних і торф'яних ґрунтах	Поганий ріст може бути виправлений застосуванням амонійного або нітратного азоту; недостатній рівень Co на пасовищах призводить до хвороб худоби	Квасоля, горох, конюшина, люцерна

Позитивно реагують на внесення молібдену льон, кукурудза, гречка та деякі овочеві культури.

Асортимент молібденових добрив:

- *молібдат амонію*;
- *молібдат амонію-натрію*;
- *відходи електролампової промисловості*;
- *суперфосфат простий гранульований з молібденом*;

- суперфосфат подвійний гранульований з молібденом.

Способи вживання: передпосівна обробка насіння (25-50 г молібдату амонію-натрію на 100 кг насіння); некоренева підгодівля - 200 г молібденовокислого амонію на 1 га посіву; на довголітніх культурних пасовищах норма складає від 200 до 600 г на 1 га. Молібденізований суперфосфат вносять в ряди в дозі 50 кг/га.

Кобальтові добрива.

Кобальт, сріблясто-білий метал з червонуватим відтінком, зустрічається в природі переважно у складі нікелевих руд. Вміст даного мікроелементу в ґрунтах варіюється від 0, 4 до 21 мг на 1 кг ґрунту, причому найбільшою рухливістю відрізняються дво- і тривалентний кобальт. Перший зустрічається у вигляді сульфатів, хлоридів і бікарбонатів, а другий - в комплексах з аміаком і деякими органічними кислотами.

Рухливість кобальту в ґрунтах багато в чому залежить від показника рН: в ґрунтах з нейтральною і лужною реакцією даного мікроелементу набагато більше, ніж у ґрунтах з підвищеною кислотністю, отже, тайгово-лісові ґрунти нечорнозем'я і солончаки пустель і напівпустель бідніші на кобальт, ніж ґрунти лісостепової і степової зон.

Оскільки двовалентний кобальт легко вступає в різні хімічні реакції, для його утримання в ґрунті вдаються до процедури вапнування, яка робить розглянутий мікроелемент менш доступним для рослин. Дана процедура особливо важлива в тих випадках, коли надлишок кобальту негативно відбивається на загальному стані рослин. Однак не слід забувати, що кобальтова недостатність часто стає причиною низки захворювань рослин, наприклад хлорозу листя.

Кобальтові добрива (сірчаноокислий, азотноокислий і хлористий кобальт) використовують як для внесення в ґрунт і некореневої підгодівлі (0,05% розчин добрива), так і для обробки насіння перед посівом (в цьому випадку беруть 0,5% розчин кобальту).

Кобальтові добрива у застосовують на дерново-підзолистих і болотних ґрунтах при вирощуванні бобових, льону, конопель, цукрових буряків, ячменю, озимого жита та інших культур. Дози внесення складають (у перерахунку на Со): у ґрунт з макродобривами 0,2-1,0 кг/га, для некореневої підгодівлі 0,1-0,2кг/га, для передпосівної обробки насіння 0,05-0,15 кг/ц.

Нікель.

Нікель є складовою двох ферментів – уреази і бактеріальної гідрогенази. Уреаза дуже поширена і каталізує розклад сечовини в рослинах на NH_3 і CO_2 . Вона має особливе значення у випадку застосування карбаміду як добрива. Нікель є важливим у житті бобових рослин, позаяк під час азотфіксації в їхніх коренях утворюються уреїди, а при їх розпаді - сечовина. Надлишок сечовини діє на рослини токсично,

тому вони потребують активної уреазы та нікелю. Нікель також входить до групи мікроелементів, зв'язаних в клітинах рослин з протеїнами.

За відсутності нікелю в бульбочках бобових рослин пригнічується гідрогеназа, що призводить до зниження ефективності азотфіксації.

У природних умовах дефіцит нікелю зустрічається рідко.

Використовуються в сільському господарстві *сульфіди і сульфати нікелю*, а також *гідроаерозолі хлориду нікелю* - все це відходи промисловості.

Йод.

Роль йоду для життєдіяльності рослин чітко не встановлена. Відомо, що він входить до складу вільних амінокислот і білків. Йод потрібний для організму людини, де він забезпечує нормальне функціонування щитовидної залози. Тому ним обробляють посіви для отримання корисної для людини продукції. Зокрема, плантації суниці обробляють йодидом калію (KJ) у фазі цвітіння, завдяки цьому вміст йоду в плодах зростає у 3-5 разів

В останнє десятиріччя агрохімія надає велику увагу рідкоземельним елементам: лантан, неодім, самарій. *Сульфат і нітрат лантану* застосовується як мікродобрива. Лантан у формі сульфату каталізує фіксацію азоту атмосфери культурами бобів і активує азотний обмін рослин. Ці мікродобрива підвищують всхожість насіння зернових, цукрового буряку. Вміст їх в ґрунті від 0,001 до 0,003%. Вносять в ґрунт лантановмісні добрива в дозі 3 мг/кг ґрунту.

Контрольні питання

1. Який вміст мікроелементів в різних типах ґрунтів?
2. Які мікроелементи найбільш широко застосовуються в сільському господарстві?
3. Фізіологічна роль бору і вміст його в рослинах.
4. На яких ґрунтах, під які культури і скільки необхідно внести бору?
5. Фізіологічна роль кобальту і вміст його в рослинах.
6. На яких ґрунтах і під які культури перш за все необхідне внесення кобальтових добрив?
7. Яка фізіологічна роль цинку і вміст його в рослинах.
8. На яких ґрунтах і під які культури перш за все необхідне внесення цинкових добрив?
9. Фізіологічна роль міді і вміст її в рослинах.
10. На яких ґрунтах і під які культури перш за все необхідне внесення мідних добрив?
11. Яка фізіологічна роль молібдену і вміст його в рослинах.

12. На яких ґрунтах і під які культури перш за все необхідне внесення молібденових добрив?
13. Фізіологічна роль марганцю і вміст його в рослинах.
14. На яких ґрунтах і під які культури перш за все необхідне внесення марганцевих добрив?
15. Використовування нікелю як мікродобриво.

5.5. КОМПЛЕКСНІ ДОБРИВА

Комплексними називаються добрива, що містять в різному поєднанні і співвідношенні два, три і більше елементів живлення: азот, фосфор, калій і мікроелементи. Їх підрозділяють на подвійні (фосфорно-калієві, азотно-фосфорні, азотно-калієві) і потрійні (азотно-фосфорно-калієві).

Залежно від способів отримання комплексні добрива підрозділяються на:

- а) складні;
- б) комбіновані (складно-змішані);
- в) змішані.

За агрегатним станом ці добрива тверді і рідкі.

Комплексні добрива забезпечують кращу позиційну доступність поживних речовин кореневій системі.

Складні добрива містять два або три елементи у складі однієї хімічної сполуки. Наприклад, аммофос - $\text{NH}_4\text{H}_2\text{PO}_4$ калійна селітра - KNO_3 , магній - аммонійфосфат MgNH_4PO_4 . Співвідношення між елементами в цих добривах визначається їх формулою.

До *складно змішаних* або *комбінованих* добрив відносяться комплексні добрива, що отримуються в єдиному технологічному процесі і містять в одній гранулі два або три основні елементи живлення рослин, хоч і у вигляді різних хімічних сполук.

Вони проводяться шляхом спеціальної як хімічної, так і фізичної обробки первинної сировини або різних одно- і двокомпонентних добрив. До них відносяться: нітрофос і нітрофоська, нітроаммофос і нітроаммофоська, поліфосфати амонію і калію, карбоаммофоси, фосфорно-калійні пресовані добрива, рідкі комплексні добрива.

Співвідношення між елементами живлення в цих добривах визначається кількістю початкових матеріалів при їх отриманні. Для складних і комбінованих добрив характерна висока концентрація основних поживних елементів і відсутність або мала кількість баластних речовин, що забезпечує значну економію праці і засобів на їх транспортування, зберігання і застосування.

Асортимент комплексних добрив представлений в основному наступними формами: подвійні азотний-фосфорні добрива - аммофос, нітроаммофоси і нітрофоси і подвійні фосфорно-калійні добрива - фосфати каля, потрійні складні добрива - аммофоські, нітроаммофоські і нітрофоські.

У зв'язку з безперервним збільшенням виробництва і застосуванням мінеральних добрив підвищення концентрації поживних речовин в них має величезне народногосподарське значення, оскільки дозволяє зменшити загальну фізичну масу мінеральних добрив і об'єм їх перевезень, а отже, значно понизити витрати на їх транспортування, зберігання і внесення до ґрунту.

Змішані добрива - це суміші простих добрив, що отримуються в заводських умовах або на тукозмішувальних установках на місцях використання добрив шляхом «сухого» змішування.

У сучасному сільському господарстві намітилась тенденція використання комплексних добрив, які збагачуються мікроелементами.

Комплексні добрива доцільніше вносити під передпосівні роботи, під час посіву та у підживлення.

Контрольні питання

1. Які добрива називаються комплексними? На які групи їх підрозділяють?
2. Перерахувати найбільш поширені одно- і двокомпонентні комплексні добрива.
3. Основні властивості і способи отримання складних добрив.
4. Які добрива називають комбінованими, як їх отримують?
5. Чим представлений асортимент комбінованих добрив?
6. Які добрива називають змішаними, як їх отримують?

5.6. ОРГАНІЧНІ ДОБРИВА

Регулювання родючості ґрунту в інтенсивному землеробстві спрямоване на відновлення запасів органічної речовини в ґрунті, що досягається, насамперед, внесенням органічних добрив.

Органічні добрива - це різні за складом і властивостями речовини рослинного і тваринного походження, які вносять у ґрунт для підвищення його родючості.

Застосування органічних добрив поліпшує властивості ґрунту і має свої особливості:

- 1) внесення органічних добрив забезпечує рослини макро- і мікроелементами живлення;

2) ґрунт збагачується органічними речовинами, ферментами, вітамінами та іншими біологічно активними речовинами, які стимулюють розвиток рослин і ґрунтової мікрофлори;

3) з гноєм у ґрунт вносяться корисні мікроорганізми та активується діяльність нітрифікуючих та азотофіксуючих бактерій тощо;

4) органічні добрива істотно поліпшують властивості ґрунту - його структуру, фізичні властивості, водний та повітряний режим та ін., наприклад, внесення 6 т/га соломи в темно-каштановий ґрунт збільшує його водопроникність у перший рік 44,8%, другий - 34,6% і третій - 22,89%, а 60 т/га напівперепрілого гною - 29,6; 25,6 і 16,2%;

5) під час розкладання органічних речовин приґрунтовий шар повітря збагачується вуглекислим газом, що посилює ефективність фотосинтезу, так, після внесення 40-60 т/га гною виділення CO_2 ґрунтом зростає на 30-50% і більше;

6) внесення органічних добрив не створює загрози перенасичення ґрунту поживними речовинами, що є небезпечним для рослин, так як "віддають" їх поступово, протягом досить тривалого часу;

7) більшість органічних добрив майже не змінює реакції ґрунтового розчину тощо.

Основну кількість органічних добрив в Україні становить гній. Використовують широко також гноївку, сечу, пташиний послід, торф, компости тощо. Також істотними джерелами органічної речовини можуть бути осади стічних вод, зелені сидеральні добрива, солома тощо.

Розглянемо кожний вид органічного добрива.

Гній - це відходи тваринництва, що складаються в основному з екскрементів тварин, і є повним органічним добривом. З трьох найголовніших елементів живлення в гної більш всього калію в рухомій формі, причому, в безхлорній.

Фосфор гною в основному входить до складу твердих виділень тварин і підстилки. У міру мінералізації органічних речовин фосфор виділяється у вигляді солей ортофосфорної кислоти різного ступеня розчинності. Ці фосфати в меншій кількості закріплюються ґрунтом, ніж фосфор мінеральних добрив, внесених в чистому вигляді.

Азот міститься у всіх складових частинах гною. Проте лише азот рідких виділень безпосередньо доступний рослинам. Азотні речовини калу і підстилки стають доступними тільки після мінералізації. Кінцевий продукт розкладання азотних речовин гною в ґрунті - аміачний азот. Він безпосередньо використовується рослинами і мікроорганізмами або ж нітрифікується. В лужному середовищі при підвищеній вологості ґрунту, нестачі кисню і великій кількості клітковини у внесеному гної можлива також денітрифікація. Частина азоту добрив під впливом мікроорганізмів переходить до складу гумусу ґрунту. На добре окультурених ґрунтах гній не має переваг перед еквівалентною кількістю мінеральних добрив. На

мало гумусних і слабо окультурених ґрунтах вживання гною і інших органічних добрив – необхідний засіб поліпшення властивостей ґрунту.

Якість гною та інших органічних і мінеральних добрив оцінюється перш за все кількістю в них поживних речовин, особливо основних - азоту, фосфору і калію. Вміст NPK в гної залежить від умов зволоження і зберігання, кліматичної зони одержання тощо.

Так, у сільському господарстві України найпоширенішим є підстилковий гній великої рогатої худоби, якому належить 70% від всіх видів органічних добрив. Хімічний склад цього гною в Україні в середньому становить: води - 65%, золи - 15% та N - 0,50%, P - 0,25% і K 0,60% на сирю масу.

Для порівняння, рідкий гній великої рогатої худоби містить до 92% води, 0,17% сухої речовини та N - 0,20%; P - 0,15%; K - 0,17% до сирій маси.

Значною мірою склад підстилкового гною залежить від підстилки. Найкращий гній, зокрема багатий на азот, виготовляють під час використання в якості підстилки торфу, який краще від інших підстилок поглинає рідкі виділення тварин і аміачний азот.

За цією ознакою розрізняють: звичайний підстилковий гній і напіврідкий або рідкий безпідстилковий гній.

Підстилковий гній. Складова частина підстилкового гною - підстилка. При додаванні її до твердих і рідких виділень тварин вона збільшує вихід гною, покращує його якість. В якості підстилки використовують солому, тирсу, торф, листя. Якщо у виділеннях тварин міститься певна кількість сухої речовини, азоту, фосфору, калію і т.д. (табл. 5.6), то з підстилкою в гній додатково потрапляють поживні речовини (табл.5.7), які під впливом мікробіологічних процесів перетворюються на більш доступні для рослин форми (табл. 5.8).

Надлишкове використання для гідрозмиву води приводить до утворення тваринницьких стоків. Залежно від вмісту води безпідстилковий гній поділяють на напіврідкий (вологи не менш як 92%), рідкий (вологи 92–97%) і стоки (вологи понад 97%). У рідкому гної із вмістом 6–8% сухої речовини 0,25–0,34% загального азоту, в тому числі 0,13–0,15% NH₃, фосфору — 0,11–0,15%, калію — 0,27–0,35%. У безпідстилковому гної від 50 до 70% азоту міститься у розчинній формі. Фосфор органічних сполук гною засвоюється рослинами краще, ніж фосфор мінеральних добрив. Калій перебуває в розчинній формі. Наведені дані свідчать про те, що вміст загального азоту, фосфору і калію у безпідстилковому гної удвічі менший, ніж у підстилковому.

Рідкий гній і стоки тваринницьких комплексів, крім азоту, фосфору і калію, містять значну кількість інших елементів живлення.

Застосування надлишку води для видалення гною з ферм збільшує затрати на його гомогенізацію, зберігання і внесення.

На свинокомплексах, що вирощують 108000 голів свиней за рік, нагромаджується до 1 млн м³ тваринницьких стоків. Безпідстилковий гній видаляють з допомогою механічних засобів та гідравлічних систем (самотічна безперервної дії, самотічна періодичної дії).

Стоки і рідкий гній доцільно поділяти на тверду і рідку фракції. Вологість твердої фракції гною до 75%. Зберігають тверду фракцію гною пухко у буртах, як і підстилковий гній. Процеси розігрівання відбуваються повільніше. Рідку фракцію гною (стоки) зберігають у польових сховищах.

Таблиця 5.6 – Вміст сухої речовини, азоту і зольних елементів у виділеннях різних видів тваринних, %

Вид тварин	Суха речовина	N	P ₂ O ₅	K ₂ O	CaO	MgO	SO ₄
В твердих виділеннях							
Велика рогата худоба	16	0,29	0,17	0,10	0,35	0,13	0,04
Коні	24	0,44	0,35	0,35	0,15	0,12	0,06
Вівці	35	0,55	0,31	0,15	0,46	0,15	0,14
Свині	18	0,60	0,41	0,26	0,09	0,10	0,04
В рідких виділеннях							
Велика рогата худоба	6	0,58	0,01	0,49	0,01	0,04	0,13
Коні	10	1,55	0,01	1,50	0,45	0,24	0,06
Вівці	13	1,95	0,01	2,26	0,16	0,34	0,30
Свині	3	0,43	0,07	0,83	0,01	0,08	0,08

Таблиця 5.7 – Середній вміст в підстилці речовин, %

Вид підстилки	N	P ₂ O ₅	K ₂ O	CaO
Солома озимої пшениці	0,50	0,20	0,90	0,30
Солома іржі	0,45	0,26	1,00	0,30
Солома вівса	0,65	0,35	1,60	0,40
Торф верховий	0,80	0,10	0,07	0,22
Торф низинний	2,25	0,30	0,15	3,00
Листя деревне	1,10	0,25	0,30	2,00
Тирса	0,20	0,30	0,74	1,08

Таблиця 5.8 – Приблизна кількість свіжого гною за добу від однієї голови тварини при різних нормах солом'яної підстилки

Норма підстилки, кг/га	Вихід гною за 1 день від однієї голови, кг			
	Крупної ро-гатої худоби	коней	свиней	Овець і кіз
0 (без підстилки)	25	17	1,7	2
1	28	21	4,7	4
2	32	24	8,0	5
3	37	25	9,0	-
4	39	26	-	-
5	42	27	-	-
6	44	28	-	-

Втрати азоту та органічної речовини при безпідстилковому утриманні тварин, правильному видаленні, зберіганні і використанні рідкого та напіврідкого гною менші порівняно з втратами підстилкового гною. Очищують і знезаражують рідкий гній трьома способами: 1) природне біологічне очищення при тривалому витримуванні стоків у відстійниках-накопичувачах з наступним очищенням та утилізацією на полях зрошення; 2) штучне біологічне очищення; 3) виготовлення компостів.

Гнойова жижа. Гнойова жижа є сечею тварин, що в основному перебродила. При різних способах зберігання гною в навозосховищах виділяється неоднакова кількість гнойової рідини. Так, за 4 місяця з 10 т підстилкового гною виділяється в середньому: при щільному зберіганні 170 л, при рихло-щільному – 450 л, при рихлому – 1000 л. Чим швидше розкладається гній, тим більше з нього виділяється гнойової рідини. Загальна кількість гнойової рідини в середньому складає 10-15% маси свіжого гною. В середньому в гнойовій рідині міститься азоту (N) 0,25-0,30%, фосфору (P_2O_5) 0,03-0,06% і калію (K_2O) 0,4-0,5 %.

Гнойова рідина переважно азотно-калієве добриво. Всі поживні речовини в ній знаходяться в легко доступній для рослин формі. Азотні сполуки в ній під впливом уробактерій швидко перетворюються на вуглекислий амоній, який легко розпадається на вуглекислий газ і аміак. Найважливіша умова зменшення втрат азоту з гноєвої рідини – використання достатньої кількості підстилки, будівля гноєсховищ на скотних дворах, додавання до рідини порошкоподібного суперфосфату (3-5 % від її маси). При взаємодії аміачного азоту рідини з суперфосфатом утворюються стійкі солі.

Осад всіх фосфатів на дні гноєсховищ після використання рідини застосовується як добриво. Гнойову рідину на добриво використовують в

чистому вигляді або компостованому з іншими органічними добривами. У вигляді основного добрива її вносять в дозі от 20 до 50 т/га залежно від якості і особливостей культури, що підживлюється. Для підгодівлі луків і пасовищ гнойову рідину застосовують в кількості 10-30 т/га.

За ступенем розкладання гній поділяють на свіжий, напівперепрілий, перепрілий і перегній.

Розрізняють основні три типи зберігання гною: щільне або холодне, нещільне або гаряче та нещільно-щільне.

Найкраще зберігати гній щільним, або холодним, способом, який передбачає під час укладання його в гноєсховища й одночасне ущільнення. За такого зберігання з гною втрачається найменше речовин і в ньому найбільше залишається органічного компоненту та аміачного азоту. За холодного зберігання маса гною зменшується лише на 10-15% та за 3-4 місяці свіжий гній стає напівперепрілим (ще проглядається солома), а за 7-8 місяців - перепрілим.

Нещільне закладання гною в гноєсховище складає основу гарячого способу зберігання цього добрива. Таке зберігання внаслідок діяльності аеробних мікроорганізмів, які розкладають органічну речовину гною, він розігрівається до 50-60 °С. Гарячий спосіб зберігання веде до великих втрат азоту та маси гною в цілому. За час розкладання до перегною залишається біля 25% від початкової маси гною. Нещільний спосіб зберігання використовують за необхідності швидкого отримання розкладеного гною - за 1,5-2 місяці гній стає напівперепрілим, - або для його швидкого біотермічного знезараження.

За ефективністю збереження речовин гною проміжне місце між двома описаними способами зберігання займає нещільно-щільне зберігання, хоча за швидкістю розкладання не поступається гарячому зберіганню. За цим методом гній спочатку закладають нещільно, і коли він розігріється, - ущільнюють. Отже, цей спосіб об'єднує в собі переваги холодного (незначні втрати речовин) та гарячого (швидке розкладання) способів зберігання гною.

Властивості гною залежать від виду тварини-продуцента. Так, особливо багатими на поживні речовини є гній коней та овець. Крім того, він характеризується невисокою вологістю і здатний швидко розкладатись мікроорганізмами, розігріваючись до 60-70 °С. Це дає можливість використовувати його для обігріву парників. Такий гній часто називають гарячим.

Гній великої рогатої худоби, свиней тощо, який містить багато води, має нижчу аерацію і під час розкладання розігрівається значно повільніше і до невисокої температури, називають холодним.

У районах достатнього зволоження краще використовувати напівперепрілий гній, а в регіонах з дефіцитом вологи для весняного внесення - перепрілий. Вже в перший рік з такого гною рослини будуть

використовувати поживні речовини. Достатньо ефективним є внесення в районах з достатньою кількістю опадів восени навіть свіжого гною, за умови низької кількості в ньому насіння бур'янів.

Приорювати гній необхідно відразу після розкидання. Щодобова затримка з приорюванням гною за ясної сонячної погоди веде до зниження його ефективності на 20-30%.

Пташиний послід. Пташиний послід - це цінне, швидко діюче органічне добриво. Як і гній, він містить всі поживні речовини, необхідні рослинам. В рідкому посліді міститься 30-50 % аміачного азоту, в підстилковому матеріалі – близько 10 %.

Протягом року від кожної курки нагромаджується 6-7 кг посліду, від качки –7-9, від гусака – 10-12 кг. Основна частина азоту в ньому представлена у вигляді сечової кислоти, яка при зберіганні перетворюється спочатку на сечовину, а потім у вуглекислий амоній. Останній за несприятливих умов зберігання швидко розкладається на аміак, вуглекислий газ і воду, що приводить до втрат азоту. При зберіганні у великих купах пташиний послід швидко розігрівається і аміак інтенсивно випаровується. За 6 місяців зберігання втрати азоту складають 50% і більш. Багато азоту втрачається при періодичному промерзанні і відтаванні посліду, що зберігається в невеликих купах.

Пташиний послід використовується як до посіву, так і в підгодівлю. В основному добриві його вносять під овочеві культури і під картоплю в дозі 1-2 т/га. Доза сирого пташиного посліду в основному добриві 4-10 т/га. При підгодівлі різних культур застосовують 0,0-1 т/га сирого чистого посліду, а при внесенні в лунки або борозни - 0,4-0,6 т/га. Сухого посліду беруть удвічі менше. Для рідкої підгодівлі сирий послід слід розбавляти водою в 6-7 разів.

Торф. Торф утворюється в результаті відмирання і неповного розкладання болотяних рослин в умовах надмірного зволоження і недоліку повітря. Будь-який торф складається з негуміфікованих рослинних залишків, перегною і мінеральних включень. Види і типи торфу багатоманітні і нерівноцінні за якістю, тому способи його використання на добриво неоднакові. Торф доцільно застосовувати на добриво не в чистому вигляді, а у складі різних компостів.

За ступенем розкладання (за вмістом гуміфікованих речовин) торф підрозділяється на:

- слабо розкладений - 5-25 %;
- середньо розкладений - 25-40 %;
- сильно розкладений- більше 40 %.

За зольністю торф буває нормальної зольності (містить золи до 12 %) і високозольний - містить золи більше 12 %.

За вмістом поживних речовин торф можна охарактеризувати таким чином. З трьох елементів живлення (N, P, K) в ньому більш всього азоту. В

абсолютно сухій масі верхового торфу від 0,7 до 1,5 %, в низинно-осоковому - від 2,5 до 3,5 %. Проте основна частина азоту в торфі міститься в органічній формі і стає доступною рослинам у міру мінералізації. Швидше всього торф стає джерелом азотного живлення для рослин після біологічної дії, зокрема при компостуванні його з гноєм, гнойовою рідиною, фекаліями.

В торфі нормальній зольності фосфору значно менше ніж азоту. В абсолютній сухій масі його вміст коливається від 0,05 до 0,60 %, причому в порівняно доступній рослинам формі. Більш багатий фосфором деревний і деревно-осоковий низинний торф.

Калію в торфі небагато, в абсолютній сухій масі 0,05-0,2%. Менше половини цієї кількості знаходиться в легко доступній для рослин формі, решта кількості міститься в необмінній формі.

Важливим показником при визначенні типу і способів використання торфу в сільському господарстві є кислотність ґрунтів. Так, торф, у якого рН сольової витяжки нижче 5,5, непридатний на добриво в чистому вигляді. Його необхідно заздалегідь використовувати як підстилку на скотних дворах або компостувати з гноєм або вапном, золою або фосфоритним борошном. Торф використовується на підстилку, як складова частина різних компостів, для виготовлення торфо-перегнійних горщиків, мульчування, а також для сумісного вживання з мінеральними добривами.

Заготівка торфу складається з процесів осушення торф'яного болота, очищення його від лісу і чагарників, видалення верхнього дернового шару і здобичі пошарово-поверхневим способом.

Як вже наголошувалося, не всякий торф використовується на добриво без попереднього компостування. Проте, якщо є в цьому необхідність, безпосередньо на добриво застосовують торф, що має рН сольової витяжки більше 5,5 ступінь розкладання якого не менше 40-50%. Особливо цінні в цьому відношенні торфо-туфи як вапняно-органічні добрива, і торфовіваніти – як фосфорні і органічні добрива.

Компости. Компостування – один з прийомів накопичення місцевих органічних добрив. Воно необхідне для збереження поживних речовин в одних органічних добривах при їх розкладанні (гній, гнойова рідина) і посилення доступності для рослин елементів живлення у складі інших (в торфі або в іншому інертному матеріалі).

Частіше всього компост складається з двох головних компонентів, неоднакових за стійкістю до розкладання мікроорганізмами. Один з них (торф, дерновий ґрунт) грає роль поглинача вологи та аміаку і без компостування слабо розкладається. Інший багатий мікрофлорою, містить достатню кількість азотних органічних сполук, що легко розпадаються (фекалії, гнойова рідина і т.п.). До цієї групи відносяться торфогнойові, торффекальні, торфорідинні компости з соломі і інших органічних

матеріалів, що важко розкладаються, з фекальною масою і рідиною і т.д. До складу органічних компостів можна ввести також мікрофлору у вигляді бактерійних препаратів.

Велике значення має компостування деяких органічних добрив з мінеральними добривами і вапном. Таким чином одержують навозно-фосфоритні, торфопосфоритні, торфогнойові-фосфоритні, торфовапняні, торфозольні, торф'яні компости і т.д. Щоб збагатити іноді торф компостують з рідкими аміачними і мінеральними добривами, одержуючи таким чином торфомінерально-аміачні добрива.

Окрім гною і торфу, для компостування використовують солому і інші відходи і покидьки.

Сапропель. Сапропель - це органічні і мінеральні донні відкладення прісноводних водоймищ (ставків, озер). Верхні шари їх були сильно зволожені, і саме в них протікає процес утворення сапропелю з відмерлого планктону в результаті хіміко-біологічних процесів. За мірою потовщення шару сапропелю біологічні процеси в ньому слабшають, і відбувається більш сильне його ущільнення. В літній період відкладаються шари переважно з органічною речовиною, в зимовий мінералізовані. Великі скупчення відкладень сапропелю у водоймищі приводять до передчасного його старіння, тобто до евтрофії. Тому, видобуваючи сапропель, одержують органічне добриво і покращують екологічний стан прісноводних водоймищ.

Сапропель має колоїдну структуру і є однорідною желеподібною масою з вогкістю від 60 до 97%, вмістом органічної речовини 12-80 % і зольністю 19-88% з розрахунку на суху масу. Найбільш цінні низько зольні сапропелі. Різноманіття сапропелевих відкладень можна розділити за вмістом у них органічної речовини на чотири типи: органічні (зольність до 30%), орґано-мінеральні (зольність 30-50%), мінерально-орґанічні (зольність 50-70%) і мінералізовані (зольність 70 - 85%).

Різноманіття класифікацій і типологічних характеристик сапропелів пояснюється складністю їх будови і старовинним походженням.

Сапропельні відкладення із зольністю більше 85 % називають мулом. Колір сапропелю визначається наявністю органічних і неорґанічних речовин. Голубуватий колір обумовлюється присутністю віваніту, сірий колір – присутністю вапна, рожевий – каротину, зелений – хлорофілу, чорний відновленого заліза. До складу органічної маси сапропелей входять гумінові кислоти (11-43%), фульвокислоти (2-24%), негідролізуемий залишок (5-23%), геміцелюлоза (10-53 %), целюлоза (0,5-6 %), бітуми (6-17 %) і водорозчинні речовини.

Сапропель видобувають за допомогою екскаваторів або гідромеханізованим способом з використанням землесосних снарядів. Одержують сапропелеві добрива з прісноводних відкладень в спеціальних

відстійниках, де подана насосами маса відстоюється, а потім влітку її фрезерують, перегортають і після просушування складають в штабелі.

Сапрпель на добриво застосовують в кількості 30-40 т/га під зернові культури і 50-100 т/га під просапні.

Використання соломи на добриво. Солома містить в середньому 0,5% 14, 0,25 % P_2O_5 і 0,8% K_2O . Солому можна ефективно використовувати на добриво, заоравши її на полі спільно з азотними (іноді фосфорними) добривами або з рідким гноєм. Вживання соломи на добриво зводиться до наступного.

По соломі, залишеній на полі після роботи комбайна, розкидають безпідстилковий гній або азотні мінеральні добрива з розрахунку 0,5-1,3% азоту від маси соломи, або 40-80 кг/га N. На бідних фосфором ґрунтах корисно додавати також фосфорні добрива. Після внесення добрив солому відразу закладають лущильником на глибину 5-7 см. Через 2-3 тижні, коли солома помітно розкладеться в ґрунті, проводять зяблеву оранку на нормальну глибину. Іноді як азотні добрива використовують рідкий гній (40-50 т/га).

Міське сміття. До міського сміття відносять різні кухонні відходи, папір, ганчір'я, бруд, пил, золу. За вмістом поживних речовин і якостями удобрювачів міське сміття наближається до гною. Проте швидкість розкладання його в ґрунті залежить від співвідношення компонентів, що знаходяться в ньому. Так, міське сміття з великою кількістю кухонних відходів і пилу розкладається швидше. Таке сміття можна використовувати на добриво безпосередньо без компостування. Сміття, в якому багато паперу, ганчір'я, тирси, розкладається повільніше і його краще заздалегідь прокомпостувати. В міському смітті з розрахунку на суху речовину міститься в середньому 0,6-0,7 % N, 0,5-0, 6 % P_2O_5 і 0,6-0,8 % K_2O .

В овочівництві сміття використовується як біопаливо в парниках. Тут воно стає однорідним, розсипчастим і добре розкладеним органічним добривом, яке потім застосовують під будь-яку культуру. Дози некомпостованого сміття такі ж, як і гною (20-60 т/га). Після компостування або пропускання сміття через парники дозу зменшують до 20 т/га.

Зелене добриво. Зелене добриво – свіжа рослинна маса, заорювана в ґрунт для збагачення її органічною речовиною і азотом. Часто цей прийом називають сидерацією, а рослини, що вирощують на добриво, сидератами. Для сидератів найчастіше застосовують бобові рослини (люпин, серадела, буркун, озима віка, астрагал, чина, еспарцет і ін.).

В деяких випадках на зелене добриво використовують гірчицю, гречку або суміші бобів із злаковими.

Залежно від умов вживання зеленого добрива, на 1 га рілля заорюють 35-45 т сирової органічної маси. Заоране зелене добриво дещо знижує кислотність ґрунту, підвищує його буферність, ємність поглинання,

вологосмність, водопроникність, покращує структуру, зменшує рухливість алюмінію, різко покращує життєдіяльність ґрунтових мікроорганізмів.

Контрольні питання

1. Особливості застосування органічних добрив.
2. Які існують види органічних добрив?
3. Яке значення має внесення органічних добрив для родючості ґрунтів?
4. Дайте характеристику гною: його склад, властивості.
5. Підстилковий гній: властивості, склад. Підстилковий гній як джерело поживних речовин для рослин.
6. Безпідстилковий гній: властивості, склад, умовах зберігання
7. Гнойова рідина: склад, властивості, застосування.
8. Компости: склад, властивості, способи застосування.
9. Охарактеризуйте торф як органічне добриво: склад, властивості, умови застосування.
10. Пташиний послід: склад, властивості і умови застосування.
11. Дайте характеристику сапропелю: його склад, властивості, умови видобування та застосування у сільському господарстві.
12. Використання соломи як органічного добрива.
13. Дайте характеристику міському сміттю.
14. Охарактеризуйте зелене добриво.

5.7. БІОЛОГІЧНІ ДОБРИВА

Разом з численними мінеральними і органічними добривами, які широко застосовуються для поліпшення живлення рослин, підвищення врожайності культур, застосовують і біологічні бактерійні добрива або препарати, які містять не поживні речовини, а певні раси ґрунтових мікроорганізмів. Метою вживання цих препаратів є поліпшення складу і підвищення активності корисної ґрунтової мікрофлори, тобто таких мікроорганізмів, які в процесі своєї життєдіяльності забезпечували б рослини необхідними елементами і поживними речовинами.

Це наступні препарати: нітрагін, азотобактерин (азотоген), фосфобактерин, АМБ (аутохтонна мікрофлора).

Нітрагін - бактерійний препарат, що містить активні раси бульбових бактерій. Бульбові бактерії специфічні – окремі види або раси їх здатні утворювати бульби на коренях лише певних бобів. Так, одні з них розвиваються тільки на коренях конюшини, але не можуть розвиватися на коренях гороху, люцерни, люпину і інших бобів. Групи бактерій, які утворюють бульби на коренях люпину і сераделі, не розвиваються на коренях конюшини і гороху. Іноді специфічність бульбових бактерій буває

настільки сильно виражена, що різні різновиди однієї і тієї ж культури (або навіть сорти рослин) по-різному відносяться до того або іншого штаму.

Окрім специфічності, раси бульбових бактерій розрізняються за вірулентністю і активністю. Вірулентність – здатність бульбових бактерій проникати через кореневі волоски в корінь рослини і утворювати бульби. Активністю бульбових бактерій називають здібність їх до засвоєння азоту атмосфери. Тільки активні штами цих бактерій забезпечують рослини бобів азотом. Не активні ж – пригноблюють рослину-господаря. При зараженні коренів вірулентними, але неактивними клубеньковими бактеріями утворюються бульби, проте фіксації азоту не відбувається. Бульбові бактерії, що використовуються для приготування нітрагін, повинні мати високу активність і велику вірулентність. Якщо вірулентність бульбових бактерій нітрагін вища за вірулентність бактерій, які вже знаходяться у ґрунті, то це дозволяє бульбовим бактеріям нітрагін проникати в корінь швидше і у великій кількості. Нітрагін готують в спеціальних лабораторіях (заводський нітрагін) або безпосередньо в господарствах (місцевий нітрагін). Препарат заводського виготовлення зберігається протягом 9 місяців з дня його виготовлення. При більш тривалому зберіганні активність бульбових бактерій сильно знижується. Зберігають нітрагін в сухому і прохолодному приміщенні при температурі від 0 до 10 °С. В сирому приміщенні утворюється цвіль, серед якої багато антагоністів бульбових бактерій. При перемінному заморожуванні і відтаванні препарату кількість активних бактерій в ньому також зменшується. Не можна берегти його в одному приміщенні з летючими отрутохімікатами, оскільки пари їх вбивають бактерії.

Важливою характеристикою нітрагін є його висока надійність дії. Так, при внесенні під горох він дає позитивний результат у 95 % випадків, під люпин — у 97,4, під люцерну — у 100%.(табл 5.9).

Таблиця 5.9 – Ефективність застосування нітрагін під різні культури (середні дані масових дослідів)

Культура	Продукція	Надбавка врожаю від застосування нітрагін	
		ц/га	%
Горох	Зелена маса	12,9	14,0
	Зерно	1,4	18,4
Люпин	Зелена маса	46,0	36,9
	Зерно	3,1	50,0
Конюшина	Сіно	21,9	38,0

Вносити в ґрунт нітраґін можна одночасно з насінням бобів або з ґрунтом, узятим з тієї ж ділянки, де сіють культури бобів. Місцевий нітраґін, виготовлений в господарствах, представляє тонко подрібнену, висушену масу коренів з бульбами (або одних бульб) тих культур бобів, під які він буде застосований.

Азотобактерин, або азотоген – препарат, що містить культуру азотобактера (лат. *Azotobacter*). Азотобактер – азотофіксатор, відноситься до групи бактерій аеробів які вільно живуть в ґрунті. На відміну від клубенькових бактерій, він не проникає в корінь і не утворює бульби, а вільно живе поблизу кореневої системи. Використовуючи для свого розвитку кореневі виділення і відмерлі частини коренів, азотобактер збагачує ґрунт (біля коренів) і покращує живлення рослин азотом. Існує азотобактерин ґрунтовий, або торф'яний, і агаровий. Ґрунтовий азотобактер являє собою розмножену культуру азотобактера на перегнійному ґрунті або нейтральному торфі, який сильно розклався. Його застосовують з насінням зернових, овочевих і технічних культур в дозі 3 кг, а з бульбами картоплі і розсадою овочевих – 6-9 кг на 1 га. Агаровий препарат розводять в пляшках на спеціальному середовищі з агаром і використовують по 2-3 пляшки на 1 га посівів картоплі або 1 пляшку – на 1 га посівів зернових.

Препарат березуть в чистому, сухому, прохолодному приміщенні, за відсутності отрутохімікатів. Термін зберігання – протягом 3 місяців. Обробка азотобактерином проводиться безпосередньо перед посівом.

Фосфоробактерин - бактерійний препарат, що містить культуру мікроорганізмів (*Bact. Megatherium phosphaticus*), здатну мінералізувати фосфор, що входить в органічні сполуки ґрунту. Ці бактерії, потрапляючи в ґрунт разом із зараженим фосфоробактерином насінням, розвиваються поблизу коренів і переводять фосфор органічних речовин в легко доступну для рослин мінеральну форму. Застосовують препарат в рідкому або сухому вигляді (чиста культура бактерій в каоліні).

Фосфоробактерин вносять на ґрунтах, багатих органічною речовиною, у тому числі на торф'яних чорноземах, а також на удобрених гноєм і вапнованих дерново-підзолистих ґрунтах. На бідних гумусом кислих дерново-підзолистих ґрунтах препарат ефекту не дає.

АМБ – комбінований бактерійний препарат, який містить ряд активних бактерій, що здійснюють мінералізацію ґрунтового гумусу з утворенням легко доступних поживних речовин для рослин. Препарат представляє нейтральну торф'яну масу, в якій були розмножені такі ґрунтові мікроорганізми аеробів, як амоніфікатори, нітрифікатори, азотфіксатори, бактерії, що руйнують целюлозу і фосфорорганічні сполуки.

Біогумус – це продукт переробки органічних речовин дощовими черв'яками, а саме Червоним каліфорнійським дощовим черв'яком. Ці

черв'яки переробляють гній і іншу органіку, виділяють капроліти, що, власне, і називається біогумусом. З 1 т гною в результаті переробки одержують до 600 кг біогумусу і 100 кг біомаси черв'яків. В біогумусі міститься 1,5-3% N; 1,8-4% P₂O₅; 1,5-3% K₂O; 4,5-10% Ca; 0,6-2,5% Mg; 0,6-3,8% Fe, а також повний набір мікроелементів, величезна кількість бактерійної флори. Він підвищує схожість насіння всіх культур, полегшує отримання екологічно чистої продукції.

Контрольні питання

1. Дайте характеристику біологічним добривам.
2. Охарактеризуйте нітрагін як бактерійне добриво.
3. Опишіть властивості бульбових бактерій, що використовуються для приготування нітрагіну.
4. АМБ як бактерійне добриво.
5. Дайте характеристику біогумусу: виробництво, склад та властивості, умови застосування.

5.8. МЕТОДИ ХІМІЧНОЇ МЕЛІОРАЦІЇ ҐРУНТІВ

Ці методи засновані на зміні складу поглинених катіонів шляхом введення кальцію в ГВК. Для нейтралізації кислотності та підвищення родючості кислих ґрунтів основним заходом є вапнування, для усунення підвищеної лужності і поліпшення властивостей солонців – гіпсування.

Вапнування ґрунтів та його значення

Підвищена кислотність ґрунту та недостатня кількість кальцію і магнію одна з основних причин низької родючості багатьох ґрунтів, особливо дерново-підзолистих. Інтенсивне ведення господарства, високі урожаї зумовлюють щорічний винос 350–450 кг/га CaCO₃.

Більшість культурних рослин і ґрунтових мікроорганізмів краще розвивається при слабкокислій або нейтральній реакції (рН 6-7). Рослини за відношенням до реакції середовища і за чутливістю на вапнування поділяються на декілька груп:

1. Найчутливіші до кислотності ґрунтів культури: бавовник, люцерна, еспарцет, цукровий і столовий буряк, коноплі, капуста – які добре ростуть тільки при нейтральній або слабо лужній реакції (рН 7-8);
2. Чутливі до підвищеної кислотності ґрунтів культури: ячмінь, ярова і озима пшениця, кукурудза, соя, квасоля, горох, кормові боби, конюшина,

соняшник, огірки, лук, салат. Ці культури краще ростуть при слабокислій або нейтральній реакції (рН 6-7) і добре озиваються на вапнування;

3. Слабочугливі до підвищеної кислотності ґрунтів культури: жито, овес, просо, гречка, тимофіївка, томат, редис, морква, які можуть задовільно рости в широкому інтервалі рН, при кислій і слабокислій реакції (рН 4,5-7,5), але найбільш сприятлива для їх росту слабо кисла реакція (рН 5,5-6);

4. Лійон і картопля складають окрему групу, вони потребують вапнування тільки на сильно кислих ґрунтах, а найбільш сприятливою реакцією середовища є слабокисла (рН 5,5-6);

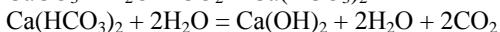
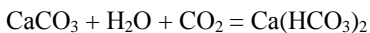
5. Група культур, що включає люпин синій і жовтий, сераделу, чайний куш, краще росте на кислих ґрунтах (рН 4,5-5,0) і погано - при лужній реакції.

Неоднаково відносяться до кислотності ґрунтів і мікроорганізми. Цвілеві гриби краще розвиваються при рН 3-6. Для азотофіксуючих бактерій, бульбових бактерій люцерни і гороху найбільш сприятливе середовище з рН 6,5-7,5. Тому в кислих ґрунтах сильно пригнічена фіксація азоту повітря, сповільнюється мінералізація органічної речовини, пригнічений процес нітрифікації, менш інтенсивно протікають процеси мінералізації органічних сполук фосфору, а молібден переходить в важко розчинні форми.

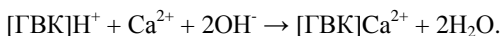
Вимивання кальцію зростає із збільшенням застосування мінеральних добрив. Нестача кальцію і магнію посилює токсичність водню й алюмінію, що виявляється у зниженні проникності протоплазми, ослизненні кореневої системи, зменшенні надходження поживних речовин у рослину та недоборі врожаю. Підвищена кислотність ґрунту порушує оптимальне мінеральне живлення рослин, пригнічує життєдіяльність мікрофлори, підвищує токсичну концентрацію алюмінію, заліза, марганцю. Кислотність ґрунтового середовища змінюється протягом року і її величина залежить від кислотності ґрунту, виділень рослин та мікроорганізмів, надходжень у ґрунт добрив і різних речовин, що можуть підвищувати кислотність ґрунту.

Для зменшення кислотності ґрунту проводять його вапнування.

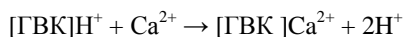
При внесенні вапна в ґрунті воно перетворюється і дисоціює:



Кальцій взаємодіє з ґрунтовим вбирним комплексом:



Гідрокарбонат кальцію $\text{Ca}(\text{HCO}_3)_2$ взаємодіє з органічними і мінеральними кислотами ґрунту, а також з ґрунтовим вбирним комплексом:



Д. М. Прянишников вважає, що основним у багатосторонній дії вапна на ґрунт є ліквідація підвищеної кислотності ґрунту. Внесений кальцій сприяє гуміфікації рослинних решток, коагуляції гумусу та утворює малорозчинні гумати кальцію.

Значення вапнування ґрунтів. Вапнування ґрунтів не тільки зумовлює збільшення азотофіксуючої здатності мікрофлори, а й підвищує нітрифікаційну здатність ґрунту, зменшує газоподібні витрати азоту. Неправильне застосування амонійних добрив, сечовини, зумовлює збільшення втрат азоту цих добрив до 20–36%. Вапнування поліпшує фосфатне живлення рослин за рахунок перетворення фосфатів заліза та алюмінію на більш рухомі сполуки, збільшує поглинальну здатність кореневої системи, зменшення антагонізму між фосфором і алюмінієм. При сумісному застосуванні вапна і фосфоритного борошна, преципітату, фосфатшлаку умови фосфатного живлення рослин погіршуються. Тому вапно і названі вище фосфорні добрива потрібно вносити окремо. Вапнування сприяє більшому виносу калію з ґрунту, мобілізації запасу молібдену, причому рухомість молібдену і мангану при вапнуванні зменшується.

Насичення сівозмін на дерново-підзолистих, сірих лісових ґрунтах бобовими культурами сприяє зменшенню обмінної та гідролітичної кислотності, просапними — сприяє їх збільшенню. Вапнування знижує обмінну кислотність переважно за рахунок зменшення вмісту рухомості алюмінію, що особливо важливо в умовах Прикарпаття і Карпат, де вміст його великий. Темпи вапнування ґрунтів мають випереджати інтенсивність хімізації землеробства. Для визначення необхідності вапнування ґрунтів ураховують величину рН та ступінь насичення їх основами. У більшості випадків ґрунти, в яких $\text{pH} > 5,5$ і ступінь насичення основами 75–80%, не вапнують:

- рН 4,5 і нижче - потреба у вапнуванні сильна;
 - рН 4,6 -5,0 - середня;
 - рН 5,1 - 5,5 - слабка;
 - рН вище 5,5 - ґрунт вапнування не потребує.
- V = 50 % і нижче - потреба у вапні сильна;
V = 50-70 % - середня;
V = 70-80 % - слабка;
V = більше 80 % - ґрунт у вапнуванні не має потреби.

Норму вапна N встановлюють за формулою

$$N = 1,5 \cdot H_r, \quad (5.1)$$

де H_r — гідролітична кислотність ґрунту, мг-екв/100 г ґрунту; 1,5 — кількість вапна, потрібна для нейтралізації 1 мг-екв гідролітичної кислотності, т/га.

Розрахована за цією формулою норма CaCO_3 вважається повною, що встановлена за гідролітичною кислотністю. Для встановлення фізичної маси вапнякового матеріалу враховують вміст CaCO_3 (MgCO_3), вологи та кількість домішок малоприматних часточок, діаметр яких більш як 1 мм. Найбільший ефект від вапнування спостерігається на 3–4-й рік після внесення вапна. Найкраще реагують на вапнування конюшина, кукурудза, цукрові буряки, озима пшениця, огірки, цибуля, і капуста. Луки і пасовища вапнують при корінному їх поліпшенні, а сади — при їх закладанні. Вапно вносять безпосередньо під картоплю. При проведенні вапнування під льон треба вносити доломітове борошно, бор і збільшити удвоє рекомендовану норму калію. Однією з вимог високої ефективності вапнування є рівномірний розподіл вапна і взаємодія його з ґрунтом. Вапнування ґрунтів проводять згідно з проектно-кошторисною документацією. Найкращий для вапнування весняно-осінній період. Інтенсивна хімізація вимагає повторного вапнування.

Найкращого ефекту від вапнування досягають при сумісному застосуванні вапна, мінеральних та органічних добрив. Для вапнування використовують матеріали промислового виробництва (вапнякове або доломітове борошно), відходи промисловості (золу сланців, дефека́т, пил цементних заводів, металургійні шлаки) та місцеві (мергель, дрібняк крейди, доломіти).

Вапнякове борошно. Вміст CaCO_3 не менш як 85%; вміст вологи до 1,5% (I клас) і 4–6% (II клас) добрива. Залишок на ситі часточок 0,25 мм становить не більш як 45%.

Доломітове борошно. Містить не менш як 80% CaCO_3 і MgCO_3 . Вміст вологи – до 12%.

Дефека́т – відходи виробництва цукрових заводів сірого кольору. Вміст CaCO_3 не менш як 75%, органічних речовин – до 10, азоту – 0,2-0,5, 0,4-0,7 фосфору, 0,1-0,8% калію, мала кількість міді, мангану, бору, кобальту. Дефека́т використовують після його провітрювання.

Зола сланців. У пиловидній золі вміст CaCO_3 становить 72-82%, у циклонній – 93-103, камерній – 99-105%, вміст вологи – не більш як 0,5%. Розмір пиловатих часточок 0,01-0,06 мм. Зола містить: бору – 20-115 мг/кг, міді – 43-77, мангану – 700-1025, молібдену – 30-95 мг/кг, а також кобальт і цинк.

Приріст урожаю від вапнування зерна озимої пшениці становить 2,1-4,2 ц/га, кукурудзи – 4,7-8, гороху – 3,6-4,5, ячменю – 1,2-2,7, коренеплідів цукрових буряків – 24-47 ц/га.

Способи внесення вапна. Повні норми вносять в ґрунт відразу або в декілька прийомів. При внесенні норми за один прийом досягається більш швидка і повна нейтралізація кислотності всього орного шару ґрунту на тривалій термін. Особливо це важливо на дуже кислих ґрунтах, при поглибленні орного шару дерново-підзолистих ґрунтів.

Якщо вимагається внести вапно на велику площу, використовують половинну норму. При систематичному внесенні високих норм мінеральних добрив, особливо фізіологічно кислих, значно збільшуються втрати кальцію і магнію. Необхідність повторного вапнування встановлюють агрохімічним аналізом ґрунту і розрахунком кальцію за показниками лізіметричних дослідів.

Повну і половинну норму вапна закладають восени під зяблеву оранку або весною, а також в ряди при посіві і в лунки при висадці розсади, щоб понизити кислотність прикореневої зони ґрунту.

Гіпсування ґрунтів

Гіпсуванням називається внесення в ґрунт гіпсу ($\text{CaSO}_4 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$) для хімічної меліорації солонцюватих ґрунтів. Ці ґрунти характеризуються великим вмістом натрію в поглинаючому комплексі і лужною реакцією ґрунтового розчину. Це обумовлює головним чином несприятливі фізичні, фізико-хімічні і біологічні властивості і низьку родючість солонців і солонцюватих ґрунтів. Гіпсування засноване на заміні натрію, поглиненого ґрунтом, кальцієм. Внаслідок цього покращуються фізико-хімічні і біологічні властивості ґрунту і підвищується його родючість. Залежно від вмісту поглиненого натрію, солонцюваті ґрунти підрозділяються на:

- слабо солонцюваті – містять 5-10% поглиненого Na;
- солонцюваті – містять 10-20% поглиненого Na;
- солонці – більше 20% поглиненого Na.

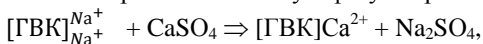
За способами меліорації солонцюваті ґрунти підрозділяють на дві групи:

1. Степові солонці в зоні каштанових і бурих ґрунтів – їх властивості покращують без внесення гіпсу шляхом глибокої обробки для залучення в процес меліорації власного кальцію ґрунту (CaCO_3 або CaSO_4 нижніх горизонтів ґрунту);

2. Лугові, содові солонці чорноземної зони з не глибоким рівнем залягання ґрунтових вод, тому вони схильні до вторинного осолонцювання. Для покращення їх властивостей поряд з глибокою

оранкою та внесенням органічних і мінеральних добрив вносять гіпс, а також проводять зрошування.

При внесенні гіпсу в ґрунт з ґрунтового розчину усувається сода, а поглинений натрій витісняється і замінюється кальцієм з утворенням добре розчинної нейтральної солі – сульфату натрію:



Ефективність гіпсу залежить від зволоження ґрунтів. При кількості опадів менш як 450 мм треба проводити зрошення для промивання сульфату натрію. Норму гіпсу визначають з урахуванням вмісту активного натрію за формулою:

$$H = 0,86(\text{Na} - 0,1E) \text{hd}, \quad (5.2)$$

де H – норма гіпсу ($\text{CaSO}_4 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$) т /га; Na – вміст увібраного натрію у типових солонцях, мг-екв/100 г ґрунту; E – ємність вбирання, мг-екв/100 г ґрунту; h – глибина меліорованого шару ґрунту, см; d – об'ємна маса ґрунту, г/см³.

Меліоранти краще вносити на паровому полі під просапні культури, що сприяє кращому їх перемішуванню з ґрунтом. На солонцюватих ґрунтах меліоранти вносять під оранку, на мілких стовпчастих і кіркових солонцях першу половину норми меліоранту вносять під оранку, а другу – під культивування на глибокостовпчастих солонцях спочатку вносять 3/4, а потім 1/3 норми меліоранту.

Ефективне поліпшення солонцюватих ґрунтів і солонцях можливе при комплексному застосуванні агрономічних і меліоративних засобів (гіпсування, внесення органічних і мінеральних добрив, меліоративна оранка, травосіяння, дренування, фітомеліорація).

Для хімічної меліорації використовують гіпс, фосфогіпс, сульфат заліза, сірчану кислоту та ін.

Гіпс $\text{CaSO}_4 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$. Одержують помелом природного гіпсу. Вміст гіпсу не менш як 70%, вологи – не більше як 5%.

Фосфогіпс. Містить 80-92% $\text{CaSO}_4 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$, фосфорної кислоти – 1-2% P_2O_5 , вміст вологи – до 6% (I сорт) і до 20% (II сорт).

Після внесення гіпсу врожай зерна озимої пшениці на чорноземах підвищується на 3,8 ц/га, рису на чорноземах і каштанових ґрунтах – на 23–37,5, кількість зеленої маси люцерни – на 100–150 ц/га.

Контрольні питання

1. Розкрийте відношення різних сільськогосподарських рослин до кислотності ґрунтів.
2. Значення вапнування ґрунтів.

3. Взаємодія вапна з ґрунтом.
4. Розкажіть про зміни, що відбуваються в ґрунті після внесення вапна.
5. Вапняні добрива: форми, склад, властивості. Вживання вапняних добрив і їх ефективність.
6. Як визначається потреба ґрунтів у вапнуванні?
7. Способи і терміни внесення вапняних добрив в ґрунт.
8. На яких ґрунтах проводять гіпсування?
9. Процеси, що протікають в ґрунті при внесенні гіпсу.
10. Як визначається потреба ґрунтів у вапнуванні? Розрахунок норми гіпсу, способи внесення гіпсу.

5.9. СИСТЕМА ВЖИВАННЯ ДОБРИВ

Задачі системи вживання добрив включають наступні позиції:

- збільшення врожайності сільськогосподарських культур і отримання продукції високої якості;
- підвищення і поступове вирівнювання родючості ланів або збереження існуючої їх родючості;
- ефективне застосування добрив, підвищення темпу інтенсифікації землеробства і охорони навколишнього середовища.

В господарствах звичайно застосовуються три типи системи добрив:

- 1) гнійово-мінеральна і органо-мінеральна (комбінована), заснована на сумісному вживанні органічних (гній, компости, торф, зелене добриво) і мінеральних добрив;
- 2) мінеральна (безгнійова), при якій застосовуються одні мінеральні добрива;
- 3) органічна, або гнійова.

Фізіологічні основи визначення потреби сільськогосподарських культур в добривах

Надходження поживних речовин в рослини в різні періоди росту змінюються з віком рослини. Виділяють *критичний* і *максимальний* періоди надходження окремих елементів живлення.

Період, коли нестача елемента в поживному середовищі особливо негативно позначається на рості рослин, і подальше забезпечення їх цими елементами не в змозі повністю виправити положення, називається критичним.

Наприклад, відносно фосфору і азоту критичний період для сільськогосподарських рослин - перші 10-15 днів після появи сходів. Нестачу фосфору і азоту в ці дні не можна відшкодувати в подальшому. Критичний період звичайно співпадає із зниженою активністю мікроорганізмів, які мінералізують органічні речовини ґрунту. Це виявляється раною весною, коли низька температура гальмує мікробіологічну діяльність ґрунту.

Період, коли середньодобове споживання елементу живлення досягає свого максимуму, називається максимальним. Цей період відповідає більш пізнім фазам розвитку рослин. Він співпадає з періодом найбільшого накопичення сухої біомаси. Періодичність живлення рослин служить теоретичним обґрунтуванням роздрібного внесення добрив (в різні шари, в різні терміни).

Тому правильна система живлення рослин в польових умовах передбачає поєднання основного (на глибину 15-25 см), посівного (3-10 см) внесення добрива та кореневої і некореневої підгодівлі.

Внесення поживних речовин урожаєм сільськогосподарських культур

З одного і того ж ґрунту різні рослини споживають не тільки різну кількість поживних елементів, але і в різному співвідношенні.

Дані про потребу культур в поживних речовинах виражають або їх виносом із загальним урожаєм, або на одиницю урожаю основної продукції з урахуванням відповідної кількості його побічної частини (солома, бадилля). Накопичення елементів мінерального живлення в рослині досягає максимуму на початку дозрівання. Це відповідає поняттю *потреба рослин в поживних речовинах*. В кінцеві фази розвитку витрачаються елементи живлення в результаті опадання листя, відтоку речовин з кореневої системи в ґрунт.

Існують поняття: *біологічне виносання поживних речовин, господарське виносання, залишкова частина виносання*.

Біологічне виносання поживних речовин – це кількість поживних речовин, яка споживається рослинами для створення біологічної маси урожаю (зерно + солома + поживно-кореневі залишки, у тому числі поживні речовини, частково повернені в ґрунт). Воно підрозділяється на господарське виносання і залишкове.

Господарське виносання – це та частина поживних речовин, яка міститься в товарній продукції, відвезеній з поля при прибиранні (зерно і солома, коренеплоди і бадилля). Якщо солома і бадилля залишаються на полі, то поживні речовини, що містяться в них, не враховують в господарському виносанні (табл. 5.10).

Таблиця 5.10 – Зразковий вміст N, P₂O₅ і K₂O в господарській частині урожаю сільськогосподарських культур (% від біологічного винесення)

Культура	N	P ₂ O ₅	K ₂ O
Багаторічні трави(конюшина з тимофіївкою)	48	48	52
Конюшина першого року користування	40	40	50
Конюшина другого року користування	40	40	47
Однорічні трави (вика, горох з вівсом)	61	68	66
Зернові	75	79	64
Картопля	71	72	79
Кукурудза на силос	80	82	71
Кормові боби на силос	76	85	70
Томати	66	72	86
Огірки	53	60	58
Капуста білокачанна	55	49	38
Лук-Ріпка	67	73	80
Капуста кольорова	25	21	27

Залишкова частина винесення включає поживні речовини, що залишаються на полі у вигляді поживно-коренових залишків, опалого листя, втрат зерна, а також деяку кількість елементів живлення, що перейшли з коренів в ґрунт. Рослинні необхідні елементи живлення не тільки для створення господарської частини урожаю, але і для формування кореневої системи, стебла, листя, яке залишається в полі. В практиці потребу рослин в поживних речовинах частіше характеризують господарським винесенням в перерахунку на 1 тону основної продукції з урахуванням відповідної кількості побічної.

Винесення поживних речовин рослинами з ґрунту

Коефіцієнт винесення рослиною того або іншого елемента живлення з ґрунту показує частку його споживання по відношенню до загального вмісту рухомої форми цього елемента в орному шарі на 1 га і виражається в %:

$$K_v = (\alpha/v) \cdot 100, \quad (5.3)$$

де α - кількість елемента живлення, винесена з урожаєм на не удобреному ґрунті, кг/га; v - вміст рухомої форми елемента живлення в орному шарі, кг/га.

Вміст елемента живлення в (кг/га) в орному (0-20 см) шарі визначається шляхом множення його кількості по картограмі (мг/100г ґрунту) на коефіцієнт перерахунку – 30.

Наприклад, 10 мг P₂O₅ / 100 г ґрунту: 30 = 300 кг/га P₂O₅.

Засвоєння рослинами поживних речовин

Коефіцієнт використання поживних речовин з добрив (K_з, %) показує частку їх споживання рослинами від загальної кількості елемента, що вноситься з добривами. Визначається він різницевим методом. Це відношення різниці у виносі певного елемента з урожаєм у варіантах досліді з добривом та контрольним (без добрив) до кількості поживної речовини що вноситься в ґрунт з добривом.

$$K_3 = [(B_y - B_0) / C] \cdot 100 \quad (5.4)$$

де B_y – винесення поживної речовини з урожаєм на ділянці з добривом, кг/га;

B_0 – винесення поживної речовини з урожаєм на контрольній ділянці, кг/га; C – кількість елемента живлення, внесеного з добривом, кг/га.

Вплив поживних і корневих залишків сільськогосподарських культур на поживний режим ґрунтів

Найсильнішу післядію на живлення культур надають залишки бобових культур. (табл.5.11). Тому, їх перш за все слід враховувати при складанні системи застосування добрив в сівозміні

В поживно-корневих залишках бобів у порівнянні з іншими культурами найвужче співвідношення між вуглецем і азотом, близьке до гною. У зв'язку з цим мінералізація поживно-корневих залишків трав бобів і зернових бобів протікає інтенсивно.

Таблиця 5.11 – Зразкова кількість поживно-коренових залишків різних культур і вміст в них поживних речовин

Культура	Урожай основної продукції, т/га	Кількість сухих поживно коренових залишків в орному шарі ґрунту, т/га	Вміст поживних речовин в коренових залишках (кг/га)		
			N	P ₂ O ₅	K ₂ O ₅
Конюшина першого року (сіно)	2	3,6	78	22	37
	5,8	7,4	158	44	64
Конюшина другого року (сіно)	3,6	5,0	106	30	47
	5,7	9,1	194	55	78
Горох на зерно	2,5	2,2	40	8	24
Ячмінь	2,0	2,5	22	6	14
Картопля	-	1,3	11	3	22
Морква	-	0,8	9	3	5

Контрольні питання

1. Які фізіологічні основи визначення потреби сільськогосподарських культур в добривах ?
2. Що розуміють під критичним і максимальним періодами надходження поживних речовин в рослину?
3. Що таке біологічне і господарське винесення поживних речовин?
4. Яке винесення N, P₂O₅ і K₂O на одиницю урожаю основних сільськогосподарських культур?
5. Що впливає на використання рослинами поживних речовин з ґрунту?
6. Як враховуються поживні і кореневі залишки сільськогосподарських культур при складанні системи застосування добрив?
8. Охарактеризуйте коефіцієнт використання поживних речовин з добрив.

5.10. ВПЛИВ ЧИННИКІВ НА ЕФЕКТИВНІСТЬ ОРГАНІЧНИХ І МІНЕРАЛЬНИХ ДОБРІВ

Ґрунтово-кліматичні умови

Найбільший ефект від повного мінерального добрива (НРК) був відзначений в зоні дерново-підзолистих ґрунтів. Пониження ефективності добрив відбувається у напрямку з північного заходу на південний схід. Причина цьому - відмінності в ґрунтовій родючості і вологозабезпеченості.

Дія азотних добрив найбільш сильно виявляється на дерново-підзолистих і сірих лісових ґрунтах лугово-лісової і лісостепової зон, а також на опідзолених і вилуговуваних чорноземах північних і західних районів лісостепу і на всіх ґрунтах зрошуваного землеробства. На півдні і сході Степу на вилугованих і могутніх чорноземах в результаті недостатнього зволоження азотні добрива діють слабкіше.

Найбільший вплив фосфорних добрив проявляється на типових, звичайних, південних чорноземах, каштанових ґрунтах і сіроземах, які знаходяться в лісостеповій, степовій і сухостеповій зонах, де вміст рухомого фосфору в ґрунтах низький.

Дія калієвих добрив найбільш сильно виявляється на легких ґрунтах (піщаних і супіщаних дерново-підзолистих), на торф'яно-болотяних і заплавних. Найменша ефективність калієвих добрив на чорноземах, каштанових, бурих ґрунтах і сіроземах, які добре забезпечені рухомих калієм.

Органічні добрива найбільш ефективні на дерново-підзолистих, сірих лісових і опідзолених чорноземах. Дія їх зменшується з північного заходу на південний схід. Післядія органічних добрив в південних областях більш висока, ніж в північних областях. При використуванні добрив необхідно враховувати погодні умови поточного і попереднього року. При недостатній кількості осінніх атмосферних опадів знижується ефективність азотних добрив наступного року і підвищується роль фосфорних. Якщо восени випадає багато опадів, то наступного року зростає ефективність азотних добрив. В умовах надмірного зволоження рослинам особливо необхідний калій, а при короткочасних весняних похолоданнях - фосфор.

Низькі температури на початку росту рослин роблять найсильніший негативний вплив на азотне і фосфорне живлення. Надмірно висока температура також знижує надходження елементів живлення в рослини.

На ефективність добрив впливає і мікробіологічна діяльність ґрунту.

Агротехнічні умови

Своєчасний і якісний обробіток ґрунту, посів культур в кращі агротехнічні терміни, підбір кращого попередника, дотримання сівозміни, боротьба з бур'янами, шкідниками і хворобами сільськогосподарських культур - все це робить вплив на ефективність добрив.

Своєчасний якісний обробіток ґрунту створює кращий водно-повітряний і мікробіологічний режим, сприятливі умови для використання коренями поживних речовин ґрунту і добрив. Попередники залишають в ґрунті різну кількість поживно-коренових залишків, по-різному впливають на водний режим і мікрофлору. Наприклад, боби переводять важко доступні поживні речовини ґрунту в доступні для інших культур. Овочеві інтенсивно використовують калій. Ранні культури використовують менше поживних речовин і раніше звільняють поле, в результаті після них створюються кращі умови для мобілізації поживних речовин ґрунту і живлення рослин. Боби забезпечують себе азотом і збагачують ними ґрунт, тому під культури, наступні за культурами бобів, азотні добрива або застосовують в малих дозах, або не вносять. Проте культури бобів інтенсивно використовують фосфор і калій, тому подальша культура випробовує недолік в них.

В живленні рослин важливу роль грають спосіб обробітку і глибине закладення добрив. Ефективність їх збільшується при закладенні добрив у вологий не пересихаючий шар, глибоко.

Роль окремих елементів живлення змінюється залежно від біологічних особливостей сорту. Більш продуктивні сорти вимагають і великих норм добрив. Кількість добрив, що вносяться, повинна узгоджуватися з нормами і термінами посіву. Зміна оптимального терміну посіву (або посадки), надмірна або недостатня густина знижують ефективність добрив.

Сумісне внесення органічних і мінеральних добрив

Посадження гною з мінеральними добривами у більшості випадків перевершує за своєю ефективністю еквівалентні кількості поживних речовин одного гною або роздільно внесених мінеральних добрив. Цей ефект досягається посиленням мікробіологічної діяльності ґрунту і більш інтенсивним розкладанням органічної речовини гною і ґрунту.

Способи внесення добрив

Річна норма добрив під окремі культури може вноситися у різні терміни і різними способами. Терміни і прийоми внесення добрив повинні забезпечувати найкращі умови живлення рослин протягом всієї вегетації і отримання найбільшої окупності поживних речовин урожаєм. Розрізняють три способи внесення добрив: *допосівне* (або основне), *припосівне* (у рядки, гнізда, лунки) і *післяпосівне* (або підгодівлі в період вегетації).

В основне добриво до посіву вносять гній (і інші органічні добрива) і, як правило, більшу частину загальної норми мінеральних добрив, що застосовуються під дану культуру. Мета основного добрива - забезпечити харчування рослин протягом всього періоду вегетації. До посіву добрива вносять розкидним способом за допомогою тукових сівалок (мінеральні добрива, вапно), гноєрозкидачів (органічні добрива) та інших машин. Перспективним способом застосування добрив до посіву, особливо суперфосфату, є стрічкове, локальне внесення. При локальному розміщенні фосфор суперфосфату менше закріплюється в ґрунті і підвищується засвоєння його рослинами.

Основне фосфорно-калійне добриво вносять переважно восени і закладають під глибоку зяблеву оранку. При цьому добрива потрапляють у більш вологий шар ґрунту, де розвивається основна маса продуктивних коренів. При глибокому закладенні елементи живлення з добрив краще використовуються рослинами і дають більший ефект. Особливе значення має глибоке закладення допосівного фосфорного добрива, оскільки фосфор у ґрунті, внаслідок хімічного зв'язування, практично не пересувається.

Азотні добрива до посіву при зрошенні та в районах з великою кількістю опадів, особливо на легких піщаних і супіщаних ґрунтах, необхідно вносити навесні із закладенням під передпосівний обробіток ґрунту. При цьому обмежується можливість втрат нітратного азоту добрив (а також нітратів, що утворюються при нітрифікації амонійних, аміачних форм азотних добрив і сечовини) внаслідок вимивання і міграції з кореневмісного шару ґрунту. На важких ґрунтах в районах з обмеженою кількістю опадів в осінньо-зимовий період амонійні тверді, рідкі аміачні добрива та сечовину можна вносити з осені.

На легких ґрунтах, що мають незначну ємність поглинання, калійні добрива доцільно (щоб уникнути втрат калію від вимивання) вносити разом з азотними добривами навесні під культивуацію, а під просапні культури частину цих добрив переносити в підгодівлю.

Для кращого забезпечення живлення рослин в початковий період росту поряд з основним добривом необхідно вносити невеликі дози добрив одночасно з посівом в рядки або гнізда.

Припосівне добриво вносять спеціальними комбінованими сівалками. Для всіх сільськогосподарських культур особливо велике значення має внесення в рядки гранульованого суперфосфату, так як в початковий період росту рослини особливо чутливі до нестачі фосфору. Під зернові культури гранульований суперфосфат або амофос може бути внесені звичайними зерновими сівалками в суміші з насінням.

Під цукровий буряк, картоплю, кукурудзу і деякі інші культури разом з суперфосфатом при посіві вносять також невеликі дози азотних і калійних добрив або застосовують комплексні добрива. Під культури, чутливі до високої концентрації поживних речовин у районі коренів, наприклад кукурудзу, краще вносити їх на деякій відстані (2-3 см) збоку або нижче насіння для того, щоб насіння відділялися від добрив прошарком ґрунту.

Поживні речовини з добрив, внесених в рядки або гнізда на глибину посіву насіння, використовуються більшістю рослин тільки в перший період росту, тому доза їх повинна бути невисокою - близько 7-15 кг д. р. на 1 га. При внесенні в лунки або в борозни добрив під картоплю та томати поживні речовини добрива можуть використовуватися більш тривалий час, особливо при достатній вологості ґрунту. Дози добрива, яке вноситься під час посадки під ці культури можуть бути збільшені до 20-30 кг д. р.

Припосівне добриво, розраховане головним чином на забезпечення рослин легкодоступними формами елементів живлення в початковий період їх життя, мають важливе значення і для подальшого розвитку рослин. Сприятливі умови живлення з початку вегетації сприяють формуванню у молодих рослин більш потужної кореневої системи, що забезпечує надалі краще використання елементів живлення з ґрунту і основного добрива. Завдяки рядковому підживленню рослини швидше розвиваються і легше переносять тимчасову засуху, менше пошкоджуються шкідниками і хворобами, краще пригнічують бур'янисту рослинність. Припосівне місцеве внесення невеликих доз мінеральних добрив - найбільш ефективний спосіб їх застосування, що забезпечує більш високі надбавки урожаю на кожен центнер добрива. Особливо ефективно застосування в рядки гранульованого суперфосфату і амофосу.

Рядкове застосування суперфосфату має важливе значення при вирощуванні зернових та інших культур в посушливих районах країни, де використовується обмежена кількість мінеральних добрив, а фосфор є елементом, що знаходяться в першому мінімумі.

Підживлення в період вегетації застосовують як додаток до основного і припосівного удобрення з метою посилення живлення рослин в періоди найбільш інтенсивного споживання ними поживних речовин.

Високоєфективне підживлення азотними добривами озимих культур ранньою весною. Це обов'язковий прийомом їх вирощування. Бавовник основну кількість азоту та інших елементів живлення поглинає в період від

початку цвітіння до масового дозрівання, тому більша частка азотних добрив і частина калійних застосовуються в підгодівлі в сполученні з поливами і при міжрядному обробітку. Підживлення широко застосовують на багаторічних сіяних сіножатях і пасовищах, природних кормових угіддях.

Перенесення частини азотних і калійних добрив у підживлення просапних культур доцільно на легких ґрунтах у зволжених районах з високим рівнем ґрунтових вод. У підгодівлю доцільно виділяти частину добрив при високих їх нормах під просапні культури. Перенесення частини добрив з основного внесення до посіву в підгодівлю при середніх нормах під картоплю, цукровий буряк та інші просапні культури не дає додаткового ефекту в порівнянні з внесенням всієї кількості добрив до посіву. Дія добрив, внесених у підживлення при неглибокому закладенні в міжряддя просапних культур, також великою мірою залежать від умов зволоження протягом вегетації.

У зволжених районах або при зрошенні ефективність підгодівлі значно вища, ніж в районах з нестачею вологи. Найбільш доцільні для підгодівлі легкорозчинні азотні добрива, а також багаті азотом місцеві органічні добрива - гноєві рідини, пташиний послід. Роль підгодівлі зростає, якщо з яких-небудь причин добрива до посіву не застосовувалися або вносилися в недостатній кількості.

У підгодівлю добрива вносять або поверхнево врозкид (весняне підживлення озимих, підживлення конюшини та інших багаторічних кормових культур, льону), або в міжряддя просапних та овочевих культур із закладенням в ґрунт при подальшій міжрядному обробітку, або культиваторами.

У посушливих районах без зрошення і в роки з недостатньою кількістю опадів підгодівлі можуть не дати позитивної дії на врожай або навіть знизити його.

Для більшості культур найчастіше застосовують основне добриво в поєднанні з припосівним. При обмеженій кількості мінеральних добрив в господарстві доцільно насамперед передбачити внесення добрива найбільш економічним способом - місцево (у рядки, гнізда) при посіві.

Складаючи системи удобрення важливо дотримуватися *оптимальних норм* внесення добрив під культури, розрахунок яких ведуть двома способами: за *виносом поживних елементів* та на основі *середніх норм*, які рекомендуються для даної зони.

Перший спосіб розрахунку внесення норм добрив базується на винесені поживних речовин урожаєм основної та побічної продукції, який планується отримати на даному полі, з урахуванням коефіцієнта використання поживних речовин з добрив та ґрунту.

В основу розрахунку другим способом беруть середні норми добрив у діючій речовині, які рекомендуються для певної культури та зони на

підставі даних польових досліджень науково-дослідних установ. Враховуючи дані про вміст рухомих форм поживних елементів у певному ґрунті, які є на картограмах у господарствах, розраховують коефіцієнти поправки до середніх норм удобрення, що рекомендуються.

Норму внесення мінерального добрива розраховують за формулою:

$$H = \frac{n \cdot 100}{d} \quad (5.5)$$

де H - норма добрив, кг/га;

n - доза діючої речовини, що планується до внесення, кг/га;

d - вміст діючої речовини в добриві, %.

Контрольні питання

1. Як впливають ґрунтово-кліматичні умови на ефективність органічних і мінеральних добрив?
2. Як впливають агротехнічні умови на ефективність органічних і мінеральних добрив?
3. Як впливає сумісне внесення органічних і мінеральних добрив на кількість поживних речовин в ґрунті?
4. Які існують способи внесення добрив?
5. Як розрахувати норму внесення мінеральних добрив?

СПИСОК ЛІТЕРАТУРИ

1. Александрова Л.Н. Органическое вещество почвы и процессы его трансформации. - Л.: Наука, 1980.–288 с.
2. Алексеев А.М., Гусев Н.А. Влияние корневого питания на водный режим. – М., 1957. – 220 с.
3. Атлас почв Украинской ССР. — К.: Урожай, 1979. — 159 с. Вахмистров Д.Б. Питание растений. – М.: Знание, 1979. – 64 с.
4. Грунтознавство з основами геології: Навч. посібник / Ігна-тенко О.Ф., Кап штик М.В., Петренко Л.Р., Вітвицький С.В. – К.: Оранта, 2005. – 648 с.
5. Гудзь В.П., Лісовал А.П., Андрієнко В.О., Рибак М.Ф. Землеробство з основами грунтознавства і агрохімії: Підручник. За редакцією В.П. Гудзя. – К.: Центр учбової літератури, 2007. – 408 с.
6. Колосов И.И. Поглощительная деятельность корневых систем растений. – М.: АН СССР, 1962. – 388 с.
7. Крикунов В.Г., Полупанов Н.И. Почвы УССР и плодородие. – К.: Вища школа, 1987. – 380 с.
8. Лактіонов М.І. Агрогрунтознавство. Навч. посібник / Харк. держ. аграр. ун-т. ім.В.В.Докучаєва. - Харків: Видавець Шуст А.І., 2001. – 156 с.
9. Лісовал А.П. Система використання добрив. – К.: Вид-во АПК, 2002. – 350 с.
10. Мусієнко М.М. Фізіологія рослин. – К.: Либідь, 2005. – 808 с.
11. Назаренко І.І., Польчина С.М., Нікорич В.А. Грунтознавство: Підручник. – Чернівці, 2003. – 400 с.
12. Польський Б.М., Стеблянюк М.І. та ін. Основи сільського господарства: Навч. посібник. – К.: Вища школа, 1991. – 296 с.
13. Почвоведение / Под ред. И.С. Кауричева. – М.: Агропромиздат. 1989. – 719 с.
14. Смирнов П.М., Муравин Э.А. Агрохимия – М.: Колос, 1981. - 182 с.
15. Стан родючості ґрунтів України та прогноз його змін за умов сучасного землеробства. / За ред. В.В.Медведєва. – Х.: Штрих, 2001. – 100 с.
16. Роде А.А. Основы учения о почвенной влаге, ч.1 – Л.: Гидрометеиздат, 1965. – 663 с.
17. Родючість ґрунтів: моніторинг та управління / за ред. В.В. Медведєва. — К.: Урожай, 1992. — 248 с.
18. Рубин Б.А. Курс физиологии растений. – М.: Высшая школа, 1961. – 583 с.
19. Чорний І.Б. Географія ґрунтів з основами грунтознавства. — К.: Вища школа, 1995. — 216 с.

Предметний покажчик

- Агрохімія* 572
- Бонітування* 553
- Буферність 125
- Вапнування* 640
- Вбирання
- Ємність 121, 116
 - Енергія 111
- Вивітрювання 43
- Фізичне 43
 - Хімічне 45
 - Біологічне 48
- Кора 49
- Властивості
- Водні 147
 - Водопроникність 149
 - Гідрофізичні 217
 - Повітряні 159
 - Повітряно-фізичні 161
 - Солей 473
 - Теплові 164
 - Теплофізичні 206
 - Фізичні 136
 - Фізико-механічні 143
 - Зв'язність 144
 - Теплопровідність 144
- Гранулометричний*
- склад 70
 - аналіз 75
- Гіпсування 633
- Ґрунти
- алювіальні 298
 - алювіальні дернові 301
 - алювіальні лучні 303
 - болотні 305
 - буроземні 523
 - буроземно-лучні 515
 - буроземно-глейово-підзолисті 517
 - бурі лісові 517, 523
 - гірсько-лучні 522
 - дернові 285
 - дерново-карбонатні 289,520
 - дерново-підзолисті 268
 - засолені 459
 - каштанові 438
 - коричневі 525
 - лучні 304
 - опідзолені 356
 - підзолисто-дернові 272
 - солончаки 480
 - солоді 509
 - сірі лісові 337
 - сірі гірсько-лісостепові 521
 - чорноземи 386, 418
 - вилугувані 397
 - звичайні 419
 - лучно-чорноземні 400
 - опідзолені 367
 - південні 421
 - реградовані 366
 - реградовані 379
 - типові 390
- Деградація* 528
- Дегуміфікація 544
- Добрива 588
- Вживання 635
 - Мінеральні 588
 - Азотні 591
 - Фосфорні 602
 - Калієві 610
- Мікродобрива 618
- Борні 618
 - Мідні 619
 - Марганцеві 620
 - Цинкові 621
 - Молібденові 622
 - Кобальтові 624
 - Нікелеві 624
 - Йодні 625
- Комплексні 626
- Органічні 627
- Гній 628
 - Пташиний послід 633
 - Торф 633
 - Компости 634
 - Сапропель 635
 - Солома 636
 - Міське сміття 636
 - Зелене 636
- Біологічні 637
- Біогумус 628
 - Азотобактерін 639
 - АМБ 639

- нітрагін 637
Фосфоробактерин 639
- Забарвлення ґрунту* 31
Засолення 485
 Вторинне 485, 550
- Здатність
 Біологічна вбирна 110
 Вбирна 109
 Водопідймальна 154
 Механічна вбирна 110
 Фізична 111
 Фізико-хімічна 111
 Хімічна вбирна 110
- Ерозія ґрунту* 532
 Геологічна 533
 Антропогенна 533
 Водна 532, 535
 Крапельна 532
 Іригаційна 536
 Площинна 536
 Лінійна 536
 Вітрова 538
 Промислова 542
- Карпатська гірська область* 511
- Кислоти
 Гумусові 81
 Фульвокислоти 82
- Колоїди 105
- Кислотність 120
 Потенціальна 120
 Обмінна 120
 Гідролітична 121
- Класифікація 233
 Генетична 234
 Еколого-генетична 234
 Морфо генетична 234
 Еволюційно-генетична 234
 Західноєвропейська 236
 Американська 236
- Коефіцієнт
 В'янення 147
- Лісостеп* 324
- Лужність 124
 Актуальна 124, 505
 Потенційна 124, 506
- Методи ґрунтознавства*
175
Аерокосмічний 18
 Балансовий 18
 Ґрунтових ключів 17
 Ґрунтових монолітів 17
 Ґрунтових лізиметрів 17
 Ґрунтового-режимних спостережень 18
 Ґрунтових витяжок 18
 Історико-географічний 15
 Лабораторно-експериментальний 18
 Морфологічний 17
 Порівняльно-географічний 16
 Профільний 17
 Порівняльно-історичний 17
 Радіоізотопний 18
- Моніторинг 558
- Ноосфера* 7
- Ознаки ґрунту*
 Морфологічні 30
- Пористість* 139
- Породи ґрунтоутворюючі 51
 Алювіальні 51
 Дельювіальні 51
 Гірські 39
 Елювіальні 51
 Еолові 52
 Леси 52,92
 Льодовикові 51
 Материнські 50
 Морські 52
 Озерні 51
 Покривні суглинки 52
 Пролювіальні 51
 Суглинки лесовидні 52, 92
 Флювіогляціальні 52
- Полісся 259
- Профіль ґрунту 33
- Радіоактивність* 100, 102
- Реакція ґрунту 119
 Рекультивация 543
- Режим
 Водно-повітряний 83
 Тепловий 83
 Водний 157
 Повітряний 162, 199

- Тепловий 168
- Родючість 189
 - Фактори 190
 - Біологічні 191
 - Агрофізичні 196
 - Агрохімічні 200
 - Категорії 200
 - Підвищення 200
 - Моделі 203

- Стадії ґрунтоутворення* 24
- Степ 407
 - Сухий Степ 432
- Структура ґрунту 32 , 127
 - Значення 134
- Структурність 127

- Фактори ґрунтоутворення* 39
 - Антропогенний 67
 - Бактерії 54
 - Вік ґрунту 66
 - Гриби 54
 - Ґрунтоутворюючі породи 51
 - Живі організми 53
 - Клімат 61
 - Лишайники 55
 - Мікроорганізми 53
 - Рельєф 64
 - Рослини 58
 - Тварини 60
- Функції ґрунту 18

- Щільність* 137

ЗМІСТ

Передмова	3
Вступ	5
ЧАСТИНА 1 ТЕОРЕТИЧНІ ОСНОВИ ҐРУНТОЗНАВСТВА	9
1.1. ВЧЕННЯ ПРО ҐРУНТИ	9
1.1.1. Історія розвитку ґрунтознавства	9
1.1.2. Методологічна основа та методи дослідження ґрунтів	15
1.1.3. Місце та роль ґрунту в природі й діяльності людини	18
1.2. ЗАГАЛЬНА СХЕМА ПРОЦЕСУ ҐРУНТОУТВОРЕННЯ	22
1.2.1. Стадії ґрунтоутворення	22
1.2.2. Великий геологічний та малий біологічний кругообіги речовин	25
1.2.3. Вплив антропогенного фактора на кругообіг речовин	28
1.2.4. Енергетика ґрунтоутворення	29
1.2.5. Основні морфологічні ознаки генетичних горизонтів	30
1.2.6. Ґрунтовий профіль, ґрунтові горизонти та їх індексація	33
1.3. ФАКТОРИ ҐРУНТОУТВОРЕННЯ	39
1.3.1. Гірські породи та породоутворювальні мінерали	39
1.3.2. Вивітрювання гірських порід	43
1.3.3. Основні ґрунтоутворюючі породи	50
1.3.4. Організми та їх роль в ґрунтоутворенні і формуванні родючості ґрунтів	53
1.3.5. Клімат як фактор ґрунтоутворення	61
1.3.6. Рельєф як фактор ґрунтоутворення	64
1.3.7. Вік ґрунту або території	66
1.3.8. Виробнича діяльність людини	67
1.3.9. Взаємозв'язок чинників ґрунтоутворення	68
ЧАСТИНА 2 СКЛАД, ВЛАСТИВОСТІ ТА РЕЖИМИ ҐРУНТІВ	70
2.1. ГРАНУЛОМЕТРИЧНИЙ СКЛАД ҐРУНТІВ ТА ҐРУНТОУТВОРНИХ ПОРІД	70
2.1.1. Гранулометричний аналіз	75
2.1.2. Значення гранулометричного складу ґрунту	77
2.2. ПОХОДЖЕННЯ, СКЛАД ТА ВЛАСТИВОСТІ ОРГАНІЧНОЇ ЧАСТИНИ ҐРУНТУ	78
2.2.1. Вплив факторів ґрунтоутворення на гумусонакопичення	88
2.2.2. Екологічна роль органічних речовин ґрунту	91
2.3. ХІМІЧНИЙ СКЛАД МІНЕРАЛЬНОЇ ЧАСТИНИ ҐРУНТУ	94
2.3.1. Хімічні елементи та їх сполуки в ґрунтах	99
2.3.2. Мікроелементи ґрунтів	104
2.3.3. Радіоактивність ґрунтів	105
2.4. ҐРУНТОВІ КОЛОЇДИ І ВБИРНА ЗДАТНІСТЬ ҐРУНТУ	108
2.4.1. Вбирна здатність ґрунту	109

2.4.2	Ємність вбирання ґрунтів	115
2.4.3	Енергія вбирання або обміну	116
2.4.4	Екологічне значення вбирної здатності ґрунту	118
2.5.	РЕАКЦІЯ ҐРУНТУ І ҐРУНТОВИЙ РОЗЧИН	119
2.5.1	Кислотність ґрунтів	120
2.5.2	Лужність ґрунтів	124
2.5.3	Буферність ґрунтів	125
2.6.	СТРУКТУРА ҐРУНТУ	127
2.6.1	Утворення структури ґрунту	129
2.6.2	Втрата і відновлення водостійкої структури ґрунту	133
2.6.3	Екологічне значення структури ґрунту	134
2.7.	ФІЗИЧНІ ТА ФІЗИКО–МЕХАНІЧНІ ВЛАСТИВОСТІ ҐРУНТІВ	136
2.7.1	Фізичні властивості ґрунтів	136
	Загальні фізичні властивості ґрунту	136
	Щільність (об'ємна маса) ґрунту	137
	Пористість ґрунтів	139
2.7.2	Фізико-механічні властивості ґрунтів	143
2.8.	ВОДНІ ВЛАСТИВОСТІ ҐРУНТІВ	147
2.8.1	Категорії (форми) і стан ґрунтової води	147
2.8.2	Водні властивості ґрунту	150
2.8.3	Ґрунтово-гідрологічні константи	151
2.8.4	Водопроникність ґрунтів	153
2.8.5	Водопідймальна здатність ґрунтів	154
2.8.6	Доступність води в ґрунті для рослин	155
2.8.7	Водний режим ґрунту	157
2.9.	ПОВІТРЯНІ ВЛАСТИВОСТІ ҐРУНТІВ	159
2.9.1	Форми ґрунтового повітря	160
2.9.2	Повітряно–фізичні властивості ґрунту	161
2.9.3	Повітряний режим ґрунту	162
2.9.4	Регулювання повітряного режиму ґрунту	163
2.10.	ТЕПЛОВІ ВЛАСТИВОСТІ ҐРУНТІВ	164
2.10.1	Надходження тепла до ґрунту	164
2.10.2	Теплові характеристики ґрунту	165
2.10.3	Тепловий режим ґрунту	168
2.10.4	Регулювання теплового режиму ґрунтів	170
2.11.	ҐРУНТОВИЙ РОЗЧИН ТА ОКИСЛЮВАЛЬНО-ВІДНОВНІ ПРОЦЕСИ В ҐРУНТАХ	171

2.11.1	Грунтовий розчин	171
2.11.2	Окисно-відновні процеси в ґрунтах	174
2.11.3	Роль ОВП у ґрунтотворенні і родючості ґрунтів	177
2.11.4	Динаміка концентрації ґрунтового розчину	178
2.11.5	Грунтовий розчин в біогеохімічному кругообігу	181
2.11.6.	Роль ґрунтового розчину в продукційному процесі	186
2.12.	РОДЮЧІСТЬ ҐРУНТІВ	189
2.12.1	Фактори родючості ґрунтів	190
2.12.2	Категорії родючості ґрунту	200
2.12.3	Підвищення родючості та окультурювання ґрунтів	201
2.13.	МОДЕЛІ РОДЮЧОСТІ	203
2.13.1.	Модельовання тепло- та вологоперенесення у ґрунті	204
	Загальні принципи модельовання	205
2.13.2.	Теплоперенесення у ґрунті	208
	Теплофізичні характеристики ґрунтів	209
	Теплообмін ґрунтових компартментів	211
	Добовий і сезонний хід температури	215
2.13.3.	Вологоперенесення у ґрунті	218
	Гідрофізичні характеристики ґрунту	219
	Компартментна модель вологопровідності	223
	Зміна вологості ґрунту за період вегетації	231
ЧАСТИНА 3 ГЕНЕЗИС, КЛАСИФІКАЦІЯ ТА		
СІЛЬСЬКОГОСПОДАРСЬКЕ ВИКОРИСТАННЯ ҐРУНТІВ		233
3.1.	КЛАСИФІКАЦІЯ ҐРУНТІВ	233
3.1.1	Принципи класифікації ґрунтів	239
3.1.2	Закономірності географічного розповсюдження ґрунтів	238
3.1.3	Ґрунтово-географічне районування України	242
3.1.4	Земельні ресурси світу	246
3.2.	ҐРУНТИ УКРАЇНСЬКОГО ПОЛІССЯ	259
3.2.1	Умови ґрунтоутворення	260
3.2.2	Генезис ґрунтів Полісся	264
3.2.3	Основні типи ґрунтів Полісся. Дерново-підзолисті ґрунти	267
	Будова профілю і морфологічні ознаки	270
	Склад і властивості дерново-підзолистих ґрунтів	274
	Сільськогосподарське використання і заходи підвищення	
	родючості дерново-підзолистих ґрунтів	279
3.2.4	Дернові ґрунти (Phaeozems)	285
	Класифікація дернових ґрунтів	286
	Будова профілю і морфологічні ознаки	289
	Склад і властивості дернових ґрунтів	292
3.2.5	Алювіальні ґрунти (Fluvisols)	298
3.2.6	Болотні ґрунти (Histosols)	305
	Походження та екологічна роль боліт	307

Генезис болотних ґрунтів	311
Класифікація болотних ґрунтів	314
Властивості і використання болотних ґрунтів	318
3.3. ГРУНТИ ЛІСОСТЕПУ	324
3.3.1 Умови ґрунтоутворення	325
3.3.2. Генезис ґрунтів Лісостепу	329
3.3.3. Сірі лісові ґрунти та їх класифікація	337
Будова профілю і морфологічні ознаки	339
Склад і особливості сірих лісових ґрунтів	344
Сільськогосподарське використання і заходи підвищення	353
родючості сірих лісових ґрунтів	
3.3.4. Опідзолені ґрунти (Alfisols Нaplic)	356
. Класифікація опідзолених ґрунтів	357
Будова профілю і морфологічні ознаки	362
Склад і хімічні властивості опідзолених ґрунтів	367
Сільськогосподарське використання і заходи підвищення	377
родючості опідзолених ґрунтів	
3.3.5 Склад і властивості реградованих ґрунтів	379
3.3.6. Чорноземи Лісостепу та їх класифікація (Chernozems Нaplic)	386
Будова профілю і морфологічні ознаки	388
Склад і властивості чорноземів	390
Лучно-чорноземні ґрунти	400
Класифікація лучно-чорноземних ґрунтів	401
Будова профілю і морфологічні ознаки	403
Склад і властивості лучно-чорноземних ґрунтів	404
Сільськогосподарське використання і заходи підвищення	405
родючості чорноземів Лісостепу	
3.4. ГРУНТИ СТЕПУ	407
Умови ґрунтоутворення	408
Генезис ґрунтів Степу	412
Основні типи ґрунтів Степу, їх діагностика і агровиробнича характеристика	417
3.4.1. Чорноземи Степу та їх класифікація	418
Будова профілю і морфологічні ознаки	419
Склад і властивості чорноземів Степу	423
Сільськогосподарське використання і заходи підвищення	430
родючості чорноземів Степу	
3.5. ГРУНТИ СУХОГО СТЕПУ	432
Умови ґрунтоутворення	433
Генезис ґрунтів зони Сухого Степу	435
Основні типи ґрунтів зони Сухого Степу, їх діагностика і агровиробнича характеристика	438
3.5.1 Каштанові ґрунти та їх класифікація (Castanozems Нaplic)	438

Будова профілю і морфологічні ознаки	441
Склад і властивості каштанових ґрунтів	444
Сільськогосподарське використання і заходи підвищення родючості каштанових ґрунтів	452
3.6. ЗАСОЛЕНІ ҐРУНТИ	459
3.6.1. Визначення і основні поняття	459
3.6.2. Райони поширення засолених ґрунтів в Україні	460
3.6.3 Рослинність засолених ґрунтів	462
3.6.4 Оцінка меліоративного стану ґрунтів за розподілом солей	464
3.6.5 Галогенез у системі породи - підґрунтові води –ґрунти	466
3.6.6. Джерела, походження і шляхи засолення ґрунтів	468
3.6.7. Шляхи утворення соди в ґрунті	472
3.6.8 Склад і властивості солей	473
Міграційна здатність солей	478
3.6.9 Солончаки	480
Класифікація солончаків	481
3.6.10 Вторинне засолення ґрунтів	485
3.6.11 Способи видалення солей з профілю засолених ґрунтів	487
3.6.12 Сучасна концепція меліорації солонцевих ґрунті	495
3.6.13 Визначення ступеня солонцюватості ґрунтів і доз гіпсу	502
3.6.14 Методи меліорації солонців і солонцюватих ґрунтів	505
3.6.15 Взаємодія хімічних меліорантів з ґрунтом	507
3.6.16 Солоді	509
3.7. ҐРУНТИ КАРПАТСЬКОЇ ГІРСЬКОЇ ОБЛАСТІ (ПРОВІНЦІЇ)	511
3.7.1 Фактори та умови ґрунтоутворення	511
3.7.2. Генезис ґрунтів	513
3.7.3. Буроземно-лучні ґрунти	515
3.7.4. Бурі лісові ґрунти	517
3.7.5 Буроземно-глейово-підзолисті ґрунти	517
3.8. ҐРУНТИ КРИМСЬКОЇ ГІРСЬКОЇ ОБЛАСТІ	518
3.8.1 Фактори та умови ґрунтоутворення	518
3.8.2 Дерново-карбонатні гірсько-лісостепові ґрунти	520
3.8.3 Сірі гірсько-лісостепові ґрунти	521
3.8.4 Гірсько-лучні чорноземоподібні ґрунти	522
3.8.5 Буроземі (бурі лісові ґрунти)	523
3.8.6 Коричневі ґрунти	525
ЧАСТИНА 4 ОХОРОНА ҐРУНТІВ	527
4.1. Задачі охорони ґрунтів	527
4.2. Деградація ґрунтів, причини виникнення та заходи попередження	528
4.3. Ерозія ґрунтів	532
Поширення еродованих і дефльованих ґрунтів в Україні	534
Водна ерозія	535
Заходи боротьби з водною ерозією	537

Вітрова ерозія	538
Заходи боротьби з вітровою ерозією	540
4.4. Промислова ерозія ґрунтів	542
Рекультивация порушених ґрунтів	543
4.5. Дегуміфікація ґрунтів	544
4.6. Охорона ґрунтів від забруднення агрохімікатами	546
4.7. Процеси вторинного засолення, осолонцювання та злитизації ґрунтів	550
4.8. Бонітування ґрунтів	553
4.9. Моніторинг ґрунтів та його значення для боротьби із забрудненням навколишнього середовища	558
4.10. Нормативно-законодавча база у сфері використання й охорони земельних ресурсів в Україні	568
ЧАСТИНА 5 ОСНОВИ АГРОХІМІЇ	572
5.1. ІСТОРІЯ РОЗВИТКУ АГРОХІМІЇ	573
5.2. ФІЗІОЛОГІЧНІ ОСНОВИ ЗАСТОСУВАННЯ ДОБРИВ	575
5.3. МІНЕРАЛЬНІ ДОБРИВА	588
Значення та класифікація добрив	588
Властивості мінеральних добрив	589
5.3.1 АЗОТНІ ДОБРИВА	591
Роль азоту в живленні рослин	591
Вміст азоту в ґрунтах	593
Класифікація азотних добрив та особливості їх застосування	595
Умови ефективного використання азотних добрив	599
Вживання азотних добрив під окремі культури	601
5.3.2 ФОСФОРНІ ДОБРИВА	602
Джерела та значення фосфору для рослин	602
Вміст сполук фосфору в ґрунті	604
Основні види фосфорних добрив	605
Терміни і способи внесення фосфорних добрив	608
5.3.3 КАЛІЄВІ ДОБРИВА	610
Роль калію в житті рослин	611
Класифікація калійних добрив	613
Взаємодія калієвих добрив з ґрунтом	616
Вживання калієвих добрив під сільськогосподарські культури	616
5.4. МІКРОДОБРИВА	618
5.5. КОМПЛЕКСНІ ДОБРИВА	626
5.6. ОРГАНІЧНІ ДОБРИВА	627
5.7. БІОЛОГІЧНІ ДОБРИВА	637
5.8. МЕТОДИ ХІМІЧНОЇ МЕЛІОРАЦІЇ ҐРУНТІВ	640
Вапнування ґрунтів та його значення	640
Гіпсування ґрунтів	644
5.9. СИСТЕМА ВЖИВАННЯ ДОБРИВ	646

Фізіологічні основи визначення потреби	646
сільськогосподарських культур в добривах	647
Винесення поживних речовин урожаєм сільськогосподарських культур	648
Винесення поживних речовин рослинами з ґрунту	649
Засвоєння рослинами поживних речовин	649
Вплив поживних і кореневих залишків сільськогосподарських культур на поживний режим ґрунтів	649
5.10. ВПЛИВ ЧИННИКІВ НА ЕФЕКТИВНІСТЬ ОРГАНІЧНИХ І МІНЕРАЛЬНИХ ДОБРІВ	651
Грунтово-кліматичні умови	651
Агротехнічні умови	652
Сумісне внесення органічних і мінеральних добрив	652
Способи внесення добрив	653
СПИСОК ЛІТЕРАТУРИ	657
Предметний покажчик	658
ЗМІСТ	661

The textbook on ‘Soil Science with the Fundamentals of Agricultural Chemistry’ is intended for the use of students and post-graduate students under the directions of Hydrometeorology and Environmental Science. It can be useful for the students of agricultural universities and specialists working in the field of agrometeorological provision of agriculture.

The book covers the origin, composition, properties and geography of soil distribution in Ukraine, their sustainable use and measures to control erosion, dehumification, agrochemical and heavy metal contamination, as well as the issues related to the Basics of Agricultural Chemistry.

The publication is prepared within the framework of 511390-TEMPUS-1-2010-1-SK-TEMPUS-JPCR ‘Environmental Governance for Environmental Curricula’ EC TEMPUS IV project and is intended for the use of students and post-graduate students of hydrometeorological and environmental directions of studies, researchers and specialists working in the field of Agricultural Meteorology, Environmental Science and Agriculture.

This project has been funded with support from the European Commission. This publication reflects the views only of the author, and the Commission cannot be held responsible for any use which may be made of the information contained therein.

Навчальне видання

ПОЛЬОВИЙ Анатолій Миколайович
ГУЦАЛ Анатолій Іванович
ДРОНОВА Олена Олександрівна

ҐРУНТОЗНАВСТВО

Підручник

Надруковано в авторській редакції в з готового оригінал-макета

Підписано до друку 30.05.2013. Формат 60x84/16. Папір офсетний.
Гарнітура «Таймс». Друк офсетний. Ум. друк. арк. 38,83.
Тираж 50 прим. Вид. № 9. Зам. № 97.

Одеський державний екологічний університет
65016, Одеса, вул. Львівська, 15

Друкарня видавництва «Екологія»
65045, м. Одеса, вул. Базарна, 106, к. 313
Тел.: (0482) 33-07-18, 37-07-95, 37-15-27
www.fotoalbum-odessa.com

Свідоцтво суб'єкта видавничої справи ДК № 1873 від 20.07.2004 р.