

Надручник

ГРУНТОЗНАВСТВО

За редакцією
професора, доктора
сільськогосподарських наук
Д.Г. Тихоненка

001

003

012

019

021

026

029



ГРУНТОЗНАВСТВО

За редакцією
професора, доктора
сільськогосподарських наук
Д.Г. Тихоненка

*Рекомендовано
Міністерством аграрної політики України
як підручник для підготовки бакалаврів
в аграрних вищих навчальних закладах
II – IV рівні акредитації
з напрямку “Агрономія”*

Київ
«Вища освіта»
2005

УДК 631.4 (075.8)
ББК 26.3я73
Г90

*Гриф надано Міністерством аграрної
політики України (лист від 29.06.04 р.
№ 18-2-1-128/765)*

Автори: Тихоненко Д.Г., Горін М.О., Лактіонов М.І., Канівець В.І.,
Медведев В.В., Балюк С.А., Булігін С.Ю., Трускавецький
Р.С., Канаш О.П., Дегтярьов В.В., Новосад К.Б., Філон В.І.,
Лісовий М.В., Кізяков Ю.Є., Матвіїшина Ж.М., Гуторов О.І.

Рецензенти: д-р с.-г. наук, проф. кафедри ґрунтознавства і землероб-
ства *С.Т. Вознюк* — заслужений діяч науки і техніки Укра-
їни (Національний університет водного господарства
і природокористування);
д-р географ. наук, проф. *С.П. Позняк* — завідувач кафедри
ґрунтознавства і географії ґрунтів (Львівський національ-
ний університет ім. І.Франка)

Редактор: *Л.П. Нікіміна*

Ґрунтознавство: Підручник / Д.Г. Тихоненко, М.О. Горін,
Г90 М.І. Лактіонов та ін.; за ред. Д.Г. Тихоненка. — К.: Вища
освіта, 2005. — 703 с.: іл.
ISBN 966-8081-37-4

Подано загальну схему ґрунтотворного процесу як біосферного утворення, охарактеризовано склад, властивості, еволюцію, географію, екологію, біогеохімію ґрунтів, агрономічні показники та перспективні екологізовані напрями їх використання, підвищення родючості, окультурювання, охорони від деградації та забруднення.

Для підготовки бакалаврів в аграрних вищих навчальних закладах II – IV рівнів акредитації з напрямку «Агрономія». Може бути корисним слухачам післядипломної освіти.

ББК 26.3я73

ISBN 966-8081-37-4

© Д.Г. Тихоненко, М.О. Горін,
М.І. Лактіонов та ін., 2005

ВІД АВТОРІВ

Раціональне, ощадливе, ефективне, рентабельне використання природних ресурсів є одним з головних пріоритетів нашого народного господарства. Чільне місце тут неодмінно посідає проблема раціонального використання землі, збереження та підвищення родючості ґрунтів у сучасних ринкових умовах господарювання за різних форм власності на землю, адже переважну більшість продуктів харчування ми отримуємо завдяки ґрунтам. Промислове, гідротехнічне, шляхове будівництво, урбанізація, меліорація, боротьба з ерозією, розвиток лісового, водного господарства, охорона природи — це основні народногосподарські проблеми, вирішення яких також потребує хазяйновитого, екологічно грамотного підходу до землекористування, зорієнтованого на ноосферну перспективу.

Нові економічні умови, реформування аграрних відносин потребують обов'язкового врахування в повному обсязі необхідної інформації про ґрунти, їх бонітети, антропогенні перетворення (окультурювання, деградацію, забруднення), екологічну, економічну, вартісну (грошову), позаекономічну оцінку земельних ділянок у складі конкретних природно-антропогенних ландшафтів. Переважна більшість цих складних питань вирішується сьогодні із застосуванням новітніх аерокосмічних методів, ґрунтово-екологічного моделювання на ЕОМ, ГІС-технологій, описаних у підручнику.

Окремі його розділи написали: академік УЕАН, професор Д.Г. Тихоненко, професор М.О. Горін — вступ, історія та методологія ґрунтознавства, розділи 1, 2, 4 (з участю доцента В.І. Філона), 10, 11, 13; професори М.І. Лактіонов, М.О. Горін, доцент В.В. Дегтярьов — розділи 3, 5; академік УААН В.В. Медведєв, професори Д.Г. Тихоненко, М.О. Горін, доценти В.І. Філон, д-р філософії К.Б. Новосад — розділи 6, 7, 8, 26; професори Д.Г. Тихоненко, М.О. Горін, д-р. с.-г. наук М.В. Лісовий — розділи 9, 12, 18, 22; професор В.І. Канівець — розділи 14, 20; професори Д.Г. Тихоненко, М.О. Горін, д-р філософії К.Б. Новосад — розділи 15, 16, 21; професор Ю.Є. Кізяков — розділ 17; професори Д.Г. Тихоненко, М.О. Горін, С.А. Балюк, С.Ю. Булігін, Ю.Є. Кізяков, Р.С. Трускавецький — розділ 19; професори Д.Г. Тихоненко, М.О. Горін, Ж.М. Матвіїшина — розділ 22; професори Д.Г. Тихоненко, М.О. Горін, доцент

О.П. Канаш, — розділи 23, 24, 25; професори Д.Г. Тихоненко, М.О. Горін — розділ 26; професори Д.Г. Тихоненко, М.О. Горін, доцент О.І. Гуторов — розділ 27.

У підготовці підручника брали участь: професори, д-ри с.-г. наук Т.О. Гринченко, А.Д. Балаєв, доценти Ю.С. Кравченко, І.М. Біла, А.О. Георгі, А.В. Шатохін, інженер-геолог В.І. Сидоренко.

Загальну редакцію підручника здійснив доктор сільськогосподарських наук професор Д.Г. Тихоненко; редактор-укладач — доктор біологічних наук, професор М.О. Горін. Фотографії науковців, ґрунтових профілів виконали К.Б. Новосад і М.О. Горін.

* * *

На обкладинці підручника зображено профілі зональних та азональних ґрунтів України та інших країн світу з колекції кафедри ґрунтознавства. Моноліти відібрані в різні роки викладачами та студентами факультету агрохімії та ґрунтознавства Харківського національного аграрного університету ім. В.В. Докучаєва.

1. Дерново-сильнопідзолистий глеюватий ґрунт на водно-льодовикових відкладах. Київське Полісся.
2. Дерново-середньопідзолистий ґрунт на водно-льодовикових відкладах. Житомирське Полісся.
3. Дерново-слабокідзолистий ґрунт на водно-льодовикових відкладах. Житомирське Полісся.
4. Дерново-карбонатний ґрунт (рендзина) на еловії вапняків. Мале Полісся, Львівська обл.
5. Ясно-сірий лісовий цілинний ґрунт на пліоценовій червоно-бурій глині. Лісостеп, Харківська обл.
6. Сірий лісовий ґрунт на лесоподібному суглинку. Лісостеп, Харківська обл.
7. Темно-сірий опідзолений ґрунт на лесоподібному суглинку. Лісостеп, Полтавська обл.
8. Чорнозем опідзолений на лесоподібному суглинку. Лісостеп, Чернігівська обл.
9. Чорнозем типовий на лесоподібному суглинку. Лісостеп.
10. Чорнозем звичайний на лесі. Степ, Запорізька обл.
11. Чорнозем південний на лесі. Степ, Одеська обл.
12. Темно-каштановий середньосолонцюватий ґрунт на лесі. Степ, Миколаївська обл.
13. Торф'яник низинний. Лісостеп, Львівська обл.
14. Коричневий ґрунт на еловії вапняків. Кримське підгір'я.
15. Червоний фералітний ґрунт на еловії серпентинів. Тропіки, Куба, Оріенте.
16. Солончак хлоридно-сульфатний на лесоподібному суглинку. Степ, Херсонська обл.
17. Солонець середній каштановий сульфатно-хлоридно-солончаківий на глині. Крим.
18. Солодь болотна на оглееному суглинку. Лісостеп, Харківська обл.

ВСТУП

Ґрунтознавство вивчає ґрунти, їх утворення (генезис), еволюцію, будову, склад, властивості, закономірності поширення, шляхи раціонального використання у різних галузях народного господарства, передусім у зв'язку з формуванням родючості та її підвищенням у різних природно-антропогенних ландшафтах. Ґрунтознавство сформувалося на перехресті біологічних, геологічних, сільськогосподарських, екологічних та інших наук у другій половині XIX ст. та на початку XX ст. завдяки працям В.В. Докучаєва, П.А. Костичева, М.М. Сибірцева, К.Д. Глінки та інших учених.

В.В. Докучаєв дав вперше наукове визначення ґрунту, назвавши ним денні (приповерхневі) горизонти пухких геологічних порід (будь-яких), природно змінених сумісним впливом води, повітря та різного роду організмів (живих і мертвих). Тим самим він сформулював «поняття про ґрунт як самостійне природно-історичне тіло — продукт взаємодії: а) породи, б) клімату, в) рослинних і тваринних організмів (біоти), г) рельєфу, д) віку країни». Погляд В.В. Докучаєва на ґрунт як органічно-мінеральне утворення трансформувався в поняття про його «біокосну» (В.І. Вернадський) сутність. Живі організми, поселившись колись вперше (в докембрії) на геологічних породах, поступово перетворюють їх, акумулюють поживні речовини, а після відмирання збагачують верхні горизонти порід елементами живлення і новоутвореними органічними і мінеральними речовинами, які використовуються наступними поколіннями біоти. Тому у приповерхневому шарі земної суші поступово накопичуються елементи живлення, вода, повітря, створюються всі екологічні умови для росту і розвитку вищих рослин, формуючи цим головну, якісно найважливішу властивість ґрунту — родючість, яка розюче відрізняє його від геологічної породи.

Завдяки родючості ґрунти забезпечують усі умови для отримання необхідних урожаїв вирощуваних культур. Тому В.Р. Вільямс (засновник агрономічного ґрунтознавства) називав ґрунтом «поверхневий горизонт земної суші, здатний продукувати урожай рослин». Вимога П.А. Костичева вивчати властивості ґрунтів щодо потреб культурних рослин стала лейтмотивом заснованого О.Н. Соколовським сільськогосподарського ґрунтознавства.

Ґрунт є специфічним приповерхневим природним утворенням земної суші, тобто має тільки йому одному притаманні будову, властивості, цикл розвитку, ґрунтово-екологічні режими, впливаючи на які, можна регулювати (змінювати, поліпшувати) конкретні властивості ґрунтів.

Ґрунти в різних ландшафтно-кліматичних умовах утворюються під впливом ґрунтоутворних процесів, які охоплюють приповерхневу товщу порід, грубізна якої в різних природних умовах буває різною (наприклад, у Лісостепу України на пухких лесових породах глибина ґрунтової товщі перевищує 100 – 110 см, а на щільних породах Донбасу — всього 15 – 30 см).

Процеси ґрунтогенезу (ґрунтоутворення) помітно урізноманітнюються залежно від впливу природного середовища та соціально-економічних чинників. Особлива (провідна) роль тут належить живим організмам, насамперед зеленим рослинам і мікроорганізмам, завдяки екосистемному (центровому) впливу яких літосферне царство порід і мінералів неодмінно перетворюється в родючу ґрунтосферу. Під активною дією рослин-продуцентів, тварин-консументів, мікроорганізмів-редуцентів відбувається акумуляція поживних речовин, здійснюються процеси перетворення різних біогенних решток, неосинтезу нових стабільних поза біотою органічних речовин, взаємодії органічних і мінеральних компонентів ґрунту, утворення колоїдних та інших органо-мінеральних сполук. Розмаїття кліматів, рослин (загалом біоти), порід, рельєфу обумовлюють і велику різноманітність ґрунтів на Землі. Географічні закономірності цього розподілу виявляються в горизонтальній і вертикальній зональності ґрунтів. Зміни ж ґрунтів на невеликих територіях пов'язані з впливом на ґрунтовий клімат і рослинність (а отже, і ґрунтогенез) рельєфу, материнських порід, умов зволоження тощо.

Мета й завдання курсу «Ґрунтознавство» визначаються його важливістю як однієї з центральних природничих та агрономічних дисциплін, яка вивчає ґрунт різнопланово:

- генетично — походження самостійного природно-історичного тіла, компоненту і дзеркала ландшафту;
- екологічно — «геодерма» (від лат. *geoderma* — шкіра) планети, надзвичайно впливова підсистема біосфери, довкілля для біоти;
- агрономічно — середовище для культурних рослин, вирощуваних з метою отримання стабільно високих, доброякісних та екологічно чистих урожаїв;
- економічно — головний і незамінний засіб сільськогосподарського виробництва (ґрунт є складовою частиною поняття «земля»).

Ґрунтознавство нині вивчається в умовах актуалізації продовольчої, екологічної, демографічної та аграрної проблем, конкретизованих через окультурювання ґрунтів, підвищення їх родючості, охорону від деградації та забруднення, раціональне використання, збіль-

шення врожайності сільськогосподарських культур гарантованої якості з одночасним зміцненням притаманного біосфері ґрунтово-ценотичного біорозмаїття. Водночас постали завдання прогнозування змін земельних ресурсів, ґрунтово-екологічного моніторингу, агрохімічного окультурювання ґрунтів добривами, здатними подвоїти потроїти врожаї вирощуваних культур при скороченні посівних площ без зменшення валових зборів врожаю.

Сільське господарство відрізняють від інших галузей економіки:

- ▶ територіальна великомасштабність;
- ▶ надзвичайна залежність від погодно-кліматичних умов;
- ▶ використання космічної енергії Сонця, яка, трансформуючись у зеленому листі рослин у біоенергію, ініціює фотосинтез — утворення органічних речовин, у тому числі найціннішої для людини харчової продукції.

Чинники сільськогосподарського виробництва чітко поділяють на принципово двоєдині природні і соціально-економічні. Природними є рослини (їх вирощують); ґрунти (на них рослини вирощують, їх людина обробляє, меліорує, удобрює, окультурює); клімат (від людини не залежить, але впливає на рослини і сільськогосподарське виробництво нерідко відчутніше за ґрунти: згубно — заморозками, посухою; позитивно — снігом взимку, дощами влітку; прямо й побічно, насамперед через ґрунт). Усі ці чинники щонайтісніше пов'язані між собою і однаково значущі для отримання врожаю. Деяко умовне відокремлення тут ролі ґрунту є цілком свідомим — через його унікальну для біосфери природну родючість, яка підлягає антропогенній корекції за допомогою сучасних агротехнологій.

Ґрунтознавство забезпечує фахівців потрібною ґрунтово-екологічною інформацією про одне з найсуттєвіших природно-антропогенних поліфункціональних утворень, яке нелегко однозначно визначити. Таким самим поліфункціональним, спорідненим (але не синонімічним) з ґрунтом, є й поняття «земля». **ЗЕМЛЯ** з великої літери має космічний зміст; географічно означає поверхню Землі-планети з ґрунтами, ландшафтами, океанами, морями, озерами, льодовиками; екологічно — є навколишнім середовищем для біоти (ґрунто-підґрунтя, атмосфера, гідросфера, біогеоценози), найвпливовішою із підсистем **БІОСФЕРИ**. Земля, як загальний (у тому числі сільськогосподарський) засіб виробництва, є: а) просторово обмеженою, але б) необмеженою у продуктивності (родючості ґрунту), має в) постійність місця розташування і є г) незамінною; екосоціально земля є комфортним місцем проживання, базисом усіх народногосподарських галузей і соціосфери; господарське тлумачення вбачає в землі матеріальну субстанцію, зосереджену в понятті «земельні ресурси», організаційно конкретизовані в певній, державно визначеній, системі землекористування — це «земельні угіддя»,

«земельні ділянки», «землі ПСП, фермерських, інших господарств», для яких земля є місцем та сферою процесу праці, предметом і знаряддям праці (останні два атрибути властиві лише сільськогосподарському виробництву). Земля є Матір'ю, першим порадином і партнером Людини у співіснуванні з біосферою; юридично передбачається наявність у землі її конкретного власника (у різних державах узаконено різні форми землеволодіння і передусім приватна й державна); землю називають «субстратом» (від лат. *substratum* — підстилка, основа) в технологіях закритого ґрунту, при рекультивації післяпромислових земель.

Глибокі ґрунтово-екологічні знання є базовими для фахівців-аграріїв, перед якими стоїть вічна проблема — збільшення валових зборів рослинницької та пов'язаної з нею тваринницької продукції на шляхах активного, раціонального, екологічно орієнтованого, освяченого мудрістю народних традицій землекористування.

ІСТОРИЯ ТА МЕТОДОЛОГІЯ ҐРУНТОЗНАВСТВА

Історія виникнення науки про ґрунт є цікавою та повчальною. Вона ставить перед допитливим студентом велику кількість запитань. Одним з них є «запізнення» на 7000 років самої появи цієї науки. Парадокс у тому, що історія ґрунтознавства спресована в останні 120 – 140 років і стоїть на міцному фундаменті перших уявлень про родючий шар ґрунту, отриманих ще за часів праукраїнської трипільської етнокультури, шумерської, єгипетської, давньокитайської, індійської, античної (Греція, Рим), культури інків у Мезоамериці та інших трударів, які здогадалися в енеоліті (мідний вік, 4 – 3 тис. років до н.е.) освоювати цілині землі для вирощування корисних культур.

Інтерес до землеоцінних робіт у Західній Європі особливо підвищився з середини XVII ст., а ще більше у XVIII ст. завдяки бурхливому розвитку промисловості, коли почали розростатися міста, які поглинали дедалі більше продовольчих товарів та сировини. Це висунуло проблему підвищення родючості ґрунтів на перші позиції. Уільям Петті в 1652 р. (епоха Б. Хмельницького в Україні) за завданням Кромвелля здійснив облік земель Ірландії, склав карту земельних масивів і опублікував книгу «Політична арифметика» зі знаменитим афоризмом: «Праця — батько багатства, земля — його мати». Він надавав ґрунту величезного значення і висунув ідею його вартісної оцінки, зіставленої з працею землероба.

Адам Сміт — шотландський економіст, філософ, представник класичної політекономії, ідеолог мануфактурної буржуазії — в книзі «Дослідження про природу та причину багатства народів» (1776) узаконив поряд з працею економічну роль зростаючої родючості ґрунтів. У Франції економіст Анн Робер Жак Тюрго (Turgot, 1727 – 1781) визнав землеробство істинним першоджерелом багатства людей, пов'язав земельну ренту (нетрудовий дохід) винятково з родючістю ґрунту і вперше сформулював закон спадаючої родючості ґрунту.

Англійський економіст Т.Р. Мальтус (1766 – 1834) сформулював природний закон народонаселення та постулат про абсолютний надлишок людей як причину їх злиденного існування, започаткувавши цим дискусію, яка не вщухає до наших днів. Сучасні прогнози Римського клубу підтвердили імовірність недалекого фіналу су-

часної цивілізації, якщо ґрунтово-екологічні компоненти виробництва деградуватимуть.

На початку XIX ст. А. Теєр сформулював теорію гумусового живлення рослин, яка протрималася до появи книги Ю. Лібіха «Хімія в додатку до землеробства та фізіології рослин», де було викладено теорію мінерального живлення рослин і запропоновано внесення штучних добрив (фосфорних і калійних) для підвищення врожайності вирощуваних культур (внесення азоту тоді ще не рекомендувалось). Народилася нова наука — агрокультурхімія, прихильники якої поділяли погляди Ю. Лібіха на ґрунт як інертний субстрат, обмежений орним шаром. Паралельно з цим агрогеологи (Ф. Фаллу, Г. Берендт, Ф. Ріхтгофен та ін.) вважали ґрунт землистою сумішкою геологічних порід, не помічаючи самостійності його розвитку. Не відкрилася тоді ця очевидна істина і видатному німецькому географу О. Гумбольту.

Історично наука про ґрунт зародилася на широких теренах Російської імперії, де ґрунти досліджували ще з часів Київської Русі-України. Витоки цінних знань про ґрунти і рослинність, зібраних на момент епохи Ярослава Мудрого, сягають у сиву давнину прадавніх Скифії і Трипілля. Висока землеробська культура цих етносів, їх потяг до обліку земельних фондів для оподаткування та військової повинності надавали постійного поштовху цим знанням. У «Писцевих книгах» XV – XVII ст. ретельно враховувалися ліси, луки, болота, рілля (добра, середня, погана, дуже погана). Злет наукової думки в Російській імперії, до складу якої входила в той час Україна, в XVIII ст. був зумовлений створенням Академії наук у Санкт-Петербурзі, відкриттям університетів у Москві, Харкові, Києві, інших містах, початком роботи (1765) Вільного економічного товариства (в державах Західної Європи такі товариства створено на 10 – 40 років раніше).

У лавині наукових публікацій чільне місце посідають твори видатних вітчизняних агрономів: І.М. Комова, М.І. Афоніна, А.Т. Болотова (350 томів), В.Н. Татищева, інших авторів, чії агроекономічні поради щодо дбайливого використання всіх земель і конкретні рекомендації щодо застосування попелу, гіпсу, вапна, перегною та інших добрив набагато випередили західноєвропейських агрокультурхіміків, агрогеологів, географів. На початку 50-х років вихованець Києво-Могилянської академії М.В. Ломоносов у книзі «Про шари земні» висловив перші правильні здогадки про походження чорноземів, торфовищ, засолених та інших ґрунтів.

Наукове ґрунтознавство було створено завдяки працям В.В. Докучаєва (1846 – 1903). Його діяльність збіглася з капіталізацією сільського господарства царської Росії, яка ставала міжнародним лідером в експорті товарного зерна. Саме цим та революційною реформацією 1861 р. (скасування кріпосного права) пояснюється заці-

кавленість нових земських інституцій у вивченні ґрунтів зернових регіонів, де в 1876 р. почала працювати спеціальна комісія, очолювана В.В. Докучаєвим. Ці роботи, профінансовані Вільним економічним товариством, посприяли виходу у світ у 1883 р. монографії «Русский чернозем», де було розкрито закономірності походження чорноземів, описано їх властивості, географію, зв'язок з фітоценозами, викладено абсолютно нові погляди на ґрунти як самостійні природно-історичні тіла. 1883 рік започаткував народження генетичного ґрунтознавства. У подальшому В.В. Докучаєв сформулював закон природної зональності, пов'язав з ним зональні особливості сільськогосподарського виробництва, вивчив причини появи посух, розробив способи боротьби з нею, систему протиерозійних заходів, реалізував їх у природі, створив на вододілах Кам'яного Степу та у Великому Анадолі свої знамениті «докучаєвські bastiони» — лісосмуги. Науковий подвиг В.В. Докучаєва було увічнено титулом фундатора генетичного ґрунтознавства.

П.А. Костичев (1845 – 1895) паралельно і незалежно від В.В. Докучаєва вивчав ґрунт як джерело живлення рослин, заклав основи біологічного напрямку в ґрунтознавстві, став засновником його агрономічної гілки, підтриманої у працях В.Р. Вільямса, О.Н. Соколовського, їхніх учнів і послідовників.

М.М. Сибірцев (1860 – 1900), учень, послідовник і колега В.В. Докучаєва, очолював з 1894 р. до кінця життя першу в світі кафедру ґрунтознавства, створену з ініціативи В.В. Докучаєва в Ново-Александрійському інституті сільського господарства та лісівництва (нині Харківський НАУ імені В.В. Докучаєва). Він систематизував і розвивав його вчення про ґрунти, класифікував їх на зональні, інтразональні та азональні, видав перший підручник «Почвоведение» (1900).

К.Д. Глінка (1867 – 1927), другий завідувач докучаєвської кафедри, керував дослідженнями генезису, географії та класифікації ґрунтів у період Столипінських реформ 1906 – 1912 рр. (експедиції Переселенського товариства), написав підручник з ґрунтознавства, який витримав шість видань, у тому числі англійською мовою. Став першим академіком-ґрунтознавцем. Його ім'я присвоєно Воронезькому аграрному університету в Росії.

К.К. Гедройць (1872 – 1932) створив фундаментальне вчення про ґрунтові колоїди та вбирну здатність ґрунту, розробив теорію і практику хімічної меліорації ґрунтів (вапнування, гіпсування). Його методи хімічних аналізів ґрунтів використовують в аналітичній практиці й досі.

В.Р. Вільямс (1863 – 1939) розробив вчення про єдиний ґрунтотворний процес, одним з перших почав вивчати ґрунт не лише як природне тіло, а й як наділений природною родючістю засіб сільськогосподарського виробництва. Чільне місце у ґрунтогенезі (ґрунто-творному процесі) він відводив біологічним чинникам, передусім рос-



В.В. Докучаєв
1846 – 1903



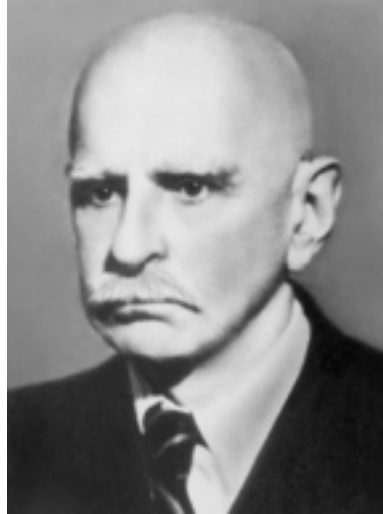
М.М. Сибірцев
1860 – 1900

линності та мікроорганізмам. Він сформулював концепцію малого (біологічного) та великого (геологічного) кругообігу речовин, багато й плідно експериментував з органічними речовинами ґрунту, запровадив у ґрунтознавство лізиметричні методи досліджень. Синонімом родючого ґрунту для нього був ґрунт з грудкувато-зернистою структурою, створюваною під час дернового процесу та відтворюваною в орних ґрунтах при травопільних сівозмінах. Академік В.В. Вільямс залишив яскравий слід у споріднених з ґрунтознавством галузях землеробства, геоботаніки, а також заснував лувківництво і лукознавство.

О.Н. Соколовський (1884 – 1959), розпочавши свою наукову діяльність у лабораторіях В.Р. Вільямса та його опонента — засновника вітчизняної агрохімії Д.М. Прянишнікова, приїздить з Москви до Харкова, стає завідувачем докучаєвської кафедри ґрунтознавства (1924 – 1959), де працювали Г.Г. Махов, В.І. Крокос та ін., а потім ректором Харківського СГІ (з 2002 р. — Харківський НАУ ім. В.В. Докучаєва). Становлення та розвиток сільськогосподарського (агрономічного) ґрунтознавства важко уявити без його наукових розробок. Паралельно з К.К. Гедройцем він плідно досліджував колоїди та структуру ґрунту, його фізичні та фізико-хімічні властивості, динаміку гумусу залежно від обмінно поглинутих катіонів. Він розробив відмінну від докучаєвської індексацію ґрунтових горизонтів, залишив яскравий слід у класифікації та картографуванні ґрунтів, у трактуванні їх засолення, в теорії лесогенезу («парадокс Соко-



К.Д. Глінка
1867 – 1927



О.Н. Соколовський
1884 — 1959

ловського»), в хімічній меліорації ґрунтів, їх колоїдно-хімічній технології, постійно запроваджуваній у сільськогосподарське виробництво. Неоцінною була організація ним та керівництво багатьма програмними дослідженнями, заснування наукових лабораторій та науково-дослідних установ. Національний науковий центр ІГА УААН названо ім'ям О.Н. Соколовського. Серед його учнів і послідовників — професори, доктори наук О.М. Гринченко, Н.Б. Вернандер, О.М. Можейко, А.Ф. Яровенко, Г.М. Самбур; професори М.К. Крупський, Г.С. Гринь, В.Д. Кисіль, доцент Н.В. Дубовська та ін.

Істотний внесок у розвиток ґрунтознавства внесли професори П.С. Косович, А.А. Ярилов, С.С. Неуструев, Л.І. Прасолов, Б.Б. Полин, Д.М. Прянишніков, І.В. Тюрін, а також С.П. Кравков, С.О. Захаров, Р.С. Ільїн, І.М. Антипов-Каратаєв, О.А. Роде, К.П. Горшенін, Н.П. Ремізов, Д.Г. Віленський, М.М. Розов, О.М. Іванова. Агрофізичні і меліоративні властивості ґрунтів досліджували Н.А. Качинський, А.Д. Воронін та ін. Особливо помітною була постать професора В.А. Ковди, який поглибив біогеохімічну концепцію В.І. Вернадського щодо біогеохімії ґрунтового покриву. До цього ж ряду належать класичні нароби академіка І.П. Герасимова, професорів С.В. Зонна, В.М. Фрідланда, В.О. Таргульяна, Т.В. Турсіної, науковців «Почвенного інститута ім. В.В. Докучаєва» — М.М. Розова, М.М. Кононової, М.І. Горбунова, І.А. Соколова, професора В.Р. Волобуєва (Азербайджан), академіка Я.Н. Пейве (Латвія), Ф.Я. Гав-



Г.Г. Махов
1886 – 1952



О.М. Гринченко
1904 1998

рилюка (Ростов-на-Дону), П.Г. Адеріхіна, Б.П. Ахтирцева (Воронеж), Л.Ю. Рейнтама (Естонія), Т.Ф. Урушадзе (Грузія), І.А. Крупенікова (Молдавія), Я.Н. Афанасьева, Т.Н. Кулаковської (Білорусія), вчених Тимірязевської сільськогосподарської академії — С.П. Яркова, І.С. Кауричева, М.П. Панова, І.П. Гречіна; Ленінградського агроуніверситету — Л.М. Олександрової, О.О. Короткова, В.Н. Єфімова, І.М. Донських; Нижегородського СГІ — Б.О. Нікітіна. Особливо визначні дослідження ґрунтів здійснили вчені ґрунтознавчого та географічного факультетів МДУ ім. М.В. Ломоносова (В.А. Ковда, Б.Г. Розанов, Є.А. Дмитрієв, Г.В. Добровольський, Д.С. Орлов, С.А. Шоба, Т.О. Соколова, А.І. Перельман, М.А. Глазовська та ін.). Фундаментальний внесок у ґрунтознавство зробив учень В.В. Докучаєва академік Г.М. Висоцький, чийм ім'ям названо УкрНДІ лісівництва та агролісомеліорації (Харків). Він був не лише ґрунтознавцем, а й геоботаніком, лісівником (завідував кафедрою лісівництва в Харківському СГІ), агролісомеліоратором, продовжив справу свого вчителя щодо степового лісонасадження. У цьому ж ряду стоїть ім'я А.А. Ізмаїльського.

Урівень з В.В. Докучаєвим піднімається велетенська фігура академіка В.І. Вернадського, першого Президента Української академії наук, фундатора майже 30 нових наук про Землю, — серед них біогеохімія та вчення про біосферу (біосферологія) принесли йому світову славу. Розпочавши свій науковий шлях в експедиціях



О.М. Можейко
1902 – 1986



М.К. Крупський
1903 – 1986

В.В. Докучаєва, В.І. Вернадський ствердив потім космічний погляд на ґрунт як біосферне (біогеохімічне) утворення, урівняв за масштабністю антропогенний утиск ландшафтів з дією геодинамічних процесів.

Вагомий внесок у науку про ґрунт зробили геохіміки О.Є. Ферсман і О. Гольдшмідт, мікробіологи Л. Пастер та І.І. Мечніков, хімік Д.І. Менделєєв (автор періодичного закону хімічних елементів), фізіолог К.А. Тимірязєв (космічна роль фотосинтезу), агрохіміки Д.М. Прянишніков, О.І. Душечкін, О.В. Петербургський, кліматолог-геолог А. Вегенер («дрейф континентів», або тектоніка літосферних плит) та багато інших представників суміжних з ґрунтознавством наук.

І.А. Крупенніков умовно виділяє десять етапів історичного розвитку ґрунтознавства в рамках додокучаєвського, докучаєвського та післядокучаєвського періодів. Вони характерні і для розвитку ґрунтознавства в Україні.

З 1848 р. розпочалося збирання відомостей про географію ґрунтів і стан сільського господарства для складання «Господарського атласу Росії». У 1851 – 1853 рр. економіст-кліматолог К.С. Веселовський склав першу карту ґрунтів Європейської Росії у масштабі 1 : 8 400 000 (200 верст у дюймі), її відредагований варіант було перевидано у 1857 р. в «Атласі Європейської Росії», а 1869 р. — уточнено. Ці неточні, примітивні карти все ж відображували



Г.С. Гринь
1904 — 1975



В.Д. Кисіль
1916 — 1981

найголовніші особливості ґрунтів кожної місцевості: чорнозем, глину різних кольорів, пісок, суглинок і супісок, мул, солончак, тундри, болота, кам'яністі місцевості. Не випадково, що саме вони стали основою для всіх наступних ґрунтових карт (карти Ф.І. Рупрехта — 1866 р.; Вільсона — 1869 р.; В.І. Чаславського, який у 1873 — 1879 рр. разом з молодим В.В. Докучаєвим видав карту ґрунтів Європейської Росії (60 верст у дюймі). Легенда останньої розширилася з 8 до 32 умовних позначень різних ґрунтів: чорнозем розділено на піщаний, супіщаний, суглинковий, глинистий, виділені підзоли, сірі (перехідні до чорнозему) землі, чорноземи тучні та вапнякові, солончаки тощо. Успіх цієї карти був надзвичайно великим. У 1873 р. вона експонувалась у рукописному варіанті на виставці у Відні, а в 1879 р. (після смерті Чаславського) була видана з пояснювальним текстом В.В. Докучаєва.

Ліквідація кріпосного права в Росії 1861 р. сприяла народженню нового пореформеного сільського господарства, яке швидко відчуло потребу в агрономічних характеристиках «пшеничних» чорноземів Росії. Це сприяло розквіту в 70-ті роки наукової діяльності В.В. Докучаєва. Упродовж 1877 — 1881 рр. він вивчає чорноземи — найродючіші ґрунти світу. Ці дослідження фінансує Вільне економічне товариство, яке головним завданням ставило розвиток землеробства, насамперед — збільшення виробництва пшениці на експорт, нанесення на карти кращих для цієї культури земель. Дійсно



В.І. Вернадський
1863 – 1945



А.Ф. Яровенко
1913 – 1982

наукове пізнання ґрунтового покриву України у складі Російської імперії розпочалося з класичних досліджень В.В. Докучаєва. Працюючи над книгою «Русский чернозем», він мандрував степами України, а в 1888 – 1889 рр. здійснив суцільне обстеження ґрунтів Полтавської губернії і на генетичних засадах склав десятиверстову ґрунтову карту з 16-ма томами пояснювального тексту. Цим було започатковано проведення земствами великих землеоцінних робіт на величезних просторах Європейської Росії. Упродовж 1895 – 1903 рр. (ще за життя В.В. Докучаєва) такі роботи було проведено (крім Нижегородської і Полтавської експедицій В.В. Докучаєва) у 13 земських губерніях, а у 1903 – 1914 рр. — вже у 28 губернських земствах, у тому числі у Московській, Саратовській, Самарській, Тамбовській та інших губерніях під керівництвом ґрунтознавців докучаєвської школи (М.О. Дімо, П.А. Зем'ятчемський, С.О. Захаров, О.І. Безсонов та ін.).

Складалися повітові карти у масштабі 1 : 126 000 і губернські ґрунтові карти у масштабі 1 : 420 000. У межах України на той час ґрунтові обстеження провадилися в таких губерніях: Чернігівська (1903 – 1911 рр. — Б.Б. Полинов, К.Г. Білоусов, професор М.О. Дімо — 1910 – 1914 рр.); Таврійська (М.К. Клепінін, С. Федоровський), Катеринославська (1906 – 1913 рр. — В.В. Курилов), Київська (1916 р. — Н.І. Флоров), у Старобільському повіті Харківської губернії



М.М. Годлін
1886 – 1973



Г.М. Самбур
1903 – 1965

(1903 – 1905 рр. — М.Ф. Колоколов). Повітові карти ґрунтів мали масштаб 3 – 6 верст у дюймі.

Особливо визначальними виявилися територіальні та інші дослідження ґрунтів України, що їх провів професор О.Г. Набоких у 1906 – 1919 рр. Він склав карти ґрунтів Харківської, Херсонської та Подільської губерній, наповнивши їх аналітичними показниками. Аналогічні обстеження ґрунтів провів у Волинській губернії Ф.І. Левченко, який узагальнив і видав у 1926 – 1927 рр. дрібно-масштабні ґрунтові карти Волинського і Шепетівського округів. Серед послідовників і учнів О.Г. Набоких особливо видатною є постать професора В.І. Крокоса — одного із співзасновників палеогеографії. До відомих дослідників лесового підґрунтя чорноземів та інших ґрунтів належить П.І. Луцький.

У 20 – 30-ті роки ХХ ст. розвиток ґрунтознавства в Україні багато в чому 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, М.К. Клепініна, В.В. Курилова, О.Г. Набоких, Ф.І. Левченка та своїх власних карту ґрунтів України (масштаб 1 : 1 050 000), видану в 1926 р. сільськогосподарським науковим комітетом і секцією ґрунтознавства Наркомзему України. У тому ж році він разом з С. Лавренком опублікував роботу про вертикальну зональність ґрунтового покриву Донецького кряжа, виділивши там «лісостеп» на вершинному пологіні його



Н.Б. Вернандер
1901 – 1985

кряжової частини. Його монографія «Ґрунти України» (1930) надала другого дихання докучаєвським методам дослідження ґрунтів у природних (ландшафтних) умовах. Тоді ж він розробив і свою оригінальну зональну програму «агроінвентаризації» земель України. У 1926 – 1928 рр. було досліджено і закартографовано у триверстовому масштабі ґрунти України на значних територіях Луганського, Артемівського, Проскурівського, Прилуцького та Вінницького адміністративних округів (В.І. Крокос, А.Л. Лефранов, К.С. Божко, Д.К. Біленко, Н.Б. Вернандер, Г.С. Гринь, П.К. Заморій, О.К. Коптаренко, М.К. Крупський, Л.А. Лешікаш, С.П. Ярков). У 1925 р. за редакцією К.Д. Глінки та Л.І. Прасолова

було видано ґрунтову карту СРСР у масштабі 1 : 4 200 000.

У період 1930 – 1940 рр. було опубліковано карти і пояснювальні тексти до них (на початку 30-х років Центральною агрохімлабораторією Наркомзему України). Всесоюзним НДІ цукрових буряків було проведено ґрунтово-агрохімічне картографування території радгоспів зони бурякосіяння України (П.А. Власюк, І.Й. Канівець, А.І. Гнатівська, А.С. Радченко, В.І. Самбуров, В. Васько), в результаті чого було видано зведену ґрунтово-агрохімічну карту території всіх бурякорадгоспів у масштабі 1 : 750 000. Г.М. Самбур і О.М. Вишинський (НДІ землеробства) керували складанням великомасштабних ґрунтово-агрохімічних карт території 96 МТС зони бурякосіяння та рекомендацій щодо застосування добрив (1934 – 1936 рр.). У НДІ землеробства в 1938 – 1939 рр. складено карти ґрунтів 193 сортоділяниць.

У 1935 р. виходить підручник О.Н. Соколовського «Курс сільськогосподарського ґрунтознавства» (перевиданий у 1954 і 1956 рр. — «Сельскохозяйственное почвоведение»). У 1935 р. завершилось складання агрономізованої оглядової карти ґрунтів України (масштаб 1 : 1 000 000) із врахуванням результатів усіх попередніх досліджень ґрунтового покриву (Н.Б. Вернандер, О.М. Гринченко, Г.С. Гринь, М.К. Крупський, С.М. Муравлянський, С.С. Соболев, О.Н. Соколовський). Тоді ж під керівництвом О.Н. Соколовського розпочалося дослідження галогенних ґрунтів України та шляхів їх

окультурювання (Г.С. Гринь, О.М. Гринченко, О.М. Можейко, А.Ф. Яровенко, М.С. Литовченко, Т.К. Воротник, Г.М. Самбур, С.П. Семенова-Забродіна, Г.В. Новикова). Усі роботи з дослідження ґрунтів України цілком логічно вписувалися в грандіозні за масштабами і розмахом роботи, які провадилися на той час у СРСР. Ґрунтову карту європейської частини СРСР у масштабі 1 : 2 500 000 видано за редакцією Л.І. Прасолова (1930 р.); разом з І.П. Герасимовим вони редагували державну карту ґрунтів СРСР; карту ґрунтів і ґрунтотворних порід волого-субтропічної зони СРСР підготував М.Н. Сабашвілі (1936 р.).

У повоєнний період ґрунтову карту європейської частини СРСР видано за редакцією І.П. Герасимова в 1947 р., а 1951 – 1952 рр. було проведено великі територіальні ґрунтові дослідження земель півдня України, на яких планувалося будівництво таких іригаційних систем, як Інгулецька (Укрдїпровдгосп), Каховська і Краснознаменська (НДІ землеробства), Ногайська (лабораторія ґрунтознавства АН УРСР). Пізніше було проведено великомасштабне обстеження ґрунтів території Південнокримського каналу (ЛДУ і МДУ, ТСХА, Кримський СПІ та інші установи). У 1952 р. Харківським СПІ (Г.С. Гринь, В.Д. Кисіль, А.Ф. Яровенко) було проведено великомасштабні дослідження ґрунтів по периметру проєктованого Каховського водосховища. У 1953 – 1957 рр. складено карту ґрунтів Криму (В.П. Гусев, В.Г. Колісниченко, М.Ф. Севастьянов). Ще в довоєнні роки у НДІ землеробства розпочалося маршрутне вивчення ґрунтів Рівненської (Г.М. Самбур), Волинської (А.І. Гуменюк), Тернопільської (П.Д. Чаус), Івано-Франківської (П.О. Костюченко), Дрогобицької (Е.Н. Пригулько), Закарпатської (Н.Б. Вернандер, С.О. Скорина), Чернігівської, Львівської, Ворошиловградської, Херсонської (С.О. Скорина) областей. Складені за результатами цих робіт середньомасштабні карти ґрунтів передано облуправлінням сільського господарства. У 1951 р. вийшла монографія «Почвы УССР» (Н.Б. Вернандер, М.М. Годлін, Г.М. Самбур, С.О. Скорина) з описом агроґрунтового районування України, де представлено оновлений пояснювальний текст Г.Г. Махова до карти ґрунтів України у масштабі 1 : 750 000, виданої у 1948 р. Ця карта узагальнила практично всі територіальні дослідження ґрунтів України, проведені в попередні роки.

Позитивну роль у підготовці ґрунтознавців відіграли посібник Г.С. Гриня «Как составить почвенную карту» (1956) і регіональне видання П.А. Кучинського «Определитель почв Черновицкой области» (1956). Карту природно-ґрунтового районування СРСР редагували С.В. Зонн, І.С. Лупінович, П.А. Летунов та ін. (1947); карту ґрунтів СРСР у масштабі 1 : 4 000 000 видали М.М. Розов, С.В. Лобова за редакцією І.П. Герасимова (1956). Слідом за ґрунтовими картами України було видано карти ґрунтів Білорусі та інших то-

дішніх радянських республік. У 1957 – 1961 рр. великомасштабні дослідження ґрунтів охопили всю землеробську територію України площею понад 45 млн га. Науково-методичне керівництво цими дослідженнями здійснювалося УкрНДІ ґрунтознавства (нині ННЦ ІГА ім. О.Н. Соколовського УААН), при якому плідно функціонувала спеціальна група зональних інспекторів (Н.Б. Вернандер і Г.М. Самбур — Полісся; Г.С. Гринь і С.О. Скорина — Лісостеп; В.Д. Кисіль — Степ; А.Ф. Яровенко — Донбас; Г.В. Новикова — степовий Крим; М.А. Кочкін — гірський Крим; Г.О. Андрущенко — Карпати).

Організацію і координацію робіт у республіці здійснювала спочатку спеціально організована група фахівців при Міністерстві сільського господарства УРСР під керівництвом Б.З. Харченка, а потім (після завершення експедиційних робіт при їх генералізації) — відділ ґрунтових досліджень «Укрземпроекту» (С.О. Скорина, а потім — О.П. Канах).

Ґрунтове обстеження України провадилося в масштабі 1 : 10 000 та 1 : 25 000 ґрунтовими партіями та експедиціями, які працювали при 36 наукових установах і вищих навчальних закладах республіки.

Номенклатурний список ґрунтів України складали: для Полісся — Н.Б. Вернандер за участю О.Ф. Гржимайла, для Лісостепу — Г.С. Гринь за участю Н.Б. Вернандер та О.Ф. Гржимайла, для Степу — В.Д. Кисіль і Г.М. Самбур, для Карпат — Г.О. Андрущенко за участю П.О. Гаврика, для Донбасу — А.Ф. Яровенко та О.С. Гладкий за участю А.О. Георгі і для Гірського Криму — М.А. Кочкін. При складанні номенклатурних списків болотних ґрунтів і торфовищ для всіх зон було враховано пропозиції Н.І. Середи. Зведення номенклатурних списків і складання загального номенклатурного списку ґрунтів України виконали Г.С. Гринь, Н.Б. Вернандер, Г.М. Самбур. Цей номенклатурний список схвалила науково-методична комісія з великомасштабного дослідження ґрунтів при тодішньому УкрНДІ ґрунтознавства ім. О.Н. Соколовського.

Результати проведеного великомасштабного обстеження ґрунтів надали державі солідну інформаційну базу даних про генезис, склад та властивості ґрунтів, їх агровиробничу характеристику, географію тощо. У 60 – 70-ті роки ХХ ст. було здійснено облік сільсько-господарських земель (визначено площі всіх ґрунтів на картах різного масштабу, подано експлікацію їх площ). Складено великомасштабні районні, середньомасштабні (1 : 200 000) обласні карти та ґрунтову карту України (масштаб 1 : 750 000); дрібномасштабні карти України (масштаб 1 : 500 000 та 1 : 2 500 000) автори: Г.С. Гринь, Н.Б. Вернандер, Г.О. Андрущенко, В.Д. Кисіль, С.О. Скорина, М.К. Крупський (відповідальний редактор); карту ґрунтів України (масштаб 1 : 6 000 000, Г.С. Гринь, 1969); розроблено агроґрунтове

районування — ґрунтово-біокліматичні пояси, області, агроґрунтові зони, підзони, провінції, підпровінції, райони, підрайони, мікрорайони (Г.О. Андрущенко, Н.Б. Вернандер, Г.С. Гринь, В.Д. Кисіль, М.А. Кочкін, М.К. Крупський, Г.В. Новикова, С.О. Скорина); сільськогосподарську типологію земель (Г.С. Гринь, М.К. Крупський, Н.М. Бреус, В.М. Тищенко) та їх номенклатуру (зазначені вище автори, Н.Б. Вернандер, Г.О. Андрущенко, В.Д. Кисіль, М.А. Кочкін, А.Ф. Яровенко); типологію еродованих земель (К.Л. Холуп'як, М.К. Шикула, М.Ф. Севастьянов); ґрунтово-меліоративну характеристику засолених і солонцюватих ґрунтів (Г.В. Новикова), бонітування ґрунтів (В.П. Кузьмичов); ґрунтово-екологічне районування (М.І. Полупан). Узагальнення цих матеріалів продовжується досі науково-дослідними інститутами ґрунтознавства і агрохімії та землеустрою УААН.

Експедиційні роботи ініціювали в подальшому поглиблене вивчення ґрунтів України колишніми учасниками експедицій та їх дослідниками: ґрунти Карпатського регіону (І.М. Гоголев, В.І. Канівець, А.М. Туренко, Ф.П. Топольний); галоморфні та подові ґрунти, класифікація ґрунтів України (М.І. Полупан); заплавні солоді та СГП України (Д.І. Ковалишин); легкі ґрунти України, їх еволюція та систематика; класифікація ґрунтів України (Д.Г. Тихоненко); реградовані та еродовані ґрунти (М.М. Шелякін); причини солонцюватості ґрунтів сухих степів (А.Ф. Нестеренко); болотні, торфові та заплавні ґрунти (С.Т. Вознюк, М.О. Горін, Р.С. Трускавецький, М.О. Клименко); культурне ґрунтоутворення (Г.Я. Чесняк, О.А. Чесняк, В.Д. Муха); бонітування ґрунтів (В.П. Кузьмичов, А.І. Сірий); агрогенетична характеристика ґрунтів України (О.П. Канащ); дослідження гумусу (О.О. Бацула); колоїдно-хімічна характеристика гумусу чорноземів (М.І. Лактіонов) та колоїдно-хімічні методи боротьби з фільтрацією вологи (О.Я. Демидієнко); придатність ґрунтів Донбасу під сади (В.А. Джамаль); зрошення і галогенез ґрунтів (П.Г. Кукоба, С.А. Баллок); осолоділі ґрунту (Е.І. Яшинова); розвиток чорноземів (В.О. Бистрий); агрогенетична характеристика та бонітування ґрунтів Казахстану (В.П. Лобода, В.А. Бобров); режим фосфатів ґрунтів Казахстану (Б.С. Гусак); активність іонів у ґрунтах (Д.Н. Полякова); мочарні ґрунти (О.М. Сулима, М.І. Полупан); розробка агротехнологій підвищення родючості ґрунтів (М.С. Литовченко, І.А. Шеларь, В.О. Пелипець, І.О. Коцюба та інші під керівництвом професора О.М. Гринченка; Ю.Є. Кізяков, Г.А. Мазур); закономірності ґрунтових режимів кислих ґрунтів при інтенсифікації землеробства (Т.О. Гринченко); ґрунтозахисні технології (М.К. Шикула, А.Г. Тараріко); еколого-економічна оцінка хімізації зрошуваного землеробства (І.Д. Філіп'єв, В.В. Гамаюнова); моделі родючості чорноземів і роль добрив у їх еволюції (Б.С. Носко, Г.Я. Чесняк, О.О. Бацула), вивчен-

ня фізичних параметрів деградованих ґрунтів, ґрунтово-екологічний моніторинг (В.В. Медведєв та його школа), ґрунти і садові ценози (В.Ф. Іванов), стандартизація і метрологія в ґрунтознавстві (В.В. Медведєв, С.А. Балюк, Д.Г. Тихоненко); концепція родючості біогеоценозу на прикладі рекультивованих земель (М.О. Бекаревич, М.Т. Масюк, В.А. Забалуєв); екологічна мікроморфологія при тестуванні ґрунтосфери (Н.А. Белова); методологія дослідження ґрунтово-екологічного біорозмаїття лісових едафотопів (С.В. Зонн, А.П. Травлєєв); ґрунтово-географічні дослідження (С.П. Позняк, Є.Н. Красєха, Я.М. Біланчин, В.І. Михайлюк), ГІС-технології при картографуванні ґрунтів (С.Ю. Булігін, А.В. Шатохін, Д.Г. Тихоненко, М.О. Горін), доголоценове ґрунтоутворення (Н.О. Сіренко, Ж.М. Матвіїшина, Н.П. Герасименко та ін.), перспективи біологічного (екологічного) землеробства в Україні (В.І. Кисіль), еколого-біогеохімічні закономірності та еволюція заплавної ґрунтолітотезу (М.О. Горін) та ін.

В останню чверть минулого століття було видано: «Атлас почв Украинской ССР» (за ред. М.К. Крупського, М.І. Полупана, 1979); «Методика палеопедологических исследований» (М.Ф. Вєклич, Ж.М. Матвіїшина, В.В. Медведєв та ін, 1979); «Полевой определитель почв» (М.І. Полупан, 1981), «Почвы Украины и повышение их плодородия» (у 2-х т., за ред. М.І. Полупана, 1988); «Чтобы не убывало плодородие земли» (за ред. В.В. Медведєва, 1989); «Пространственная организация почвенного покрова» (Є.Н. Красєха, В.М. Корсунов, 1990), «ґрунтово-географічні дослідження — понятійно-термінологічний словник» (С.П. Позняк, Є.П. Красєха, 1999), «Лєса и лесные земли» (Є.С. Мигунова, 1993), «Экология, микроморфология, антропогенез лесных почв степной зоны Украины» (Н.А. Белова, 1997), «Естественные леса и степные почвы» (Н.А. Белова, А.П. Травлєєв, 1999), «Картографія ґрунтів» (за ред. Д.Г. Тихоненка, 2001), «Життя ґрунту» (В.І. Канівець, 2001), «Картографування ґрунтового покриву» (С.П. Позняк, Є.Н. Красєха, М.Г. Кіт, 2003).

За кордоном у післядокучаєвський період розвиток ґрунтознавства пов'язаний з такими іменами: у США — Є.В. Гільґардт і К.Ф. Марбут, їх учні та послідовники — Ч. Келлог, Келлі, Торп, Тедроу, С. Ваксман, Г. Ієнні, А. Конке, Беннет, Бертран та ін.; у Швеції — Матсон, Тамм, А. Аттерберг; у Фінляндії — Б. Аарніо, Б. Фростерус, Аальтонен з його школою; в Австралії — Д.А. Прєскот, Стіфєнс; у Франції — А. Демолон, Ф. Дюшофур, Обєр; у Бєльгії — Р. Дюдаль; у Нідєрландах — Я.М. Ван-Бємєлен; у Нїмєччині — Є.А. Мітчєрліх, Раманн, Е. Мюкєнгаузєн, В. Кубієна, П. Фагєлєр, Г. Штрєммє, Е. Євальд; у Швєйцарії — Г. Вігнєр; у Вєлікій Британії — династія Расєлів, Мюр, Джекєс, Кєван, Е. Фітцпатрік; у Канаді — А.В. Джєол, Ф.А. Віат, Д.Д. Ньютон; у Румунії — Г. Мурґоч,

Н. Чернеску, М. Попевець, Кіріца, Г. Обережану, К. Реуце, С. Кирстя; в Угорщині — П. Трейтц, А. Арані, Р. Беленегер, А.А. Зігмонд, І. Сабольч; у Болгарії — Н.П. Пушкарров, Странський, В. Койнов, Л. Райков, Х. Трашлієв, Е. Фотакієва, Й. Йолевські; у Португалії — Ж. Кардозо, Д. Брамао; у Чехії і Словаччині — В. Новак, І. Пелішек, З. Бедрна, Л. Мічіан, Я. Немечек, Ю. Грашко, К. Кноп, учені Китаю, Японії, Індії та інших країн, збентежені екологічним станом свого головного національного багатства.

На початку третього тисячоліття зближення наукових тенденцій у вивченні ґрунтів у глобальному вимірюванні було активізоване повсюдним антропогенним впливом на них, що сприяло розвитку ґрунтово-екологічних баз даних та ГІС (геоінформаційних систем) на основі сучасних аерокосмічних і комп'ютерних технологій, автоматизованих систем управління ґрунтовими ресурсами у складі ландшафтної сфери планети — регіональних, національних (у тому числі українських) і, нарешті, загальносвітових. Прояву цих тенденцій сприяє участь у виконанні Міжнародних проектів ґрунтознавців різних держав, у тому числі й України. Їх результати доповідалися на міжнародних та національних з'їздах ґрунтознавців, які відбулися в кінці минулого та на початку нинішнього століть.

Методологія ґрунтових досліджень має історичний контекст, в якому повна методологічна ясність вимальовується лише у фіналі, коли стають класичними надбаннями генетико-еволюційна ідея В.В. Докучаєва, вчення В.І. Вернадського про біосферу та біогеохімічні закони її функціонування й ноосферного майбуття. Без таких фундаментальних методів, як періодичний закон хімічних елементів Д.І. Менделєєва, неможливо уявити дослідження еколого-біогеохімічних закономірностей ґрунтоутворення, методологічними основами яких є розроблені В.В. Докучаєвим порівняльно-географічний (ландшафтний) та профільно-генетичний методи дослідження відкритого ним «четвертого царства природи». Саме вони відіграють методологічну роль перспективних моделей майбутнього розвитку Землі та її мешканців, у тому числі і найвразливішого й агресивного з них — істоти з роду Homo.

Серед найпріоритетніших завдань сьогодення є нероздільність ґрунтово-екологічного та економічного напрямку досліджень розвитку, рекомендована Конференціями ООН у Ріо-де-Жанейро (1992) та Йоханесбурзі (2002) як головна парадигма всіх держав і націй:

► економічний розвиток у відриві від знань екології (передусім ґрунтів як головного з національних багатств) перетворює Землю на пустелю;

► екологія без економічного розвитку закріплює зубожіння й несправедливість (економіка спирається на нерівність, екологія урівнює всіх — багаті та бідні на одній землі дихають одним повітрям);

- рівність без економічного розвитку призводить усіх до зубожіння;
- екологія без права на дію породжує закріпачення;
- право на дію поза екологією прокладає шлях до колективного знищення.

Незважаючи на ці дійсно фундаментальні напрацювання, ми все ще перебуваємо лише на початку постановки цілої низки завдань, породжених як самим феноменом планетарного ґрунтогенезу, так і далекою від ідеалу економічною парадигмою прагматичної діяльності в межах тієї третини площі нашої планети, яка охоплена цим загальнобіосферним процесом. Проблемність стратегічних цілей при цьому вкрай ускладнюється ґрунтово-екологічними чинниками, залишаючи методологічно нез'ясованим смислове навантаження таких понять, як добра якість (урожаю), поліпшення кругообігу (біогенних елементів); створення найкращих умов (живлення культурних рослин) або сприятливих тукосумішей тощо.

Введення ґрунтово-екологічної проблематики в лоно загальнобіосферної методології, зорієнтованої на опанування ноосферної ідеї, сприяло розумінню того, що максимізація біопродукування (головна мета аграрного виробництва в умовах техногенезу) наразилася на стратегічні пріоритети біосфери, еволюційно запрограмовані на гарантоване збереження максимального біорозмаїття та генофонду планети. У третьому тисячолітті актуальною є проблема реабілітації вразливого ґрунтово-ценотичного тандему, який давно вже підпорядковується гранично ускладненій ієрархії «соціум-природа», пізнання якої унеможлиблюється поза умінням розрізняти категорії «добра» і «зла» (непідвладні вимірюванню, але зрозумілі мудрості філософського роздуму). Тут далеко не завжди вдається відрізнити наслідки суто природного ґрунтогенезу від його антропогенних варіацій і нерідко охоплює песимізм при виборі еталонного (у тому числі культурного) ґрунтово-ценотичного тандему. Він значною мірою зумовлений фатальною світоглядною поразкою техногенного стилю мислення, з якого сьогодні знімається фетиш непогрішності. У методологічно оновленій концепції на зміну задоволення постійно зростаючих потреб людства приходить розуміння безумовного пріоритету сталого екологічно безпечного розвитку суспільства на основі реалізації його основного імперативу: опікуючись своїм виживанням, кожне покоління має задовольняти свої потреби за рахунок ґрунтів та інших природних ресурсів так, щоб не поставити цим під загрозу надії прийдешніх поколінь на комфортне існування посеред квітучих ландшафтів з притаманним їм біорозмаїттям та високородючими ґрунтами.

Гармонійне функціонування біосфери з її ландшафтами, ґрунтами, фітоценозами, хоч і є термодинамічно нормальним процесом, все ж потребує від соціуму певних гарантій, якими не можуть стати

суто агротехнологічні рішення (навіть такі шляхетні, як окультурювання ґрунтів), якщо вони не спираються на розуміння глибинних екологічних проблем, методологічно зорієнтованих на ноосферу. Цим ставиться стратегічне завдання проведення в ландшафтах України та інших державах експериментів з пошуку перспективних екологізованих технологій окультурювання ґрунтів, у тому числі й «добривами в кооперації з рослинними угрупованнями».

Екологічна компетентність потребує сьогодні від ґрунтознавців постійного вдосконалення та інтеграції ними всіх пізнавальних засобів, стилів, методів, інтерпретацій як традиційних для ґрунтознавства, так і таких позараціональних, як інтуїція, віра, духовність, моральність. Набуття екологічними принципами методологічного статусу та їх запровадження в практику господарювання надасть можливість новонародженим землевласникам: гідно екзистенціювати на землі (в цьому світі, біосфері), долаючи свою недавню екоетичну нейтральність і байдужість; реалізувати гуманістичні цінності; поширювати морально-ціннісні принципи на землю (ґрунти, ландшапти), а не лише на людину; культивувати світоглядницький погляд на землю (природу, біосферу) як повноправний суб'єкт взаємодії з суспільством.

Вони стверджують важливу методологічну парадигму: вирішення ґрунтово-екологічних проблем унеможливиться поза відповідним (ноосферним?) соціокультурним контекстом, а успішне вирішення соціокультурних і духовних проблем (непродумана хімізація землеробства, переосушення заплавних торф'яників тощо) теж є примарним при забутті імперативної пріоритетності екологічної проблематики.

Чого ж не вистачає в сьогоднішніх спробах окультурити ґрунти та гармонізувати приватне та державне землекористування? На це, здавалося б, **легке методологічне** запитання відповіді **важко**.

Оптимізм підживлюється ще не втраченою надією на ноосферну концепцію В.І. Вернадського, реалізація якої є не таким вже й складним завданням, якщо скористатися геніально мудрою стратегією В.В. Докучаєва щодо реставрації біосферно заданого оптимуму між ріллею, лісами, луками, степами, болотами та водоймами («равнини — пашне, склони — садам і лесам, поймы — лугам»). У ноосферному контексті культурне ґрунтотворення отримує шанс перетворитися на одне з найперспективніших стратегічних спрямувань екологічно безпечної антропогенної еволюції ґрунтів, вписаних у конкретні ландшапти. Витрати на здійснення подібних екологізованих, ноосферно зорієнтованих стратегій задаються рамками загальносвітового обслуговування біосфери, життя людей в якій не може продовжуватися поза межами ґрунтово-екологічної основи.

Резюмуючи викладене щодо витоків науки про ґрунти і світоглядно-методологічні основи їх дослідження та окультурювання, ще

раз підкреслимо, що ґрунт є типовим об'єктом, який досліджується лише об'єднаними зусиллями багатьох наук. Тому не випадково методи і закони хімії, геології, біогеохімії, географії, стратиграфії, екології, біосферології нині широко використовуються при вивченні ґрунтів. Наш історичний експурс надав змогу визнати велич наукового подвигу В.В. Докучаєва, який виділив ґрунтознавство в окрему природничу науку, яку до нього вважали лише розділом геології (агрогеологія). Тепер настав час розумного та мудрого використання ґрунтово-екологічної інформації. Усі ми разом з усім людством повинні усвідомити нагальну потребу в оновленні світоглядних орієнтирів при використанні ґрунтів.



Контрольні запитання і завдання

1. Які питання вивчає ґрунтознавство? **2.** Що означає поняття «ґрунт»? **3.** Чим відрізняється ґрунт від геологічних порід? **4.** Які Ви знаєте основні етапи розвитку ґрунтознавства? **5.** Які напрями вивчення ґрунтів характерні для сучасного ґрунтознавства? **6.** Назвіть учених-ґрунтознавців минулого і сьогодення. **7.** Перелічіть екологічні функції ґрунтів у біосфері. **8.** Що Вам відомо про методологію ґрунтових досліджень? **9.** Які світоглядні орієнтири є перспективними в окультурюванні ґрунтів? **10.** Яка роль ґрунтово-екологічної інформації в досягненні ноосферної перспективи?

Частина I

ПОХОДЖЕННЯ, СКЛАД, ВЛАСТИВОСТІ, БІОГЕОХІМІЯ ҐРУНТІВ, ҐРУНТОВО-ЕКОЛОГІЧНІ РЕЖИМИ

Загальне ґрунтознавство (частина перша) вивчає поступове перетворення на земній поверхні абіогенних компонентів літосфери на родючий ґрунт, органо-мінеральне (В.В. Докучаєв), біокосне (В.І. Вернадський) природно-історичне тіло з важливими загальнобіосферними, господарськими, еосоціальними функціями, унікальними властивостями та ґрунтово-екологічними режимами. Ґрунт, як біосферний феномен, утворений у результаті природного *ґрунтогенезу* (*ґрунтотворного процесу*), водночас є об'єктом землекористування та господарювання, що еволюціонує нині під їх впливом в антропо-техногенні продукти.

Розділ 1

ЗАГАЛЬНА СХЕМА ҐРУНТОГЕНЕЗУ

Ґрунтотворний процес — це складний комплект притаманних винятково приповерхневим горизонтам земної суші явищ, реакцій, взаємодій, ініційованих у біосфері *земним екзогенезом* і *космічною енергією* Сонця, трансформованою фотосинтезом у біоенергію «живої речовини», а в подальшому — в органо-мінеральні сполуки ґрунту. Його характеристику розпочнемо з моделей ґрунтогенезу та породжених ним ґрунтів.

1.1. Ґрунт як підсистема біосфери

Геоекологічна модель репрезентує ґрунт гетерогенним, анізотропним, органо-мінеральним, біокосним утворенням, ієрархічно вмонтованим разом з фітоценозами суші в природно-антропогенні ландшафти, біогеоценози (БГЦ), біосферу загалом. У такій моделі концентрується уявлення про ґрунт як природно-історичне тіло, породжене екзогенним розвитком земної суші, завдяки енергетичному підживлюванню від Сонця його трансформованою біоенергією. Екзогенез постійно «шліфує» найвпливовішу з підсистем біосфери, якою є ґрунт; віддзеркалюючи її ландшафти, він є найважливішим засобом суспільного виробництва (в сільському господарстві — незамінний).

Загальноприйнято моделювати ґрунт у вигляді чотирифазної екологічної системи (системою умовно вважатимемо певне тіло ви-

значених розмірів) — тверда, рідка, газова фази (є в літосферному царстві порід і мінералів) і біофаза — специфічна, організована, біогенна фаза, «жива речовина» (В.І. Вернадський), яка, крім ґрунту — ґрунтосфери планети, трапляється також в її акваторіях (гідросфері). Фазовий склад ґрунту, виходячи з правила фаз Гіббса, є надзвичайно багатим і різноманітним. Фаза є однорідною частиною ґрунту, яка виділяється з його найближчого оточення різкою зміною властивостей на межі з іншими фазами. Фаз у ґрунті значно більше від умовних чотирьох, і всі вони надзвичайно тісно взаємодіють між собою. Серед них найбільший (близько 50 %) об'єм займають тверді фази, які вважають матрицею (каркасом) ґрунту, яка багато в чому визначає властивості та габітус його профілю й окремих генетичних горизонтів, суттєво впливає на властивості газової, рідкої та біогенної фаз.

Твердофазні продукти ґрунтогенезу складаються з органічної (горючої) та неорганічної (мінеральної) частин. Остання займає в ґрунті приблизно 90 – 97 % за масою або 50 % за об'ємом (і навіть більше — у піщаних ґрунтах). Дрібноземиста гетерогенна мінеральна маса ґрунту суттєво відрізняється від монолітно-однорідної (гомогенної) геологічної породи (граніту, базальту, мармуру, вапняку, крейди, кварциту). Відомі також і випадки, коли, навпаки, кількість мінеральних речовин знижується до 10 % в низинних, а то й до 1 – 2 % у верхових малозольних сфагнових торф'яниках, але загалом констатується факт абсолютної масової переваги мінеральних речовин над органічними в більшості ґрунтів України та інших держав.

Рідкофазні компоненти ґрунту представлені ґрунтовим розчином органічних, мінеральних, органо-мінеральних сполук, кількість яких залежить від типу ґрунтогенезу (ґрунтовий розчин чорноземів, підзолів, солонців, червоноземів, інших ґрунтів якісно відрізняються).

Газова фаза ґрунту є набором різних газів, які надходять з атмосфери та утворюються під впливом ґрунтогенезу.

Біофаза — це сукупність «живої речовини», сформованої в результаті життєдіяльності вищих рослин та макро-, мезо-, мікро-, наофауни ґрунтів.

Ще одна віртуальна модель логічно доповнюється уявленням про термодинамічну відкритість ґрунту (як і самої біосфери та ландшафтної сфери Землі, яким він ієрархічно підпорядковується), класично структурованого в три взаємопов'язані на земній поверхні блоки: **речовина + енергія + інформація**.

Речовинний блок ґрунту комплектується з неживої (косної), живої (біоорганічної) і біокосної речовин. Суто ґрунтова унікальність такого комплексу зумовлена не його елементним складом, а генетично (еволюційно) відшліфованими пропорціями між хімічними

елементами. Для рослин-ґрунотворників вони задаються фотосинтетично — фізіобіохімічною вибірковістю, а для самого ґрунту — біогеохімією ґрунтогенезу.

Енергетичний блок ґрунту формується за рахунок: а) сонячної радіації (основна частина її витрачається на випаровування води і на формування клімату, а 0,5 – 5,0 % засвоюється фотосинтезуючими організмами і через їх посередництво надходить у ґрунт); б) гравітаційної енергії рельєфу; в) енергії радіоізотопного розпаду (ендогенного тепла); г) енергії мінеральної частини ґрунту, з її колосальною поверхнею; д) техномогенної енергії (в окультурюваних ґрунтах). Унікальність ґрунтової енергії полягає у тому, що її кількість, потрібна для нормального функціонування екосистем і підтримання біогеохімічного кругообігу речовин, зосереджена в гумусі — універсальному земному акумуляторі вкрай необхідній для життєпроявів біоенергії.

Інформаційний блок ґрунту (і самого ґрунтогенезу) ще не досить досліджений, але не менш суттєвий за попередні. Ґрунтогенна інформація є «записаною» на мінеральній матриці материнських порід, завдяки дії абіотичних, а головне — біотичних чинників ґрунотворення. Інформацією тут є сенс вважати порушене однаміття, або, що те саме — відбиток різноманіття, у нашому випадку — ґрунтово-екологічних режимів, ґрунтово-ценотичне біорізноманіття, пам'ять ґрунту (загалом геоєкоінформацію).

Матрична модель ґрунту виводиться, виходячи з уявлення Л.О. Карпачевського про ґрунт, як пограничне тіло, сформоване екзогенезом (В.О. Таргульян) під час взаємодії матричних твердих поверхонь літосфери з повітрям, водою, фітобіотою. Поверхневий шар ґрунтових частинок (з притаманною йому неврівноваженістю молекулярних зарядів і наявністю на верхніх шарах кристалічних решіток туманоподібного згустку протиіонів) вимірюється ангстремами (десятьма частками нанометра) і має співвідношення своєї товщини до діаметра колоїдів $1 : 10^4$ (10^6). Відповідність цієї величини співвідношенню **ґрунтосфера : літосфера** ($1 : 10^6$) дає всі підстави називати поверхневий шар частинок ґрунту *ґрунтовою мінеральною матрицею* — (М.К. Крупський, Д.Г. Тихоненко, Л.О. Карпачевський, А.П. Травлев). Л.О. Карпачевський приписує матричним процесам роль постійно діючого в живій та неживій (абіотичній) природі тоталізатора (*авт.*), який змушує будь-яке тверде тіло або його фрагмент формувати в цілком певній орієнтації адсорбований шар речовини, в якому і виявляються всі найбільш виразні властивості самої матриці. Максимальний (100 %) матричний ефект виявляється при продукуванні ДНК і клітин у живому організмі, проте і в більшості інших випадків він продовжує залишатися достатньою мірою високим. Наприклад, при лабораторних імітаціях ґрунтових процесів він всього лише на 10 – 20 % перебивається впливом сто-

ронніх (позаматричних) чинників, а в разі розростання кристалів вплив матриці також не знижується за межі 60 – 80 %, коригуючись передусім впливом температури та інших чинників ґрунтогенезу.

Ґрунтова мінеральна матриця визначає вологемність, ємність вбирання, склад обмінно-увібраних катіонів, взаємодію ґрунту з водою, форму та міцність структурних агрегатів та багато інших дуже суттєвих властивостей ґрунту.

Органічна матриця ґрунту представлена гумусом, детритом, ферментами та іншими речовинами, які взаємодіють з мінеральною матрицею, формуючи суто ґрунтову органо-мінеральну матрицю на основі мінеральної, з якою постійно реагує органічна матриця, набуваючи притаманних лише їй специфічних рис (винятково завдяки матричному ефекту мінералів ґрунту). Ділянки мінеральної матриці, які взаємодіють з органічними речовинами, називаються активними центрами, або кластерами, роль яких виконують атоми, іони, різні функціональні групи, молекули, особливо показові в новоутворюваних на поверхні ґрунтових мінералів феро- та парамагнетиків, оксидів, гідроксидів, солей тощо.

Свого часу В.В. Докучаєв встановив, що ґрунтогенез має межу в оформленні багатьох його властивостей. Так, верхні горизонти підзолистих ґрунтів не накопичують більше ніж 1,5 – 3,0 % гумусу, чорноземи — 5 – 12, сіроземи — 1,0 – 3,5 %. Ця межа якраз і задається розмірами матриці — в ґрунтах з повноцінною матрицею вміст гумусу завжди більший. Формування гумусу відбувається на ґрунтовій матриці з участю мінеральних каталізаторів (різних металів, силікатів, глинистих мінералів тощо). Вплив матриці простежується також в утворенні адсорбційних шарів і структур, адгезії мікроорганізмів на твердих ґрунтових частинках, іммобілізації ферментів, формуванні в профілі новоутворень та матричного гумусу, його старінні (О.Н. Соколовський), каталітичних реакціях, структуроутворенні (зерниста, горіхувата, призматична, пластинчаста типи структур — це є наслідок матричних взаємодій, зумовлених розмаїтим спектром активних центрів). Матричні взаємодії стимулюють також і утворення позаматричних кластерів — в адсорбційному шарі це сполуки заліза, фосфору, солей. Промивання останніх сприяє виділенню сольових кластерів з поверхонь ґрунтових частинок, залишаючи там лише суто матричні кластери (їх взаємодія з водою відбувається зовсім не так, як із сольовими кластерами).

Матрична модель ґрунтогенезу враховує визначальну роль матриці у гумусоутворенні, оструктуруванні, іммобілізації ферментів, а загалом — усіх біосферно значущих екологічних функцій ґрунту (передусім у формуванні екологічних ніш — порового простору). Через це матричну модель ґрунтогенезу слід вважати перспективним об'єктом дослідження *молекулярного ґрунтознавства* (Sparks Donald L., Л.О. Карпачевський), яке вивчає роль мікропроцесів

(взаємодій на рівні молекул та іонів) у формуванні мікрровластивостей, які потім виявляються на макрорівні (наприклад, механічна міцність агрегатів залежить від кількості активних центрів на мінеральній матриці, яка є базовою для агрегатоутворення).

Модель ґрунту як *екологічної ніші біосфери* враховує його мешканців:

► рослини — типові автотрофи-фотопродуценти з ризо- та філосферою, яка забезпечує біоциклічність кругообігу N, O, CO₂, H₂O тощо;

► мікробні ценози — редуценти (авто- і гетеротрофи) з ферментними системами;

► тваринний світ гетеротрофів — споживачів фотосинтезованої продукції (у тому числі ентомофауна, найчисленніший його загін) — без ґрунту існувати не може.

Така модель тісно пов'язана з поняттям **біому**, яким Ф. Клементс позначив сукупність біоценозів великих територій (зона, область, регіон). Цей термін має неоднозначне смислове наповнення і трактування у різних авторів. *Біом*, за Ю. Одумом, — це велика регіональна або субконтинентальна екосистема з певним основним типом рослинності, ґрунтогенезу (*авт.*) або іншою специфічною рисою ландшафту. Основною ознакою, яка об'єктивує розмежування й діагностику біомів, є фізіономічно виражена життєва форма рослин кліматичного (зонального) клімаксу (трава, чагарник, листопадне чи шпилькове дерево тощо), а також його едафічні складові — стадії розвитку рослинності, в яких домінують значущі для ґрунтогенезу інші її життєві форми, а також (що не менш суттєво) тварини. За цими ознаками розрізняють такі наземні біоми:

- 1) тундра (арктична та альпійська);
- 2) бореальні шпилькові ліси;
- 3) листопадний ліс суббореального (помірного) клімату;
- 4) степ злаковий помірної зони;
- 5) тропічний ґрасленд і савана;
- 6) чапараль (зимоводощові та сухолітні регіони);
- 7) пустеля (трав'яна та чагарникова);
- 8) тропічний напіввічнозелений тропічний ліс (з вологим і сухим сезонами);
- 9) тропічний вічнозелений дощовий ліс.

До них додають прісноводні (озера, ставки, ріки та інші потоки, болота і болотисті ліси та морські екосистеми, в тому числі важливі для ґрунтогенезу води естуаріїв, прибережних бухт, проток, річкових гирл, солоних маршів). Територіальне розташування означених *біомних екосистем* з притаманними їм структурами ґрунтового покриву чітко корелює із загальнопланетарним розподілом середньорічних температур і суми опадів. У вітчизняній науковій літературі

біом синонімізується з природною (фізико-географічною) зоною та притаманною їй складною взаємодією клімату, живих організмів та ґрунтів. Це біоми тундри, степу, мішаних лісів, середземноморських (склерофільних) лісів, а також складні гірські біомні екосистеми тощо. При цьому, як зауважує М.А. Голубець, вживання терміна «*біом*» зазвичай супроводиться позначенням ним лише територіальної сукупності живих істот (рослинних і тваринних організмів — біоти) при ігноруванні її (сукупності) біогеохімічної (у тому числі ґрунтогенної), трансформаційної, матеріально-енергетичної, екоінформаційної (*авт.*) сутності. Цей недолік усувається в екосистемній дефініції біому.

Біом є сукупністю провінційних екосистем — комплектом ландшафтних екосистем у межах фізико-географічної провінції, тобто екологічною системою, просторово адекватною межах провінції, яка територіально збігається з фізико-географічною зоною, залежить від інтенсивності надходження сонячної радіації до земної поверхні (макроклімат) і характеризується певним кліматосовим типом рослинності (деревним, чагарниковим, трав'яним) та сформованим під її впливом ґрунтовим покривом.

За природним статусом *біомні екосистеми* є ієрархічно найвищими формуваннями біосфери, які мають глобальний прояв своїх ґрунтово-екологічних функцій і такий самий глобальний вплив на функціональну організацію цієї унікальної і неповторної ЕКОСИСТЕМИ з найскладнішою будовою, не потребуючи виділення в їх межах менших структурних блоків, роль яких тут стає неістотною.

Біомна диференціація біогеоценотичного (з ґрунтами) покриву планети та її біосфери однозначно задається відомою сферичною (геоїдною, кардоїдною) формою Землі та її розташуванням щодо Сонця при різному куті надходження сонячних променів до земної поверхні та різною інтенсивністю сонячної радіації на різних географічних широтах. Горизонтальні межі біомних екосистем збігаються з фізико-географічними зонами, їх верхня межа — з межею тропосфери, де формується їх гідротермічний режим, а нижня — проходить по глибоких горизонтах підземних вод. Рівнинна частина України розподілена між трьома біомними екосистемами (мішаних лісів, лісостепової та степової рослинності), а її висотні зони (пояси кліматів, ґрунтів, біоти) не є тотожними широтній зональності, а генетично, еволюційно та просторово пов'язані з тими біомами, в межах яких розташовані Карпатська, Кримська, а поза Україною — Альпійська, Кавказька, Памірська, Гімалайська та інші гірсько-країнні екосистеми. Основною функцією біомних екосистем є збереження зональної специфіки і просторової структури екологічних комплексів відповідно до широтного розподілу енергетичних ресурсів, а також зональної ґрунтово-ценотичної біорозманітності, внут-

рішньообіомного та міжбіомного речовинно-енергетично-інформаційного обміну, від якого, власне, й залежать цілісність і стабільність біосфери з її ландшафтами, ґрунтами, БПЦ тощо.

Катенарна модель ґрунту. Розмаїття кліматів, біоти, літогенетичних чинників, рельєфу, віковий диктат, антропогенна корекція зумовлюють неймовірно велику різноманітність ґрунтів на Землі. Географічні закономірності розподілу цього ґрунтового-екологічного (загалом ландшафтно-біокліматичного) розмаїття виявляються в горизонтальній і вертикальній зональності ґрунтів. Зміни ж ґрунтів на невеликих територіях пов'язані з впливом на ґрунтовий клімат і рослинність (а отже, і ґрунтоутворення) **рельєфу** і літогенетичним впливом пов'язаних з ним гірських порід. Найбільш типовою комбінацією ґрунтів виявляється **катена**, компоненти якої, хоч і називаються в різних країнах по-різному, є однаковим рядом переходів, зумовлених зміною ступеня дренованості, а відповідно, і гідротермічного режиму (С.О. Захаров, В.А. Ковда, М.А. Глазовська, Д.Г. Тихоненко та ін.). Зауважимо, що метод порівняльного вивчення місцезростань Г.М. Висоцького, який Б.О. Келер назвав методом екологічних рядів, використовується у ґрунтознавстві порівняно недавно саме як метод вивчення катен (Milne G.).

Ґрунтова (початкова) ланка екологічного ланцюга тропфності моделюється етапами біогеохімічної міграції хімічних елементів, живильним середовищем для рослин. Для людини ґрунт є базисом існування, з яким пов'язано зародження великих світових цивілізацій — на основі використання родючості — унікальної біосферної функції ґрунту. Екологічно чистий ґрунт є запорукою здоров'я і чистоти в людському суспільстві, яке не має права забруднювати ґрунти, ландшафти, біосферу в цілому. Ґрунтовий покрив, найтонша з геосфер, є транзитною ланкою життєво важливих потоків речовини, енергії та інформації, які пов'язують в єдине біосферне ціле літосферу, гідросферу і соціосферу. Ґрунти накопичили за багато тисячоліть багатющі запаси біоенергії та біогенних елементів, створивши цим репродукційну першооснову біоресурсів планети. Без ґрунту не може стабільно функціонувати біосфера та її зонально-регіональні підсистеми, у тому числі й агроценози. Саме тому спад родючості ґрунту через його забруднення та деградацію в разі неправильного господарювання викликає занепокоєння суспільства і спонукає до пошуку шляхів раціонального, екологічно орієнтованого використання цього головного національного багатства.

У 70-х роках ХХ ст. після публікації праць В.І. Вернадського, лекцій М.В. Тимофєєва-Ресовського, ініціатив Римського клубу та ЮНЕСКО Обчислювальним центром АН СРСР активно розроблялася *модель «Гєя»* з метою вирішення проблем глобального масштабу (у тому числі ґрунтового-екологічних, аграрних, продовольчих, можливих станів біосфери тощо). До того ж моделями є й періодична

таблиця хімічних елементів Д.І. Менделєєва і вперше запропонована В.В. Докучаєвим тріада індексів АВС для генетичного профілю ґрунту тощо. Такі моделі не мають тієї суворості, яка притаманна математичним моделям, однак вони наділені наддивовижу яскравою прогностичністю, оскільки мобілізують такі методи пізнання ґрунтового-екологічної реальності, як логіка, асоціації, аналогії тощо.

Система будь-яких моделей, у тому числі й наведених тут, ніколи не досягає завершеності, постійно виявляючи на певному етапі свою недосконалість. Проте саме робота над подібними моделями є одним з найважливіших етапів розвитку будь-якої теорії, яка в такий спосіб здатна «заирнути за горизонт», попередити про можливість існування екоситуацій, про які ми ще навіть не здогадуємося (спад родючості ґрунту внаслідок його антропогенного забруднення та деградації, загроза голоду тощо), вказати на «фатальну ризик» — міру екологічно дозволеного, за межею якого імперативно діє закон екологічного табу. Створюючи вербальні, віртуальні та математичні моделі й опрацьовуючи на них сценарії ноосферного майбуття біосфери з недеградованими ґрунтами та високоврожайними агрофітоценозами, ми не наражаємося при цьому на той ризик, що супроводжує, зокрема, осушувальні, зрошувальні, хімічні та інші невдалі меліорації тощо.

Вивчення закономірностей перетворення абіогенних геологічних порід на родючий ґрунт (тобто його генезис, походження) традиційно розпочинається з докучаєвського вчення про чинники ґрунтогенезу, взаємодія яких під час ґрунтогенезу формує профіль ґрунту та його властивості, серед яких родючість є найважливішою загальнобіосферною, генетичною та агроекологічною сутністю.

1.2. Чинники та умови ґрунтогенезу

Учення про чинники ґрунтогенезу В.В. Докучаєв не випадково вважав «краєугольним камнем почвоведення как науки». Ґрунт завжди ретельно вивчався задовго до Докучаєва, але у відриві від чинників його формування, що й призвело до неправильних висновків. Так, характерною помилкою німецьких агрогеологів і хіміків була неспроможність відокремити ґрунт, як природно-історичне тіло, від суміші гірських порід. Американські дослідники, навпаки, захоплювались вивченням фізики ґрунтів. Навіть відкриття Докучаєвим ґрунту його сучасники не одразу оцінили належним чином. Здавалося дивним, що такий відомий прагматикам ґрунт можна було розглядати ще якимось інакше. Відкриття у ньому невідомих елементів або властивостей, поза сумнівом, викликало б захоплення. Але ж Докучаєв, оперуючи добре відомими фактами, довів, що ґрунт є раніше не поміченим особливим природним утворенням. Це й було класичним відкриттям, яке спантеличило, оскільки всі сис-

тематизовані Докучаєвим чинники ґрунтогенезу були відомі до нього. Проте раніше їх роль у формуванні ґрунту аналізували окремо, по одному, обов'язково надаючи йому статусу визначального: ґрунт — породження клімату (О.І. Воейков); його створено тваринами (Ч. Дарвін); характер ґрунту повністю визначається впливом породи; або, навпаки, походження ґрунту повністю пов'язано з рослинністю. Саме тому сучасники В.В. Докучаєва сприйняли його вчення як «поліпшений» варіант однієї з відомих гіпотез походження ґрунту — рослинного, геологічного, кліматичного.

Засновник генетичного ґрунтознавства різко заперечив проти цього, образно говорив про утворення ґрунту через посередництво сумісної дії всіх чинників ґрунтотворення відразу: «У вітчизняній і зарубіжній літературі багато дискутували, який з чинників: порода, клімат чи організмами мають найбільше значення при формуванні ґрунтів. Але це надумані, нікчемні здогадки. Якби лікар задався б питанням, що важливіше для людини: вода, повітря чи їжа, то таке питання всім би видалось надуманим — хіба ж не ясно, що без жодного з цих компонентів існувати неможливо, а тому це питання навіть не слід і задавати, не те що вирішувати. І точно так само безплідним є питання про те, який саме ґрунтотворник зіграв найважливішу роль в утворенні ґрунту, оскільки кожен з них однаково важливий» (Докучаєв В.В. Лекції по почвоведенню. Избр. соч. — Т. 3. — С. 347). У подальшому до п'яти чинників ґрунтотворення було додано виробничу діяльність людини, а О.Н. Соколовський поділив усі чинники на природні (порода, біота, клімат, рельєф, час) та соціально-економічні (антропогенез). Усі вони є різнохарактерними. Наприклад, вплив рельєфу та часу за своєю суттю та впливом на ґрунтотворення істотно відрізняється від інших ґрунтотворників, але їх роль у генезисі ґрунтів від цього не зменшується.

Функціональну залежність ґрунту (Γ) від чинників ґрунтогенезу в часі фіксує така (стилізовано нами) математична формула:

$$\Gamma = f(n, b, k, p, a)t,$$

де n — материнська порода; b — біота (рослина + тварина + мікроорганізми); k — клімат (атмосферні явища + вплив вод + біоенергетична дія сонячної радіації); p — рельєф; a — антропогенний чинник; t — чинник часу (швидкість і період ґрунтогенезу).

В.В. Докучаєв не вважав синонімами чинники та умови ґрунтогенезу. Чинники беруть пряму участь у формуванні ґрунту своїм речовинно-енергетичним впливом. Класичну факторну дію мають біота (творює органічну частину ґрунту), материнська порода (з неї ґрунт успадковує мінеральний каркас), деякі компоненти клімату (вода, гази). Умовами є обставини, які визначають перебіг ґрунтоге-

незу в просторі та часі (рельєф, вітер, географічне положення, гравітація).

Функціональна залежність між ґрунтом та ґрунтоутворювачами є надзвичайно складною, що повністю розумів основоположник генетичного ґрунтознавства, покладаючи надії на вирішення цих залежностей у майбутньому (не виключено, що ним є нинішнє інформаційне суспільство).

Материнські породи — це той ґрунтогенний субстрат, на якому і з якого утворюється ґрунт. Вони відіграють дуже важливу роль у формуванні ґрунтів усередині кліматичних зон. Властивості порід сильно впливають на розвиток та розподіл рослинних угруповань. Вони можуть затримати чи, навпаки, посилити вплив клімату впродовж тих тисячоліть, коли формується ґрунт. Породи є деякою подібністю до каркасу (можливо, фундаменту) такого складного тіла, як ґрунт. Проте цей каркас не є інертним скелетом. До його складу входять різні мінерали — активні учасники ґрунтогенезу. Їх поверхня є мінеральною матрицею формованого при цьому ґрунту, яка визначає більшість його властивостей та екологічних функцій (вологемність, вміст і склад обмінних катіонів, взаємодія з водою, структурованість, загалом родючість). Взаємодіючи з гумусом (органічною матрицею), мінерали формують органо-мінеральну матрицю, яка є першоосновою органо-мінеральної органічної (суто ґрунтогенної) матриці і поверхневим шаром глинистих і первинних мінералів (кварц, польові шпати, слюди, гідрослюди, каолінит, смектити), з яких складається переважна маса ґрунту.

Одні мінерали впливають на фізичні властивості ґрунтів (кварц, монтморилоніт, каолінит), інші збагачують ґрунти поживними речовинами (апатит — фосфором, ортоклаз — калієм, гідрослюди — магнієм, калієм, залізом...). Материнське підґрунтя є літогенетичною спадщиною, залишеною на території України та інших держав попередніми геологічними епохами. Породи сильно відрізняються гранулометричним, мінералогічним, хімічним складом, фізичними показниками: морени — кислі, несортовані, хрящуваті; флювіогляціальні та алювіальні відклади — шаруваті, піщані, супіщані, суглинкові; делювій — теж шаруватий, переважно суглинковий, збагачений органічними речовинами; леси — пилювато-суглинкові, карбонатні, багаті на елементи живлення рослин і навіть гумус (ці загадкові породи є найліпшими ґрунтоутворювачами; їх збагаченість кальцієм сприяє утворенню чорноземів під степовими трав'янистими фітоценозами); еолові піски — рухомі, морські породи — засолені тощо.

Часто причиною строкатості, неоднаковості ґрунтів є саме відмінність у складі і стратиграфії порід. Так, серед підзолистих ґрунтів у зоні тайги трапляються рендзини — оригінальні перегнійно-

карбонатні ґрунти, збагачені CaCO_3 . Своїм габітусом вони чітко відрізняються від зональних підзолистих ґрунтів: мають завдяки Ca зернисту структуру, нейтральну реакцію, темні, (добре гумусовані, а отже, багаті на нітроген (азот) та інші елементи живлення рослин), тоді як підзолисті ґрунти безструктурні, кислі, майже безгумусні, збіднені поживними елементами. На засолених материнських породах утворюються галогенні ґрунти (солончаки, солонці), на глинистих — формуються вологоємні холодні ґрунти, а на пісках, навпаки — теплі та сухі ґрунти з псамофітною рослинністю.

Біота відіграє в ґрунтоутворенні виняткову велику роль, яким би значним не був при цьому літогенетичний вплив материнських порід. Ґрунтогенна діяльність зелених продуцентів-фототрофів, тварин-гетеротрофів, мікроорганізмів-редуцентів здійснюється у складі біоценозів, які разом з довкіллям утворюють біогеоценоз (БЦГ, екосистему). Без біоти немає ґрунту, що доведено тепер дослідженнями інших планет. Земля — єдина планета Сонячної системи, де є життя та його продукт — ґрунтовий покрив, її геодерма. Тривалий сумісний вплив біоти і продуктів її життєдіяльності на материнські породи в певних кліматичних умовах якраз і створює ті специфічні якості суто ґрунтового тіла, які відрізняють його від породи. Для цього досить порівняти неродючий граніт з чорноземом — еталоном родючості. Організми в процесі життєдіяльності та біопродукування здійснюють такі ґрунтогенні еколого-біогеохімічні функції:

- синтез органічних речовин та їх розпад;
- вибірку (фізіо-біохімічну) концентрацію та депонування в ґрунті біогенних (C, H, O, N, P, K, Ca, S, Mg, Na, Fe, Mn...) елементів;
- перетворення первинних мінералів на вторинні (ортоклаз на каолін);
- міграцію та акумуляцію речовин в профілі ґрунту і багато інших.

Функції окремих організмів із названих груп є різними. Рослини, як зазначено, є продуцентами, автотрофами, серед них дерева, чагарники, трави ксерофіти, мезофіти, гігрофіти, ацидофіти тощо. Трави в тандемі з лесовими породами породжують чорноземи, дерев'янисті формації на морені — підзолисті ґрунти, болотні гігрофільні фітоценози формують торф'яники тощо. Тварини є споживачами готової продукції, а мікроорганізми — редуцентами.

Клімат, як чинник ґрунтогенезу, давно привернув увагу дослідників, однак лише В.В. Докучаєв остаточно висвітлив його величезний та багатоаспектний вплив на всі сторони ґрунтогенезу, включаючи й інші чинники (рельєф, рослинний та тваринний світ, породи). Сьогодні точно відомо, що ґрунти, сформовані в умовах різних кліматів, сильно відрізняються між собою всіма своїми морфогене-

тичним ознаками, властивостями, екологічними режимами. Простий погляд на дві карти — ґрунтів і кліматів — перекоњує в тому, що клімати певних груп (об'єднаних за сумою середньодобових температур $>10\text{ }^\circ\text{C}$) розташовані на Земній кулі у вигляді широтних поясів. Вони ускладнені по-різному зволоженими областями і є фактично ґрунтово-біотермічними поясами (табл. 1.1):

► субарктика є зоною тундрових (кріоземних) ґрунтів (сума температур до $600\text{ }^\circ\text{C}$);

► бореальний (холодний) пояс має $K3 > 1$ і суму температур $600 - 2000\text{ }^\circ\text{C}$, тут формуються дерново-підзолисті та інші зональні ґрунти;

► в суббореальному (помірному) — при $K3 = 1$ і сумі температур $2000 - 3800\text{ }^\circ\text{C}$ формуються під трав'янистими фітоценозами на лесах чорноземи і опідзолені ґрунти (на лесах, під листяними лісами), а при $K3 < 1$ в сухих степах — темно-каштанові та галогенні ґрунти;

► субтропіки мають суму температур від 3800 до $8000\text{ }^\circ\text{C}$, а тропіки $> 8000\text{ }^\circ\text{C}$ — в цих поясах панує фералітне ґрунтоутворення.

Таблиця 1.1. Атмосферне зволоження зональних типів ґрунтів (за М.А. Глазовською)

| № з/п | Ландшафт | Ґрунт | Опади | | K3 | Водний режим |
|-------|-------------------|-----------------------|--------|--------------|------|----------------------|
| | | | мм/рік | м/2000 років | | |
| 1 | Тундра | Тундровий | 250 | 2,5 | 500 | Застійний |
| 2 | Тайга | Підзолистий | 600 | 2,2 | 1200 | Промивний |
| 3 | Лісостеп | Опідзолений, чорнозем | 550 | 1,2 | 1100 | Періодично промивний |
| 4 | Степ | Чорнозем | 500 | 1,0 | 1000 | Непромивний |
| | | Каштановий | 400 | 0,6 | 800 | |
| 5 | Напівпустеля | Бурий | 250 | 0,3 | 500 | » |
| 6 | Пустеля | Сіро-бурий | 150 | 0,15 | 300 | » |
| 7 | Вологі субтропіки | Червонозем, жовтозем | 2600 | 2,2 | 5200 | Промивний |

Відношення річної кількості опадів, мм, до випаровуваності характеризує коефіцієнт зволоження Г.М. Висоцького ($K3$), який є дуже виразним показником типу водного режиму, а отже, й тих ґрунтів, які при цьому формуються (автоморфні, гідроморфні, напівгідроморфні). Не меншим є вплив на ґрунтоутворення термічного режиму. До того ж забезпечення сільськогосподарських рослин теплом та вологою (див. табл. 1.1) має чи не найбільше агрономічне значення, прямо впливаючи через гідротермічний режим на біологічні та біохімічні процеси в ґрунтах у період їх вегетації.

Рельєф має велике і дуже різноманітне значення для ґрунтогенезу, впливаючи передусім на його темпи (табл. 1.2), які залежать не лише від зовнішніх (видимих) форм земної поверхні, а й від вну-

трішніх (форма та відносне положення в просторі похованих нашарувань порід), що коригують внутрішньо-ґрунтовий та поверхневий стік. Рельєф сприяє перерозподілу тепла та вологи, напрямку вітрів, їхньої сили, характеру освітленості сонцем і, насамкінець, фітоценотичного покриву — різного на різних елементах рельєфу.

Таблиця 1.2. Швидкість денудації на схилах крутизною 10° (за М.А. Глазовською)

| Спосіб використання | Кількість змитого ґрунту | |
|---------------------|--------------------------|----------------------|
| | т/га/рік | 18 см упродовж років |
| Ліс | 4 | 500 000 |
| Трави | 694 | 3225 |
| Сівозміна | 31 987 | 70 |
| Бавовник | 69 395 | 32 |
| Пар | 148 288 | 15 |

У горах рельєф воістину стає вершителем долі ґрунтів (В.В. Докучаєв). Але і на рівнині його вплив на ґрунтоутворення є надто помітним. Наприклад, на схилах процеси змиву постійно переривають ґрунтоутворення, особливо в разі знищення там природних фітоценозів. Різні елементи рельєфу мають і різний мікроклімат. Лише один градус нахилу поверхні нібито переносить арену ґрунтогенезу на 110 км за величиною інсоляції на північ чи на південь залежно від орієнтації (експозиції) схилу. Саме через це на «північних» (прохолодних і вологіших) схилах балок формуються ґрунти, характерні для районів, розташованих за 100 км на північ, і, навпаки, на «південних» (добре прогрітих) схилах — сухі (ксероморфні) ґрунти південного габітусу. У цьому виявляється коригуючий вплив на перерозподіл сонячної енергії та вологи експозиції схилів, тобто їх освітленості (правило випередження). На південних крутих схилах балок інтенсивніше виявляється ерозія, а на північних (більш пологих) — довше затримується навесні сніг, додатково зволожуючи ґрунт і сприяючи кольматажу. Підґрунтові води впливають на ґрунтоутворення також завдяки особливостям рельєфу.

Час (період ґрунтогенезу, вік країни) є не менш феноменальним ґрунтоутворником: ґрунт не виникає миттєво з тим, щоб в подальшому існувати незмінним тривалий час. Якраз навпаки — він є результатом тривалої еволюційно спрямованої взаємодії чинників ґрунтоутворення — в одних регіонах (Африка) вона довша, в інших (Східноєвропейська та інші рівнини) — менша. Ця взаємодія біоти з мінеральним підґрунтям ландшафту не припиняється і сьогодні. Скільки ж часу функціонує зрілий ґрунт? Це питання поки що залишається відкритим. Зміна фітоценотичного покриву (сукцесія тощо) призводить до еколого-еволюційних змін у ґрунтоутворенні,

тобто до його саморозвитку. Зміна ж рельєфу започатковує біогеоморфологічний цикл ґрунтогенної еволюції, а зміна клімату — її біокліматичний цикл. Еволюція ґрунтогенезу та породжених ним ґрунтів з їх родючістю буває як природною, так і антропогенною (природно-антропогенною).

Серед чинників ґрунтогенезу Докучаєв не згадував *гравітаційне поле Землі*, яке тенденційно орієнтує рух усіх складових частин ґрунту, як і інших природних тіл, вниз. Гравітаційний вплив без великої погрішності можна вважати постійним за величиною і напрямом, який найбільше виявляється через рельєф, зумовлюючи передусім перерозподіл інсоляції, літогенних мас, атмосферних опадів. Нахил земної поверхні стає причиною розподілу сили тяжіння на її вертикальну та горизонтальну (паралельну поверхні ґрунту) складові частини. Остання діє на масоперенесення, змушуючи воду з розчиненими та скаламученими в ній речовинами стікати по куту зі швидкістю, заданою його величиною: кількість вологи, яка надходить на випуклі елементи рельєфу, зменшується, а на увігнуті та знижені — збільшується. Коли виявилося, що рослини в космосі не проростають, це стало ще одним аргументом на користь усвідомлення тісного взаємозв'язку земних життєпроявів, а отже, ґрунтогенезу з впливом гравітації (крохмальні зерна, наприклад, опускаються в цитоплазмі згідно із законом гравітації в цілком певному геотропічному напрямку).

Людина своєю *антропотехногенною* діяльністю надзвичайно прискорює формування ґрунтів та їх еволюційний перехід у нові природно-антропогенні утворення. Всі свої матеріальні потреби людина використовує винятково за рахунок природних ресурсів, тобто за рахунок Землі. Для їх експлуатації вона використовує дедалі більш потужнішу техніку, спричиняючи цим істотні зміни в ґрунтовому покриві. Цей негеологічний процес, що за масштабом дорівнює геодинамічним аналогам (В.І. Вернадський), О.Є. Ферсман назвав техногенезом, а створену ним сферу — техносферою, яка суттєво відрізняє людину від інших її родичів по біосфері (тварини пристосовуються, адаптуються до природи, а людина, навпаки, пристосовує природу до своїх потреб, перетворює, трансформує її). Останнім часом антропогенні впливи на ґрунти, фітоценози, загалом ландшафти, біогеоценози стали занадто помітними, специфічними, масштабними. Серед цих впливів є багато окультурювальних прикладів (луки, ґрунти присадибних ділянок), проте найбільш відчутними в антропогенезі є деградаційні, а не окультурювальні впливи. Їх започаткували, мабуть, вирубки лісів. Степові та лісові пожежі (сьогодні горять у заплавах осушені торф'яники), оранка схилів, ненормований випас худоби — все це приклади деградуючого впливу людини на ґрунтогенез, який тим сильніше змінював свій напрям, чим агресивнішим ставав характер господарювання. Розши-

рення рослинницького цеху збільшило площу орних земель на планеті — за всю історію землеробства 1,5 млрд га було перетворено в пустелю. Грандіозність антропогенного пресу на ґрунти ілюструє оранка, яка щороку перевертає на планеті до 1000 км³, що в 10 разів перевищує кількість алювію, який за цей самий час поставляють річки до Світового океану. Настав час не розширювати, а зменшувати посівні площі і за рахунок підвищення родючості ґрунтів збільшувати валові збори рослинницької продукції.

Отже, взаємодія всіх чинників ґрунтогенезу спричинює появу на поверхні земної суші ґрунтового покриву з гранично різноманітними ґрунтами, які у своїй сукупності утворюють особливу, надто тонку (до 1 м), біоенергетично та біогеохімічно дуже активну оболонку, майже плівку, паволоку (Г.Г. Махов). Незважаючи на малу грубизну, вона відіграє таку велику роль у житті планети, що набула статусу ґрунтосфери, яка розмежовує собою мертву та живу природу.

Як же відбувалось утворення ґрунту в природі? У чому суть ґрунтотворного процесу? Які його загальні риси та еколого-біогеохімічні закономірності? Чому так багато ґрунтів у природі? Яке екоінформаційне навантаження вони несуть? Спробуємо в цьому розібратися.

1.3. Біогеохімія, енергетика, інформативність, типи ґрунтогенезу

ґрунт як природно-історичне тіло та важлива підсистема біосфери характеризується надзвичайно високою біогенністю. У ньому постійно концентруються живі організми суші та продукти їх метаболізму. Біота (рослини, тварини, мікроорганізми) є унікальним компонентом ґрунту, провідним чинником ґрунтогенезу, тож не дивно, що ґрунт не міг утворюватися до появи на Землі живих організмів. Це трапилося не пізніше кембрійського періоду палеозою, а вже в силурі (400 – 450 млн років) з появою перших голонасінних рослин зародився і поширився на суші ґрунтогенез.

Таким чином, час існування ґрунтів не перевищує 5 – 10 % геологічної історії земної кулі. І все це завдяки не масі біоти, яка є дуже малою порівняно з мінеральною частиною ґрунту, а тій, воістину колосальній, біогеохімічній роботі, що її здійснюють незчисленні покоління організмів. Виділення провідної ролі біоти у формуванні ґрунтів за умови підкресленої В.В. Докучаєвим рівноправності всіх чинників ґрунтотворення потребує пояснення. Маса живих організмів у ґрунті виявляється не такою вже й малою, якщо взяти до уваги не одне щогорічне, а всі покоління, які жили в ґрунті (або на ґрунті). Наприклад, маса коренів трав у чорноземах степу становить $1,7 \cdot 10^{-3}$ т/м³, а маса мінеральної частини — 1,7 т/м³. Щороку відмирає і знову наростає приблизно 1/3 кореневої системи багаторічних трав, отже, за 1000 років кількість новоутворених і розкладених ре-

човин коренів у 1 м^3 становитиме приблизно 500 – 600 кг, а за 3000 років маса активних коренів зрівняється з мінеральною масою породи, яка при цьому зазнає глибоких перетворень. Головною передумовою безперервності цього процесу є надходження енергії Сонця на поверхню Землі.

Біота ініціює в ландшафтах такі групи процесів:

► біологічний кругообіг елементів (БК) та акумуляцію органічних речовин, у тому числі гумусу, передусім за рахунок зелених рослин-автотрофів;

► руйнування органічних речовин землерийними тваринами, хробаками та іншими представниками ґрунтової макрофауни, яка коригує фізичні, фізико-хімічні, агрохімічні та інші біосферно значущі показники та режими ґрунту;

► глибоке перетворення органічних (частково мінеральних) речовин ґрунту завдяки ферментативній та іншій діяльності мікроорганізмів (і консументів).

Першочергова (провідна, екосистемна) роль вищих рослин у ґрунотворенні визначається тим, що вони становлять основну масу живої речовини суші (маса дерев — 10^{11} – 10^{12} т сухої речовини, а маса трав — у 10 разів менша) і лише в зеленому листі цих хлорофілоносних організмів здійснюється первинна за своєю суттю реакція фотосинтезу. Цю провідну роль фітоценозів у ґрунотворенні важко зрозуміти, якщо не враховувати надзвичайну розмаїтість видів, що входять до їх складу — близько 500 000 видів рослин (вдвоє менше, ніж тварин, яких є понад 1 000 000 видів). На суші планети Земля (149 млн км²) і в Світовому океані (361 млн км²) немає жодної місця, не заселеного біотою — рослинами, тваринами, мікроорганізмами.

Мала концентрація елементів мінерального живлення в ґрунтовому розчині стимулює розростання та значне розгалуження кореневої системи, яка спеціалізованими всмоктувальними муфточками корневих волосків пронизує дедалі нові й нові точки коренедоступного об'єму субстрату — матриці ґрунтогенезу. Відносна нерухомість рослин стала головною причиною специфічного способу їх розселення зародками (спорами, насінням), які перебувають в інактивованому стані доти, поки якась стороння сила не створить для них сприятливих для подальшого розвитку умов.

Рослинний покрив на величезних просторах континентів земної кулі (та акваторії Світового океану) створює потужний зелений екран з лісів, луків, степів, саван, прерій, напівпустель, польових, садових та інших культур фітоценозів. Цей екран є гігантським поглиначем світла і фотосинтетичним реактором. Світло від Сонця до Землі доходить за 8 хв зі швидкістю 300 000 км/с, розсіюючись та відбиваючись майже наполовину від верхніх шарів атмосфери, через що поверхня суші (та морів) отримує не більш як 48 % сонячної енергії (не так вже

й мало), проте рослини використовують з них лише 1–2%. Незважаючи на такий мізерний ККД фотосинтезу, він спричинює продукування колосальної кількості біоорганічної матерії.

Фотосинтез є одним із найдивовижніших біогеохімічних феноменів природи: взаємодія води з вуглекислим газом, космоенергетично підтримана сонячними фотонами, зумовлює сполучення у складі органічної речовини CO_2 та водню і вивільнення з молекули води біогенного кисню, вміст якого в атмосфері практично постійно підтримується на рівні 21% (за об'ємом). Крім фотосинтезу, в природі існує ще одне джерело вільного кисню (дисоціація молекул водяного пару під впливом ультрафіолетових променів), яке зіграло вирішальну роль у стартовій оксигенізації нашої планети в абіогенний період її еволюції. З появою на Землі хлорофілоносних зелених рослин утворився фотосинтетичний «реактор», що взяв на себе еколого-біогеохімічну роль головного оксигенізатора сучасної атмосфери. При цьому використовується лише мізерна частка води, яка надходить у рослину. Загалом вода створює те внутрішнє середовище (гідроматрицю), без якого б не зміг у рослині (а отже, й у ґрунті) здійснитися жоден з біофізичних і біохімічних процесів, серед яких неодмінно першою є біогеохімія фотосинтезу та метаболізму (обміну речовин). Рівень складності тих явищ, які при цьому відбуваються, є надвисоким, але вирішальна роль молекули **води** з її характерним *дипольним* моментом ($\text{H}^+ + \text{OH}^-$), наявністю *водневого* зв'язку, що перетворює воду на своєрідний полімер (H_2O)_n, явную *гідратованість* іона водню ($\text{H}_3\text{O}^+ — \text{гідроксоній}$), унікальними фізичними (розширення при замерзанні, спливання льоду на поверхню...) та іншими властивостями не підлягає жодному сумніву.

Інший учасник причетного до ґрунтогенезу космопланетарного фотосинтетичного процесу — CO_2 — знаходиться в атмосфері, яка оточує рослину (в тому числі й її корені в ґрунті). Його кількість є надто малою — не перевищує 0,0321%. Тим дивовижнішою видається здатність зелених хлорофілоносних рослин створювати саме за рахунок такої малої кількості CO_2 величезні маси органічних речовин — щороку зелений фітопокрив Землі синтезує сотні мільярдів $[4,5 \cdot 10^{11}]_m$ органічної матерії. Вода при цьому окиснюється, стаючи донором водню, який рослини витрачають на відновлення вуглекислоти, а кисень виділяють в атмосферу.

Поряд із *первинним синтезом* органічних речовин із мінеральних елементів та азоту в біосфері здійснюється також їх *розпад* — мінералізація до неорганічних речовин. У живих організмах цей процес здійснюється за допомогою акту дихання, а після загибелі рослин і тварин — завдяки діяльності гетеротрофних організмів-редуцентів (бактерій та грибів), якими населені ґрунти. Процес розпаду органічних речовин складний і багатоступеневий, але він зав-

жди, за винятком штучного горіння, має біохімічну (ферментативну) сутність і у фіналі той самий результат — дві обов'язкові для фотосинтезу речовини — карбон (вуглець) у складі CO_2 і воду, які знову повертаються в навколишнє середовище. З вуглецем і водою повертаються й усі інші біогенні елементи, захоплені вибірково (фізико-біохімічно) рослинами в процесі їх життєдіяльності.

Таким чином, майже всі біогенні речовини здійснюють **циклічні** рухи (перетворення), іншими словами, біологічний і біогеохімічний кругообіги (БІК). Запаси біогенних елементів у ґрунтах великі, але не нескінченні, до того ж не завжди доступні рослинам (важкорозчинні, недоокиснені тощо). І якби не відбувався розпад фотосинтезованого біоорганічного матеріалу, а з ним і повернення в ґрунт (загалом у ландшафті) елементів мінерального та азотного живлення, то запас поживних речовин з плином часу скоро вичерпався б. Отже, БІК, зумовлений сукупною дією автотрофів і гетеротрофів, є еколого-біогеохімічним гарантом стабільного існування біосфери на нашій планеті. БІК неможливо собі уявити без азоту, який входить до складу білків як матеріального носія життя. При розпаді органічних речовин азот повертається в атмосферу у газоподібному стані, у тому числі і у вигляді молекулярного азоту. Повернення N_2 в ґрунт, звідки ним живляться рослини, здійснюється складним шляхом за участю специфічних бактерій-азотофіксаторів.

Забезпечення водопідйомної функції наземних рослин виявилось нелегким для біосфери еколого-еволюційним завданням. Найраціональнішою тут стала водопровідна система з мертвих клітин, вмонтованих серед живих тургоросцентних (водонасичених) клітин. Для цього фітобіоті знадобилась речовина, яка б змогла надати жорсткості целюлозному остову її клітинної оболонки. Таку речовину еволюція біосфери заготовила ще на зорі її зародження, задовго до появи вищих рослин. Нею став лігнін — складна ароматична сполука, яка спочатку виконувала екофункцію детоксикації (знезаражування) всіляких отруйних речовин, передусім фенолів та інших метаболітів. Винятково сприятливе поєднання хімічних і фізичних властивостей вивело лігнін за поширенням на друге місце після целюлози у насінневих рослин, де його кількість становить до 60 % від кількості целюлози.

У житті рослини, як і будь-якого іншого живого організму, серед складної сукупності взаємопов'язаних процесів, найбільш суттєвим, крім безумовно пріоритетних актів фотосинтезу та дихання, є обмін речовин з навколишнім середовищем, до якого належать ґрунтові компоненти ландшафту, а також клімат. Складні взаємодії між кліматом, біотою та іншими компонентами ландшафтів сприяють утворенню *територіальних угруповань (фітоценозів)*, які займають обширні ґрунтово-біокліматичні пояси: тундра (холодна безліса рівнина), хвойні та інші ліси бореального поясу, листопадні ліси помір-

ного поясу, лісостепи, степові ценози, прерії та савани, субтропічні та тропічні ліси, субтропічні та тропічні напівпустелі та пустелі. Жодне з цих угруповань не буває повністю стабільним: різні види змінюють один одного у певній послідовності — *сукцесії*.

Первинна сукцесія завжди розпочинається заселенням голої породи (базальтові, гранітні скелі, піщані дюни, кам'янисті осипи, терикони) мохом і лишайниками, за якими йдуть маловибагливі однорічні трави, потім дво- та багаторічні рослини, чагарники, нарешті — дерева. *Вторинна сукцесія* відбувається на місці штучно знищених фітоценозів (наприклад, остепніння виведених з ріллі сільськогосподарських земель). Людина нерідко перериває хід сукцесії випалюванням рослинності, вирубками лісу, випасами худоби, будівництвом міст. Але ж якщо угруповання розвиваються самі по собі, то рано чи пізно в ньому утворюється більш або менш стабільне *зональне* (клімаксне) угруповання рослин, в якому не відбувається невизначено довго ніяких змін у взаємодії фауни та флори з навколишнім середовищем.

Названі вище **біоми** — тундра, тайга, лісостеп, степ, савана тощо — і є такими *зональними* (клімаксними) кліматичними угрупованнями. Дійти до кінця сукцесії їм все ж заважає едафічний чинник. До складу біому можуть входити одне або кілька природних угруповань (ценозів), кожне з яких має певну упорядковану структуру, в якій один вид рослин домінує, а інші трапляються зрідка. Кожному фітоценозу відповідають певний тип «трофічних зв'язків» (ланцюгів живлення), в яких організми займають кожен свою екологічну нішу («професія організму»), та місцезнаходження (його «адреса»). До фітоценозу може входити лише певна кількість видів тієї чи іншої «спеціальності». Кожен вид використовує угруповання якимось своїм, недоступним для інших організмів, способом. Згідно з принципом конкурентного взаємовиключення, два різних види не можуть займати одну нішу.

Для з'ясування функціональних взаємодій дуже важливими є енергетичні та трофічні аспекти певного фітоценозу в його взаємопоєднанні з неживою природою. Усі вони разом (організми + навколишнє середовище) становлять **БГЦ** — *біогеоценоз* (В.М. Сукачов), або екосистему (Тенслей). Жоден з організмів не може жити поза довкіллям. Цей екологічний постулат означає, що немає ґрунту без рослин. Живі рослини і неживі компоненти ґрунту (загалом, ландшафту) разом здійснюють біологічний кругообіг речовин, перетворення, міграцію та акумуляцію біогенних елементів і їх супутників в екосистемах.

Ґрунтогенез є складним антиентропійним біо-гео-фізико-хімічним процесом екзогенного перетворення на поверхні Землі речовин та енергії, причетним до формування з неродючої породи якісно нового, наділеного родючістю природного тіла — ґрунту.

Ґрунтогенез неможливо уявити без впливу Сонячної (електромагнітної за природою та космічної за походженням) енергії і поза тривалою взаємодією материнської породи з біотою, водою та повітрям. Початок цього процесу синхронізується з моментом зародження життя (точніше, фітобіоти) на Землі. Тобто ґрунтогенез є процесом *постбіологічним*, результатом біогеохімічних процесів перетворення і переміщення під орудою інформації речовин та енергії. Самі біологічні процеси аж ніяк не зумовлені участю в них якогось рідкісного (лише живій протоплазмі властивого) елемента, а зумовлені винятково специфікою взаємодії значно поширених елементів, яка привертає увагу тим, що поза нею ґрунтогенез не ініціюється на жодній з планет, крім Землі.

Проте біологічні процеси, а з ними (та за ними) й ґрунтотворення, розвивалися на тлі геодинамічних процесів з колосальною масштабітністю їх масо- та енергоперенесення та вражаючою тривалістю (від сотень тисяч до 1 млрд років), яка на багато порядків перевищує тривалість ґрунтогенезу (голоценове формування чорноземів, наприклад, триває всього 10 – 1 тис. років). Тому не без підстав вважають, що геодинамічні процеси були попередниками ґрунтотворення, а вже на сучасному етапі супроводжують його, вписуючи в нього денудаційні цикли, аритмію вулканів, землетрусів, мобілізм літосфери, кріогляцігенні та інші явища. Безпосереднім попередником і супутником уже сучасного ґрунтогенезу є процес гіпергенезу (вивітрювання) первинних масивних кристалічних порід та мінералів.

Уявити перебіг цих процесів без участі мікроорганізмів та їх ферментних систем просто неможливо. Це і є той найсуттєвіший момент, яким ініціюється первинний ґрунтогенез з його неодмінною *аккумулятивністю*. Добре відомою особливістю геодинамічних процесів є втрати розчинених речовин з літосфери в гідросферу, названі В.Р. Вільямсом *великим (геологічним) кругообігом речовин*. Поселення живих організмів на абіотичних субстратах практично ознаменувало собою і початок ґрунтотворення, оскільки новостворений біоекран перешкоджав втратам поживних речовин, одразу включивши їх до *малого (біологічного) кругообігу речовин* з уже згаданою унікальною вибірковістю щодо акумуляції суто біофільних елементів та їх обов'язкової локалізації в кореневмісному шарі (ризосфері). Пошук стартерного моменту в ґрунтотворенні спонукає до ретельного вивчення еволюції загальнобіосферних процесів від архею-протерозою через весь фанерозой (палеозой, мезо-кайнозой і найближчий до нас плейстоцен-голоцен).

Акумуляція біофільних елементів виявляється неоднаково в різних ландшафтно-біокліматичних зонах. У тундрі та в субтропічних пустелях за рік створюється до 1 т/га біомаси, в лучних степах — 25 т/га, а в тропічному лісі — до 700 т/га біомаси, яка одразу ж залучається до ґрунтотворення з його неодмінно *зональним* характером.

Вибірковість (фізіо-біохімічна) є також і надзвичайно важливою рисою обов'язково біогенного ґрунтоутворення. Навіть на оліготрофних (оліго — бідне, трофео — живлення) кварцових (SiO_2) пісках рослини спроможні засвоювати потрібні їм для життя N, P, K, Ca, Mg, H (з води), CO_2 (з повітря). Азот теж засвоюється з повітря, але обов'язково за допомогою азотофіксуючих мікроорганізмів. Водорості здатні акумулювати у своєму організмі J у кількості, що в 1000 разів перевищує його вміст у воді. Завдяки цьому рослини небезпідставно вважають біогеохімічними індикаторами, що зайвий раз підкреслює той очевидний факт, що *вибірковість ґрунтогенезу* пов'язана не з фізичними, а з фізіологічними (життєвими) процесами. Масу рослин на 95 – 99 % створюють чотири елементи (C, O, H, N), ці ж елементи на 96 % становлять масу тіла людини (ще 3 % припадає на Ca, P, K, S). Для нормального росту та розвитку рослин необхідно, крім цих, ще 7 елементів: Fe, S, Cu, B, Mo, Zn, Mn, а в золі рослин завжди можна знайти також Si, J, Cl, Na, Co, V (всього 78 елементів зі 108 відомих на сьогодні). Усі ці (особливо перші чотири — органігенні) елементи у великих кількостях трапляються в атмосфері, гідросфері, літосфері та ґрунтосфері (ґрунтовий гумус майже на 100 % складений C, O, H, N). Тобто загадка життя пов'язана не з унікальністю хімічного складу організмів (він є адекватним елементному складу земної кори), а з феноменом біогеохімічного, біоенергетичного зниження ентропії в ландшафтній сфері єдиної з планет Сонячної системи — Землі. Унікальну першооснову всіх життєпроявів становлять зазначені процеси фотосинтезу, живлення, метаболізму, дихання (передусім рослинних організмів). Рослини поставляють у розпорядження ґрунтогенезу первинні органічні речовини, з яких утворюються суто ґрунтові органічні речовини, в тому числі основа родючості — колоїдальний поверхнево активний гумус. Реагуючи з мінеральною (глинною) частиною ґрунту, гумус утворює ґрунтовий вбирний колоїдальний комплекс (ГВК), наділений унікальною здатністю затримувати на своїй колосальній поверхні катіони Ca^{++} , Mg^{++} , K^+ , Na^+ , NH_4^+ і деякі аніони (HPO_4^{--}). Усе це сприяє нарощуванню родючості ґрунтів, бо серед увібраних іонів є поживні елементи, оструктурювачі ґрунту, активатори біокаталітичних реакцій, регулятори лужно-кислотної рівноваги. ГВК стає початковою ланкою трофічного ланцюга «ґрунт-рослина-тварина-людина (біогеохімічна фотографія ґрунту)».

Енергетика ґрунтогенезу пов'язана з накопиченням у ґрунті разом і поряд з біофільними елементами біоенергетичного матеріалу, передусім його головного носія — гумусу (табл. 1.3). Засвоюючи при фотосинтезі 1 г-моль CO_2 , рослина зв'язує 459 кДж космічної енергії сонячних фотонів. На зв'язування 1 г вуглецю (C) витрачається 38 кДж енергії. Якщо в середніх широтах у ґрунт потрапляє

від 1 до 25 т вуглецю, зв'язаного з органічними речовинами, то у ньому акумулюється при цьому $19 \cdot 10^6 - 40 \cdot 10^7$ кДж сонячної енергії. Ґрунти є акумулятором цієї біоенергії, яка фіксується живою речовиною та гумусом, утвореним за її участю і закріпленим в органічно-мінеральних комплексах.

Енергетичний баланс ґрунтогенезу включає такі блоки (В.Р. Волобуєв): 1) витрати енергії на фізичне вивітрювання; 2) екзогенна енергія розпаду мінералів при хімічному вивітрюванні ($2,62$ Дж/см²/рік); 3) енергетична підтримка щорічного біопродукування (від 103 до 8200 Дж/см²/рік, залежно від природних зон), певна частка яких акумулюється в гумусі; 4) витрати енергії на загальне випаровування (від 12 300 Дж/см²/рік — у тундрах до 246 000 Дж/см²/рік і більше — у вологих субтропіках); 5) витрати енергії на механічну міграцію дрібнозему та солей; 6) енергія, яка витрачається на теплообмін у системі ґрунт — атмосфера. Отже, сумарний щорічний енерговнесок у ґрунтоутворення різних природних зон досягає (кДж/см²): тундри і природні пустелі — 8 – 20; гумідні і семиаридні області помірного пояса — 40 – 160; гумідні області тропіків — 246 – 287. Витрати теплової енергії на ґрунтогенез у природних ландшафтах розподіляються в такій пропорції: сумарне випаровування : циклічні біопроееси : незворотні реакції розпаду мінералів = 100 : 1 : 0,1. У культурних агроєкосистемах це співвідношення модифікується залежно від кількості продукрованої в агрофері біомаси та випаровування води.

Таблиця 1.3. Запаси біоенергії в гумусі та фіторечовині, кДж/см² (за В.Р. Волобуєвим)

| Ландшафт | Ґрунт (призма $S = 1 \text{ см}^2$) | Гумус в шарі, см | | Фіто- речовина |
|--------------------------|---|---------------------|---------|-------------------|
| | | 0 – 10 | 0 – 100 | |
| Пустеля | Сірозем | 4920 | 13 940 | 2870 |
| Степ сухий | Каштановий | 11 890 | 35 260 | 6150 |
| Степ | Чорнозем | 29 520 | 94 300 | 10 250 |
| Тайга | Дерново-підзолистий | 15 990 | 22 140 | 58 425 |
| Листяний ліс | Бурий лісовий | 22 140 | 48 380 | — |
| Субтропічний вологий ліс | Червонозем | 19 270 | 39 770 | 292 125 |
| Субтропічний сухий ліс | Коричневий | 26 240 | 62 730 | — |

Енергетичний баланс ґрунтоутворення формується за рахунок енергетичних внесків усіх його учасників, проте його складання є непростим завданням. Так, кожен моль конституційної вологи, яка входить до складу *кристалічних решіток* мінералів і *живої речовини*, привносить 1542 Дж внутрішньої енергії, в середньорічному прирості біомаси широколистяних лісів на 1 га накопичується 54,5 ц вуглецю ($22 \cdot 10^7$ кДж/га), а в лучних степах — 2,5 ц

($10 \cdot 10^6$ кДж/га). Загальний запас енергії, накопичуваної в біомасі суші, визначається в $6,15 \cdot 10^{19}$ кДж, а в гумусовій оболонці Землі — $5,33 \cdot 10^{19}$ кДж (В.Р. Волобуев, В.А. Ковда). Енергія, сконцентрована в гумусі, кількісно значно поступається енергії кристалічних решіток ґрунтових мінералів, але саме вона набуває з часом найбільшого значення для будь-яких життєпроявів на планеті, розвитку ґрунтових процесів і біосфери загалом.

Термодинаміка ґрунтогенезу відрізняється від класичної термодинаміки закритих систем саме відкритістю ґрунту, який безперервно обмінюється речовинами та енергією з іншими екосистемами та компонентами біосфери. Специфіка природного ґрунтоутворення неодмінно є прив'язаною до епізодів локального зниження рівня ентропії, термодинамічно заданого проявами життєвих процесів на планеті Земля.

Циклічність ґрунтогенезу зумовлена подвійним ритмом надходження на земну поверхню променистої енергії Сонця — добовим та річним. Удень здійснюється світлова реакція фотосинтезу, вночі — темнова, навесні оживають рослини, влітку вони активно вегетують, восени відмирають. Узимку (а в південних широтах — під час сухого періоду) ґрунтоутворення загальмовується. Ґрунтогенез є чутливим екорезимним показником, що мобільно реагує на ритмічну періодику функціонування рослинних угруповань, в основу якої покладено вісім (зима, весна, літо, осінь та чотири перехідних між ними) періодів, кооперативно започаткованих космоенергетичною підтримкою Сонця. Легко вдається моніторити весняний (висхідний), літній (максимально біопродуктивний) та осінній (низхідний) періоди, з яких два (весна й осінь) є ключовими для БГЦ: навесні вони ускладнюються, а восени — спрощуються. Початок літнього (найпотужнішого) біопродукування та ініційованого ним ґрунтогенезу (з біосферно значущою родючістю) є реакцією БГЦ на щорічне наростання середньодобових температур. У серпні під впливом температурного (але протилежного за знаком весняному) екстремуму літні ґрунтово-ценотичні структури ландшафтів починають руйнуватися, захоплюючи в низхідний полон деструкції всі ґрунтово-екологічні режими — від водно-повітряного до режимів трофності, галогенезу, типоморфних елементів тощо. Строкатий і, на перший погляд, незрозумілий хімізм ґрунтосфери неповторно відбивається в одному із притаманних конкретним ландшафтам станів (можливо, взагалі біосферно унікальних).

Біогеохімія ґрунтогенезу коригується багаторічною циклічністю сонячної активності, від якої залежить багаторічний хід кількості атмосферних опадів, температури повітря тощо. Наприклад, рівень підґрунтових вод у колодязі В.В. Докучаєва в Кам'яному Степу коливається з амплітудою в 4 м впродовж 11-річного циклу: від 1,5 – 2,0 м в роки високих рівнів до 5 – 6 м — в роки низьких рівнів. При цьому

ґрунт змінює чорноземно-лучний екологічний режим на лучно-чорноземний. Зрозуміло, що при цьому змінюється вологозабезпеченість фітоценозів і весь хід ґрунтоутворення. Інші приклади свідчать про те, що: 1) вологі й теплі періоди активізують синтез і розпад органічних речовин, сприяють розчиненню та вносу з ґрунту рухомих сполук; 2) вологі та холодні періоди послаблюють перебіг усіх біологічних процесів, вносять певні корективи в процеси фізичні та фізико-хімічні, а в цілому гальмують розпад органічних речовин і сприяють їх консервації у вигляді торфу; 3) сухі і теплі періоди посилюють випаровування ґрунтових розчинів, що сприяє засоленню ґрунтів. Динаміка азотних сполук (насамперед NO_3^- та NH_4^+) має особливо яскраво виражену циклічність, прив'язану до циклічності мікробіологічної активності. Чутливими до ритміки ґрунтогенезу є також тварини, які мешкають у ґрунті. При його висиханні або охолодженні вони загальмовуються, а з потеплінням і зволоженням знову підіймаються вгору, перемішуючи цим масу ґрунту та створюючи складну систему ходів, які суттєво впливають на водно-повітряний, сольовий, окисно-відновлювальний та інші режими ґрунтів.

Головні ґрунтоутворники також мають свої **цикли відновлення**. Порооди формуються впродовж десятків, а то й сотень тисяч років. Трави відмирають щороку, а газообмін і водообмін відбуваються всього за кілька годин. При цьому швидкі та багатократно повторювані цикли відновлення *живої речовини* накладаються на повільні цикли поновлення ґрунтоутворних порід. З часом роль материнської літоматриці в ґрунтогенезі зменшується, зате яскравішою стає взаємодія компонентів з більш швидкими циклами відновлення. Викладене є справедливим для ґрунтів, не порушених прискороною ерозією. До того ж циклічність не означає *замкненості*.

Сільськогосподарське використання ґрунтів істотно змінює спрямованість ґрунтоутворного процесу. Людина освоює цілині ґрунти і створює сприятливі умови для посіву, росту, розвитку культурних рослин з метою отримання високих та доброякісних врожаїв. Як правило, при цьому порушується і змінюється динамічна, природна рівновага в ландшафті (геоекосистемі). Це спричинює, у свою чергу, зміну характеру масо- та енергоперенесення в геоекосистемі *ґрунтрослина*, а також зміну режимів ґрунту, його структури тощо. Особливо помітною стає зміна мікрокліматичних умов, передусім у приземному шарі атмосфери, наприклад, при зрошенні, осушенні, інших меліоративних впливах, які різко змінюють температурний та водний режими. Вапнування, гіпсування, піскування, глинування, обробіток та інші прийоми дуже впливають на перебіг процесів ґрунтоутворення. Терасування та вирівнювання полів видозмінюють рельєф, а з ним — і умови ґрунтоутворення.

Для культурних ґрунтів чинник часу набуває нового статусу, оскільки тут домінантним стає не лише вік самого ландшафту, а й

давність освоєння його ґрунтових, ценотичних та інших компонентів. Новоосвоєні (у тому числі рекультивовані) ґрунти істотно відрізняються від раніше розораних, багаторічно зрошуваних, осушених, а сезонні (весна – літо – осінь – зима з переходами між ними) цикли природного ґрунтогенезу переплітаються з циклами, зумовленими обробітком ґрунту, ротацією сівозмін, системами удобрення, хімічною меліорацією тощо.

Взагалі, з моменту освоєння цілини починається *культурний* процес ґрунотворення (О.М. Гринченко, І.Ф. Гаркуша, Ф.І. Левін, В.А. Ковда) — один з найважливіших етапів антропогенно заданої еволюції ґрунтів та їх родючості. Його сутність визначається цілеспрямованим впливом антропогенних технологій на природний ґрунтогенез. Метою людини в такому разі є отримання високого врожаю. Про ґрунт при цьому нерідко забувають. Культурний же процес ґрунотворення завжди передбачає турботу про ґрунт, зростання його родючості, охорону від деградації та забруднення. Суттю саме такого процесу є явища, які зумовлюють утворення глибокого, багатого на гумус, біоактивного, оструктуреного шару ґрунту. Такий шар забезпечує культурну рослину поживними речовинами, водою та іншими чинниками врожаю. Сама культурна рослина поряд з механічним обробітком та удобренням ґрунту стає найактивнішим чинником ґрунтогенезу, його прискорення та коригування.

Яскравий позитивний вплив на ґрунт має сумісне внесення органічних та мінеральних добрив. При цьому різко збільшуються чисельність та біологічна (ферментативна) активність корисної мікрофлори, еколого-біогеохімічний вплив якої на культурне ґрунотворення залишається надто великим. Таким чином, розвиток культурного ґрунтогенезу стає залежним від рівня агротехніки, чергування культур, способів їх вирощування. Там, де землеробство є примітивним, освоєння цілинних ґрунтів супроводиться дегуміфікацією, руйнуванням зернистої структури, гальмуванням мікробіологічної діяльності, деградацією ґрунтів, їх забрудненням, зниженням родючості з фатальними не стільки для біосфери, як для самих людей наслідками.

Сучасні агротехнології передбачають систематичне внесення добрив (органічних і мінеральних), оптимізацію співвідношення орних, лучних, садових, лісових та інших угідь, запровадження ландшафтно-адаптованих сівозмін, сінокосо- та пасовищезмін тощо. Такі біосфероцентричні акції сприяють поліпшенню властивостей ґрунту і створюють у ньому екологічні режими, спрямовані на підвищення родючості ґрунтів, які отримують статус окультурених. У них акумулюються біофільні елементи, загальмовується руйнування органічно-мінеральних речовин, створюються умови для запобігання вимиванню поживних речовин, колоїдів, регулюються (за деяким винятком) найважливіші ґрунтово-екологічні режими, а також реакція

ґрунтового розчину, культивується глибокий орний (а нерідко й під-орний) шар.

Загалом, розвиток ґрунтів під впливом їх сільськогосподарського використання слід розглядати як сучасний етап ґрунтогенезу, а господарську діяльність — як його найвпливовіший чинник. Суто факторний вплив людини стає особливо помітним у тих випадках, коли вона створює нові (штучні) ґрунти — в Голландії на відвойованих у моря територіях, при рекультивації земель на місці видобутку корисних копалин, при зміні природних чинників ґрунтогенез (материнської породи — глинуванням, піскуванням; рослинності — трав'янисті ценози на місці лісу; мезофільні луки замість гігрофільної рослинності боліт; клімату — при осушенні, зрошенні; рельєфу — внаслідок вирівнювання, терасування тощо). Чітким індикатором коригувального впливу на ґрунтогенез антропогенного чинника стає гумусовий режим як еколого-біогеохімічна основа родючості ґрунтів. Навіть за високої культури землеробства розорювання та сільськогосподарське використання найбільш гумусованих чорноземних ґрунтів неодмінно супроводиться збідненням їх органічними речовинами. Оцінити загальнобіосферні тенденції цього суто антропогенного феномена можна лише за умови його тривалого моніторингу сучасними аерокосмічними та комп'ютерними методами, які дають змогу проникнути в суть ґрунтового-екологічної та біогеохімічної неодинаміки окультурюваних ґрунтів.

ґрунтогенез (ґрунтотворний процес) — це біо-гео-фізико-хімічний процес, що відбувається на поверхні земної суші під впливом космічної енергії Сонця та біоенергії живої речовини при взаємодії організмів і біоорганічних продуктів їх розпаду з мінеральними сполуками, водою, газами атмосфери, внаслідок чого формується біокосне ґрундове тіло природи з притаманним йому генетичним профілем, біогеохімією, родючістю, інформативністю.

*Сприйняття ґрунту в контексті докучаєвської парадигми «четвертого царства» природи як функції зазначеної сукупності ґрунтотворників, однозначно закладеної в матриці його еколого-еволюційного розвитку, дає змогу побачити в ньому найсуттєвіший з блоків біосфери, невідворотний наслідок тривалого функціонування *in situ* будь-якої з наземних екосистем, для яких ґрунт є матрицею, необхідним субстратом (трофічним фундаментом родючості біосфери), а для геосистем — покрівлею («of geoderma») з усіма облігатними атрибутами подібних екзогенних покривів.*

1.4. Еколого-біогеохімічні типи ґрунтогенезу

Під впливом природного ґрунтотворного процесу та його антропогенної корекції формуються дуже різноманітні ґрунти, властивос-

ті яких, біофізико-хімічні параметри, ґрунтово-екологічні режими задаються *типом ґрунтоутворення*, передусім: а) підзолистим, б) гумусово-акумулятивним (дерновим), в) болотним, г) солонцювим (галоморфним), д) буроземним, е) глее-елювіальним, ж) латеритним (червоноземним — фералітним), є) кріогенним, які належать до категорії макропроцесів зі статусом еколого-біогеохімічних типів ґрунтогенезу.

Кожен з них розвивається при неповторному поєднанні відомих чинників, які неодмінно змінюються на земній суші в напрямку з півночі (від тундри) до екватора і далі — на південь відповідно до зміни біокліматичних умов, відкоригованих на кожному окремому континенті неповторними літогенетичними варіаціями материнських порід разом з рельєфом та довготною фаціальністю клімату (континентальністю, зволоженістю). Тому планетарно-зональне розташування ґрунтів у реальних ландшафтах неодмінно коригується — меридіонально, регіонально, фаціально, літогенетично (еколого-біогеохімічно). Найчіткіше класично широтно зональність виражена на Східноєвропейській рівнині. Ґрунти тундри, лісової, лісостепової, степової зон, пустелі, напівпустелі, субтропиків і тропиків відрізняються між собою всіма параметрами та екологічними режимами. У тундрі утворилися кріогенні ґрунти з коротким (5 – 10 см) профілем, у лісовій зоні — дерново-підзолисті, підзолисті та бурі лісові ґрунти, у яких темнуватого-сірий верхній горизонт досягає всього 5 – 10 – 15 см; в Лісостепу під лісом — сірі лісові ґрунти, в Степу — чорноземи з грубизною профілю 80 – 100 – 110 см; у субтропіках — коричневі і жовтоземні ґрунти, в тропіках — фералітні ґрунти. Легкорозчинні солі зумовлюють розвиток азональних солончаків і солонців.

Ґрунти також змінюються в горах, де спостерігається чітка поясність: від підніжжя до вершини, відповідно до змін клімату і біоти (передусім рослинності). Усі ці зміни є відповідним наслідком зміни *типу ґрунтогенезу*, заданої означеною зміною рослинного покриву та інших його чинників: під хвойними лісами утворюються підзолисті та бурі лісові ґрунти, під травами — чорноземні, під болотною рослинністю — торф'яні ґрунти.

Під впливом різних типів ґрунтогенезу утворюється значне ґрунтово-екологічне розмаїття типів, підтипів, родів (фацій), видів, різновидностей. Так, під час великомасштабного обстеження ґрунтів України було виділено 534 види, а з урахуванням гранулометричного складу і літогенетичних особливостей материнських порід — 2 – 3 тисячі їх різновидностей та розрядів (не враховуючи *культурних варіантів та екологічних категорій*).

Кожен такий ґрунт характеризується різним рівнем родючості і завжди неповторним профілем, що є екоінформаційно насиченою сукупністю генетично пов'язаних між собою горизонтів,

який відкривається в ямі (ґрунтовому розрізі) завглибшки мінімум 80 – 120 см. Профілі ґрунтів різних регіонів України та інших держав чітко відрізняються між собою своїм габітусом та екоінформаційністю. Наприклад, дерново-підзолисті ґрунти Житомирщини (загалом Полісся) мають профіль, диференційований за гранулометричним, мінералогічним та хімічним складом, фізичним станом, зовнішніми (морфогенетичними) інформаційними ознаками, набутими в процесі їх тривалого формування під лісовими фітоценозами. Забарвлення, наприклад, його верхньої частини (0 – 10 – 15 см) є сірим, глибше (15 – 30 – 40 см) — світло-сірим, а в середній частині — червоно-бурим, на глибині 90 – 100 – 110 см дуже різко змінюється різними кольорами (збродоподібністю), успадкованими від шаруватої породи (флювіогляціальний пісок, супісок, моренний суглинок тощо). Чорноземи Харківщини (загалом Лісостепу і Степу) мають зовсім інший габітус — глибокий темно-сірий (чорний) профіль, який інформує дослідника про його степовий генезис. Переходи між горизонтами в ньому є поступовими, а з 100 – 110 см залягає материнська порода (лес палевого кольору).

Отже, профілі різних ґрунтів відрізняються один від одного своєю унікальністю. Профіль ґрунту — це якісно нове, приповерхнєве, екогенетичне, енергетично та інформаційно насичене формування, породжене екзогенним процесом ґрунтоутворення, яке неодмінно відрізняється родючістю від геологічних порід. Під впливом конкретного типу ґрунтогенезу у кожному конкретному ґрунті формуються специфічні, лише йому притаманні, фізичні, хімічні, фізико-хімічні, біогеологічні властивості. Ґрунтогенез зумовлює властиве лише ґрунтосфері накопичення стабільних поза живим організмом форм органічних речовин у вигляді гумусу, а разом з ним депонування в матриці ґрунтового профілю азоту, фосфору, калію, сірки, інших біогенних елементів і сполук, необхідних для живлення рослин і стабільного функціонування еволюційно обумовлених трофічних ланцюгів біосфери.

Назви генетичних горизонтів, їх індексація, інформативність запроваджені В.В. Докучаєвим, який своєю класичною тріадою (A + B + C) абстрактно узагальнив порядок їх розташування (згори вниз) у будові профілю будь-якого ґрунту поза їх еколого-генетичною суттю, конкретизованою в індексації О.Н. Соколовського.

Кожен з горизонтів ґрунтового профілю позначають початковою літерою або ж сполученням початкових літер тих латинських слів, які вказують на генезу того чи іншого горизонту або його властивості [*H* — від *Humus*, *E* — *Eluvio*, *I* — *Puvio*, *ls* — *lesive*, *Gl* — глей, *P* — *petra* (материнська порода), *D* — підстилаючі породи тощо]. Профілі чорноземів типових цим способом записують так: *H* + *H_p/k* + *HPk* + *Pk*; дерново-підзолистого ґрунту: *HE* + *E* + *I* + *P*; солонцю — *Eh* + *IH* + *PhI* + *Pks*; болотного ґрунту: *HGl* + *HPGl* + *PGl*.

Майже всі ознаки в ґрунтовому профілі виявляються з різною інтенсивністю. У одних випадках вони є основними, а в інших їх фізіономічність стає завуальованою. У такому разі вони позначаються такою ж, але малою літерою. Додаткову для діагностики інформацію надають уламки порід, включення, новоутворення та сліди антропогенної діяльності. Вони мають такі назви та символіку: *k* — карбонати, *S* — легкорозчинні солі (*G* — гіпс); *r* — пунктація та м'які стяжіння; *n* — тверді конкреції; *kn* — карбонатні конкреції; *pf* — псевдофіброві утворення; *r* — ортзанди; *rg* — ортштейни; *q* — уламки твердих безкарбонатних порід; *qk* — уламки твердих карбонатних порід; *f* — вохра, *z* — копроліти, кротовини тощо; *dn* — денудовані (еродовані) горизонти; *dl* — делювіальні горизонти на поверхні ґрунту; *ed* — еолові наноси (дефльовані, навіяні вітром) на поверхні ґрунту; *al* — алювіальні наноси на поверхні ґрунту; *a* — орні горизонти (від лат. *arvum* — рілля); *ag* — рекультивовані (насіпні) горизонти (від лат. *agger* — насип); *pl* — плантажовані горизонти; *mz* — меліоративно набуті ознаки від зрошення; *mo* — меліоративні ознаки від осушення; *aq* — обводнені (*aqua* — вода). Поховані (викопні) ґрунти позначають символом *fs* (*fossil* — поховання), а в разі їх погоризонтного опису відповідні горизонти беруть у квадратні дужки, наприклад [*H*] — гумусовий горизонт фосильного ґрунту. Символи слабо, але явно виражених ознак записують у круглих дужках. Антропогенні горизонти, схожі на природні, позначають тими самими символами, перед якими ставлять символ антропогенного впливу. Так, вторинно осолонцюваний при зрошенні мінералізованими водами горизонт позначають *mzHsI*; оглеений при вторинному заболочуванні за рахунок нераціонального зрошування — *mzHPgl* тощо.

Загалом, **процес ґрунтогенезу** зумовлює формування та розвиток разом з профілем родючості ґрунту та більшості інших його унікальних біосферно значущих екологічних функцій; притаманний лише **ґрунтосфері** термодинамічно стабільний гумус і в його складі азот (альфа і омега всіх життєпроявів на Землі) в літосфері (у тому числі й у материнських породах) не трапляються.



Контрольні запитання і завдання

1. Які Ви знаєте біосферні функції ґрунтів? **2.** Перелічіть чинники ґрунтогенезу та охарактеризуйте кожен з них. **3.** Що таке ґрунтотворний процес? **4.** Опишіть загальну схему ґрунтогенезу, його еколого-біогеохімічних закономірностей та еволюційну спрямованість. Які типи ґрунтогенезу Вам відомі? **5.** Що таке профіль ґрунту? Позначте профілі типових ґрунтів із індексацією генетичних горизонтів за В.В. Докучаєвим та О.Н. Соколовським.

Розділ 2

МІНЕРАЛЬНА ЧАСТИНА ҐРУНТУ

Твердофазні продукти ґрунтогенезу складаються з органічної та мінеральної частин. На частку останньої в більшості ґрунтів припадає близько 85 – 95 % їх маси, внаслідок чого вона становить основу будь-якого ґрунту, визначаючи його найважливіші властивості, передусім збагачення елементами живлення.

2.1. Загальна характеристика

Мінеральна частина твердих фаз ґрунту успадковується з літосфери, точніше від породи, на якій утворився ґрунт. Породи, які виходять на денну поверхню і включаються в ґрунтогенез, називають *ґрунтотворними*, або материнськими. Серед трьох відомих груп геологічних порід — магматичних, метаморфічних, осадових — останні є найбільш поширеними на земній поверхні, утворившись тут внаслідок вивітрювання та денудації магматичних і метаморфічних порід. У ролі ґрунтотворних порід можуть виступати винятково осадові породи, які займають 75 % поверхні Землі і складаються із сланців — 77 %, піщаників — 11,3, вапняків — 5,9, розчинних солей — 5,8 %, у тому числі гіпсу (О.Є. Ферсман).

Осадові породи почали утворюватися на нашій планеті на старті прояву на ній процесів екогенезу, тобто в найбільш ранні геологічні епохи. Вони накопичувалися на дні океанів, морів, озер, лагун, а також на рівнинах, оторочених горами, з яких продукти гіпергенезу зносилися льодовиками, текучими водами, здувалися вітрами. Серед осадових порід виділяють групи морського та континентального походження. Усі вони — пухкі, різнобарвлені, переважно аморфні, хоч багато їхніх мінералів мають кристалічну структуру.

Морські осадові породи (вапняки, глини, пісковики, глинисті сланці, конгломерати тощо) значно поширені на території України та інших держав, але здебільшого вони перекриваються континентальними осадами, а отже, можуть брати участь у ґрунтоутворенні лише за умови, якщо виводяться на поверхню денудаційними процесами. Наприклад, глауконітові пісковики харківського ярусу (палеоген) при вивітрюванні дають матеріал піщано-гравійного гранулометричного складу, збагаченого глауконітом, а отже, калієм, магнієм, залізом (збідненого фосфором та іншими елементами живлення). Крім пісковиків, не менш специфічними породами є вапняки та крейдово-мергельні породи, складені переважно одним лише карбонатом кальцію (іноді з домішкою магнію). На елювії таких порід формуються оригінальні глинисті ґрунти з нейтральною або слаб-

колужною реакцією, сприятливими фізичними властивостями, високою трофністю (поживним багатством), але з несприятливим водним режимом. Це знижує їх родючість, особливо на несприятливих топопозиціях таких ґрунтів на схилах балок, де найчастіше (але не завжди) виходять на поверхню ці породи (у Волинському та Малому Поліссі вони лежать прямо на рівнинній поверхні і в сукупності з підвищеною зволоженістю сприяють формуванню місцевих родючих перегнійно-карбонатних ґрунтів — рендзин). Характерно, що здебільшого морські породи мають домішку легкорозчинних солей (переважно, хлоридів), захоплених під час седиментації, що накладає відповідний галоморфний відбиток на їхні ґрунтотворні властивості.

Континентальні осадові породи не мають у своєму складі таких морських солей, як хлориди, хоч поява солей завжди є можливою в умовах сухого та жаркого клімату. Проте хімізм цих солей значно відрізняється від морських (це переважно сульфати і карбонати натрію, кальцію, значно рідше — хлориди).

За віком розрізняють породи: 1) *давні* (корінні, дочетвертинні) переважно щільні породи; 2) *четвертинні* (молоді) в основному пухкі осадові породи, які ніби ковдрою вкривають рівнини України та інших держав.

Четвертинні породи були сформовані в плейстоцені (четвертинному періоді), а наймолодші з них (наприклад, алювій) формуються і нині (в голоцені). Ці породи є, як правило, розсипчастими (щільність 0,9 – 1,6), пористими, часто — шаруватими. Чим більший вік осадових порід, тим помітнішою стає їх метаморфізованість — щільність зростає до 1,9 – 2,0, зникає пористість, з'являється зцементованість під впливом вторинних вапнякових сполук і гідроксидів феруму (заліза), мангану, силіцію. Морські і континентальні осадові породи розподіляють на підгрупи за способом накопичення:

- *механічні наноси*: грубоуламкові (> 2 – 3 мм): камені, валуни, галечники (рінняки), щебінь, жорства, гравій; піщані (псаміти 2 – 0,05 мм): грубо-, крупно-, середньо-, тонкопіщані; пилуваті (алеврити 0,05 – 0,01 мм); глинисті (пеліти 0,01 – 0,001 мм);
- *хімічні осади*: карбонати, сульфати, фосфати, хлориди тощо;
- *біохемогенні породи*: вапняки, фосфорити, сапропелі, торф тощо.

Особливо сприятливими для ґрунтогенезу є породи змішаного складу, передусім *суглинки*, а серед них оригінальні своєю літогенетичною загадковістю леси та лесоподібні суглинки, що плащем вкривають переважну площу українського Лісостепу та Степу, значну територію Росії, Казахстану, Китаю, США, Аргентини, Уругваю, багатьох інших держав Центральної Азії, Східної та Центральної Європи. Ґрунти на таких породах мають стабільно високу родючість, оптимальні екологічні та агрономічні властивості.

Глини, порівняно з пісками та суглинками, є більш забезпеченими елементами мінерального живлення рослин (P, K, Ca, Mg, мі-

кроелементами), проте їх фізичні властивості дуже часто виявляються вкрай несприятливими, особливо у монтморилонітових глин з їх високою гідрофільністю, безструктурністю, низькою водо- та повітряпроникністю, нерідко токсичністю із-за солей, які сприяють утворенню на таких породах галоморфних ґрунтів.

Окрема група осадових порід представлена акумуляціями (часом багатометровими) органічних речовин рослинного походження у вигляді *торфу*. На ньому формуються торф'яні ґрунти, збагачені нітрогеном і вкрай збіднені калієм, купрумом (міддю) та іншими мікроелементами. У них є немалі запаси фосфору, однак у недоступній для рослин формі (вівіаніт). До цієї самої групи належить вугілля, поширене на значних глибинах в індустріальному Донбасі, у Волинсько-Львівському басейні, в Польщі, Росії та багатьох інших країнах. Після його видобутку на поверхні формуються терикони із сланців. Ця техногенна порода підлягає рекультивациі, як і всі інші вивернуті на поверхню давні породи — зелені палеогенові глини Нікопольського марганцевого басейну, кембрійські залізисті кварцити на місці видобутку залізної руди відкритим способом (КМА — Курська магнітна аномалія у Росії) тощо.

Таким є вплив на ґрунтогенез, а отже, і на ландшафти геологічних порід, передусім осадових, сформованих у пізньому кайнозойі (*пліоцен + плейстоцен + голоцен*) при гіпергенезі, денудації та акумуляції осаdkів на поверхні сучасної суші впродовж останніх кількох мільйонів років. До глибини 16 км в земній корі абсолютно переважають магматичні (95 %) і метаморфічні (4 %) породи, залишаючи для осадових порід усього 1 %. Зате в приповерхневих шарах кількість осадових порід становить 75 %. Потужні верстви цих молодих нашарувань вкривають більшу частину поверхні Землі, лише подекуди залишаючи оголеними незначні частини кристалічного фундаменту з магматичних та метаморфічних порід (УКЩ — Український кристалічний щит, Донбас, Карпати, Крим, Альпи, Кавказ, Урал, Гімалаї, Анди). Масова частка суто ґрунтових горизонтів є надто мізерною — всього декілька тисячних часток відсотка, проте біосферна роль саме цих едафічних утворень є неймовірно великою. Мізерність прямої участі у ґрунтогенезі глибинних (гіпогенних) порід також мало про що свідчить, якщо не враховувати їх первинної ролі у формуванні осадових порід як літогенного каркасу ґрунтосфери.

Осадовий чохол разом з гранітною та базальтовою оболонками із-за їх хімічного складу отримав назву *сіаль* (SiAl), з якою й ототожнюють уявлення про земну кору. Нижче від неї (точніше нижче від поверхні Мохо) розташована підшва земної кори, хімізм якої дав назву *сіма* (SiMg).

Живу речовину біосфери захоплюється значна частина атомів, що формують земну кору та інші геосфери, завдяки чому всі ці ато-

ми набувають характеру безперервного та інтенсивного кругообігу, за рахунок якого повсякчас створюються мільйони найрізноманітніших сполук. Цей процес триває без зупинки щонайменше два мільярди років. Геологічна ефективність кожного окремо взятого організму дуже мізерна, але в сумі за цей неймовірно великий проміжок часу вона виявляється воістину колосальною. Всі процеси перетворення речовин, в яких бере участь жива речовина, В.І. Вернадський назвав *біогеохімічними процесами*. Вони бувають прямими і опосередкованими. Класичним прикладом процесів прямої дії є унікальний синтез живої речовини із косної матерії під впливом енергії сонячного проміння (фотосинтез), а опосередкованих — розпад органічних речовин або процес дихання (з утворенням в обох випадках CO_2 та H_2O).

Організми за свою тривалу впродовж геологічної історії Землі еволюцію адаптувалися до цілком певного хімічного складу її середовища (вод, атмосфери, ландшафтів тощо). При цьому хімічні елементи, які містяться в організмах у великій кількості (К, Na, Ca тощо), виявляються для них не отруйними, тоді як навіть мізерні кількості Ra, Hg, Cd та багатьох інших подібних елементів призводять до загибелі організмів. Для катіонів спостерігається така закономірність: у нижчих валентностях такі елементи, як, наприклад, Co^{++} , є менш отруйними, ніж у разі вищої валентності (Co^{+++}). Для аніонів спостерігається інша залежність: низьковалентні As, S, P та низка інших елементів є більш отруйними, ніж високовалентні. Це пояснюється тим, що H_2S , AsH_3 , PH_3 тощо є менш рухомими, через те, що їх дуже мало в зоні гіпергенезу. Отже, організми «звикли» до SO_4^- , а не до H_2S , до PO_4^{--} , а не до PH_3 тощо. Дуже показовим є посилення отруйності елементів зі збільшенням їх порядкового номера в таблиці Д.І. Менделєєва. Так, бор є не дуже отруйним для тварин, але талій виявляє себе як найсильніша отрута. У другій групі найменш отруйним є Ca (сторож ґрунтової родючості), а отруйним — Cd і дуже отруйним — Hg. Найбільш отруйними в цій групі є елементи першої половини шостого (Hg, Tl, Pb) і сьомого (Ra, Th, U) періодів. З цього правила є винятки: К є найменш отруйним у першій групі (менше, аніж літій), Ca — найменш отруйний серед лужноземельних елементів, а в групі галогенів найменш отруйним є хлор (фтор є дуже небезпечним, хоч і потрібним для організмів). Це пов'язано з найбільшим поширенням цих елементів.

Отже, необхідно глибоко вивчати еколого-біогеохімічні закономірності перетворення масивно-кристалічних гіпогенних (глибинних, первинних, корінних) порід у сприятливу для ґрунтогенезу материнську породу.

2.2. Вивітрювання як передумова та супутник ґрунтогенезу

Породи глибинного походження, що з різних причин опинилися на земній поверхні, неодмінно розпушуються, змінюють свій мінералогічний та хімічний склад, переносяться водою в різних її станах та іншими агентами, осаджуються на суші та на дні водойм. Сукупність процесів і явищ, які відбуваються при цьому з первинними гірськими породами, називають вивітрюванням.

Вивітрювання — це процес зміни фізичного стану та хімічного складу різних (переважно первинних) порід, який завжди є попередником ґрунтоутворення. Мало того, його абіогенні (стерильні) аналогі знайдені сьогодні і на інших планетах Сонячної системи (Марсі, Венері, Місяці), на яких ґрунтоутворення не зафіксовано — мабуть, саме так відбувався екзогенез і на Землі до появи на ній життя. Вік вивітрювання, на відміну від ґрунтогенезу, є надзвичайно великим, що докорінно відрізняє ці два природні процеси, які в сучасних земних умовах далеко не завжди вдається достовірно розділити, настільки тісно вони переплетені один з одним, а в сучасну епоху відбуваються одночасно. Витоки земного вивітрювання слід шукати десь у докембрії, коли стартував осадовий літогенез, а разом з ним і життя (понад 3 млрд років). Первинне абіогенне вивітрювання захопило магматичні та метаморфічні породи, а з виникненням життя якісно змінилося і суттєво прискорилося.

Корою вивітрювання Б.Б. Полинов назвав поверхневу оболонку літосфери, в якій земля, вода, повітря та біота щонайтісніше взаємодіють. Теорія вивітрювання оформилася з появою геохімії — науки про перерозподіл у земній корі хімічних елементів. О.Є. Ферсман запропонував вживати термін «гіпергенез» (*hyper* — наверху; *genesis* — походження), дослідив його природну енергетику, зумовлену універсальними законами термодинаміки, які зумовлюють його необоротність. Причиною цього є необоротні втрати з ари вивітрювання багатьох його продуктів внаслідок її відкритості через випромінювання, теплопередачу, дифузію тощо.

Гіпергенез є одним з провідних геологічних процесів закономірного перерозподілу хімічних елементів, які відбуваються на поверхні нашої планети, де міграція хімічних елементів об'єднує всі форми рухів, розподілу та накопичення продуктів вивітрювання (Б.Б. Полинов). Перші уявлення про суто фізичне руйнування монолітних порід змінилися сьогодні чітким вченням про гранично ускладнений перерозподіл хімічних елементів у зоні гіпергенезу, яка є зовнішньою частиною літосфери, що перетворюється під безпосереднім впливом місцевих ландшафтно-біокліматичних умов. Підкреслимо, що ні ґрунти, ні біота в зв'язку з їх самостійністю як природних утворень, до літосфери безпосередньо не входять. Кора ж вивітрю-

вання не обов'язково буває розсипчастою. Наприклад, у сухих субтропіках трапляються карбонатні види кори, наближені за щільністю до деяких вивержених та метаморфічних порід, а у корі вивітрювання — всі можливі форми перетворення приповерхневої частини літосфери.

Розмежування ґрунту і кори вивітрювання може бути лише умовним: горизонт материнської породи можна розглядати як кору звітрювання (її верх), а нижню межу зони гіпергенезу утворює покрівля першого горизонту підземних вод, які самі вже не входять у зону гіпергенезу (підґрунтові води повністю відносять до її нижньої частини).

Використовуючи терміни «вивітрювання» та «гіпергенез» як синоніми, в них слід вбачати весь комплекс хімічних і фізико-хімічних процесів і явищ, які відбуваються на межі атмосфери і твердої земної оболонки, намагаючись урівноважити їх між собою (при цьому нижні межі цих процесів не можуть бути точно визначеними). Гіпергенез за змістом є більш широким поняттям, ніж вивітрювання.

Обмежуючись винятково континентальними умовами, гіпергенез має складні взаємопереплетіння та співвідношення з ґрунтоутворенням, нижня межа якого є, вочевидь, невизначеною. Це зовсім не означає відкидання об'єктивної реальності ґрунту як самостійного природного тіла і будь-які спроби віднесення ґрунту до кори вивітрювання слід вважати грубою помилкою. Також неправильно включати кору вивітрювання до нижньої частини ґрунтосфери, оскільки феномен взаємопроникнення та поступових переходів є типовим для основних процесів екзогенезу, що відбуваються в приповерхневих ділянках літосфери.

Не менш складною є й проблема впливу живих організмів на процеси вивітрювання. Їх провідна (екосистемна) роль у ґрунтогенезі після робіт В.І. Вернадського, В.Р. Вільямса, Б.Б. Полинова та їх послідовників не потребує особливих коментарів. Добре відомий факт різкого зменшення кількості організмів з глибиною може мати лише один наслідок — мізерність їх безпосередньої участі в процесах гіпергенезу. Цього не можна сказати про опосередкований вплив біоти на навколишнє середовище, в якому мешкають його конкретні представники. Класичним прикладом такого впливу є поява на нашій планеті окиснювальних процесів внаслідок життєдіяльності живих організмів. Більш яскраві ілюстрації еколого-біогеохімічної заданості гіпергенних процесів знайти важко. Вона ж надає можливість для ще одного уточнення поняття про *кору вивітрювання*: нею слід вважати зовнішню (підґрунтову) частину континентальної літосфери, в якій відбувається перерозподіл хімічних елементів у конкретних ландшафтно-геохімічних умовах з еволюційно провідною еколого-біогеохімічною участю живих організмів.

О.Є. Ферсман (1934) розумів, що процеси гіпергенезу є настільки складними та різноманітними, що їх не можна вкласти в якусь одну, навіть еволюційно обґрунтовану схему. Багатоликість і гранична ускладненість його елементарних процесів у підсумку створює розмаїту мозаїку глобального гіпергенезу, який поки ще не підлягає безпосередньому моніторингу в природній обстановці. Цьому перешкоджає повна відсутність таких зовні вражаючих ефектів, як виверження вулканів, глибинний метаморфізм, землетруси тощо. Наслідки більшості елементарних процесів гіпергенезу є настільки мізерними, що візуальному дослідженню практично не підлягають. Крім того, суто хімічне дослідження гіпергенних продуктів поза з'ясуванням їх мінералогічної природи може призвести до серйозних помилок в уявленні про походження та склад кори вивітрювання. Наприклад, карбонат кальцію черепашкового вапняку та сталактиту за однакового хімічного складу має альтернативний генезис. Однією з головних вимог при вивченні кори звітрювання (як і ґрунтів) є обов'язковість їх початкового дослідження у вертикальному розрізі з продовженням вивчення за площиною (фаціально). Вивітрювання як процес перерозподілу хімічних елементів у ландшафті є цілісним, а його поділ на фізичне, хімічне та біологічне — умовним.

Фізичне вивітрювання — це процес зміни фізичного стану первинних гірських порід. Ці монолітні породи поступово розпушуються, перетворюючись на пухкі осадові породи (пісок, суглинки, глини тощо). Фізичне вивітрювання масивно-кристалічних магматичних та метаморфічних порід призводить до втрати притаманної їм масивності та подрібнення без зміни їх хімічного складу. Найяскравіше це виявляється в сухих жарких або дуже холодних пустелях, арктичних тундрах, високогір'ях тощо. У жарких пустелях, наприклад, добові коливання температури досягають 70 °С, а сезонні — 50 °С. Лише один цей чинник сприяє накопиченню в таких ландшафтах оסיного матеріалу, кам'яних уламків, щебеню, жорстви.

Це надає підстави вважати першою і головною причиною фізичного вивітрювання коливання температури (її амплітуду, діапазон). Другою причиною є мінералогічна неоднорідність породи. Полімінеральні породи подрібнюються швидше від мономінеральних. Логічним є запитання: «На якому етапі припиняється суто фізичне подрібнення?» Є всі підстави припускати, що воно вже не зачіпляє частинок < 0,001 мм (мулистих, передколоїдних, колоїдальних), рівномірне прогрівання та охолодження яких не сприяють подальшому фізичному вивітрюванню. Отже, з прогресуючим подрібненням порід та зменшенням при цьому розмірів частинок (до 0,1 – 0,01 – 0,001 мм) фізичне вивітрювання сповільнюється, оскільки на цій межі гранично збільшується загальна та питома поверхня, сприяючи цим різкому зростанню енергії хімічної взаємодії. Збільшення поверхні ілюструється класичним прикладом подрібнення кубика

породи зі зменшенням його ребра в 10, 100, 1000 і більше разів. При цьому збільшуються і загальний периметр частинок, і кількість кутів для тригранного куба. На ребрах полегшується перебіг найважливіших хімічних процесів, що мають безпосередній вплив на ґрунтоутворення.

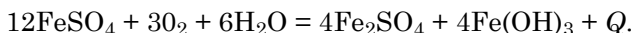
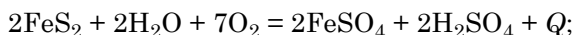
Колосальний вплив на фізичне вивітрювання чинить вода, особливо при заповненні новоутворених тріщин. Дуже показовим є дослід з наповненим водою чавунним ядром, яке при замерзанні води легко розривається, оскільки тиск у ньому досягає 1 т/см^2 . Приєднання води до ангідриту (CaSO_4) перетворює його на гіпс ($\text{CaSO}_4 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$), що супроводиться збільшенням об'єму на 33 %, а отже, зім'яттям порід, виникненням тріщин, пустот тощо. І якщо камені — це загалом ще незмінені гірські породи, то склад гравію вже відрізняється від первинного (поряд з уламками з'являються окремі мінерали). Пісок взагалі є несхожим на первинну породу. Це сильно подрібнені уламки окремих мінералів, серед яких переважає кварц (хоч є піски слюдисті, польвошпатові, змішані тощо). Чим дрібніший пісок, тим більше кварцу він містить (тонкий пісок повністю складається з кварцу). Фракція пилу, а особливо мулу, містить нові (вторинні) мінерали, неосинтезовані вже на стадіях хімічного і біологічного вивітрювання.

Продукти фізичного вивітрювання, навіть якщо вони і зберігають свій мінералогічний склад у незмінному вигляді, все ж набувають якісно нових властивостей: стають пухкими та пористими, а це радикально відрізняє масивну породу від уламкової. Подрібнена порода, яка складається з окремих, роз'єднаних уламків, стає водопроникною (крапельно-зріджена вода під дією сили гравітації набуває можливості вільно стікати вниз). А в породі з частинками менше ніж 0,1 мм, а особливо менше від 0,01 мм з'являється можливість капілярного руху від зволоженої до більш сухої зони, у тому числі й знизу вгору (проти сили земного тяжіння). Без цієї нової, гіпергенно зумовленої, унікальної властивості вторинних порід уявити собі ініціацію в подальшому ґрунтогенезі навряд чи можливо. Дрібні часточки також набувають вологостійкості, ще однієї важливої для ґрунтоутворення властивості, завдяки якій виявляються сили притягування між мінеральними частинками породи та водою. Молекули та іони поверхневого шару мінералів стають внаслідок цього легко доступними для дії водних розчинів, кисню, вуглекислого газу і живих організмів. Велика кількість таких молекул та іонів стає активними учасниками хімічних процесів, які відбуваються в поверхневих шарах. І як би довго граніт не перебував під суто термічним впливом, у ньому ніколи не виникнуть нові гіпергенні мінерали, якщо буде відсутнє водне середовище, найбільш сприятливе для перебігу відповідних реакцій. Саме тому повнота використання по-

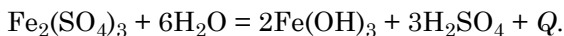
Хімічне вивітрювання повсякчас поставляє індикативні для зони гіпергенезу карбонати Ca, Mg, K, Na, Fe, Cu, через що реакцію *карбонатизації* вважають найхарактернішою для цієї зони (в зоні магматизму вона є термодинамічно забороненою). Оскільки в областях помірного та холодного кліматів розчинність CO₂ різко зростає через зниження температури, то саме там відбувається найбільш інтенсивне вимивання кальцію у формі гідрокарбонату. На земній кулі цей геохімічний процес набуває колосальних масштабів. Зовсім не випадковим є переважання гідрокарбонатно-кальцієвих вод у річках, які у величезних (близько 560 млн т) кількостях постачають його до Світового океану. Все ж у субаридних ландшафтах значна його частина затримується, формуючи там карбонатні кори звітрювання. Окрім них, як видно з наведених реакцій, утворюються також каолін та аморфні форми крем'янки (SiO₂).

Багато гіпогенних мінералів, які входять до складу глибинних порід, містять у своєму складі елементи із змінною валентністю (S, Fe, Mn) у закисній формі: олівін (Fe,Mg)₂SiO₄; авгіт CaSiO₃·MgSiO₃·FeSiO₃, пірит FeS₂ тощо. У зоні гіпергенезу з його окиснювальною обстановкою переважна більшість цих елементів окиснюється, що індикується зміною забарвлення із блакитного та зеленуватого (морські породи палеогену) в жовте, жовтогаряче, вохристе, червоно-буре, фіолетове тощо.

Окиснення є надзвичайно поширеною реакцією зони гіпергенезу. Вода тут завжди є насиченою повітрям, яке містить при цьому до 35 % кисню. Глибина оксигенізації кори вивітрювання сягає сотень метрів, до підґрунтових вод включно, повністю визначаючись пористістю та тріщинуватістю порід. Саме тут розташований відомий пояс аерації, в якому найбільш інтенсивно відбуваються окиснювальні процеси. На прикладі значно поширеного мінералу піриту (FeS₂) легко переконатися, що при окисненні сульфідів, окрім сульфатів (у цьому разі сірчаною кислотою заліза), утворюється ще й сильна мінеральна сульфатна кислота, яка стає потужним чинником хімічного трансформування первинних гірських порід, у подальшому витрачаючись на розчинення карбонатів, силікатів та інших мінералів. Вони при цьому перетворюються на сульфати, і чим вищою стає кислотність розчинів, тим агресивніше вони діють на первинні породи.



Сульфат заліза, як сіль слабкої основи та сильної кислоти, легко гідролізується, утворюючи сульфатну кислоту та лимоніт — кінцевий продукт реакції в зоні окиснення сульфідних мінералів:



Знак + Q означає, що наведені реакції відбуваються з виділенням теплоти, тобто є екзотермічними. Величезна кількість хімічної енергії, яку містять у собі мінерали, звільнюючись при хімічному вивітрюванні, одразу ж витрачається на побудову нових (гіпергенних) мінералів, своєрідних геохімічних акумуляторів енергії.

Відновно-окиснювальні процеси мають оборотний характер і супроводжуються змінами реакції середовища: вона піджується при відновленні, і, як переконують наведені вище приклади, підкислюється при окисненні. Підкислення призводить до *декарбонатизації* та вносу Ca, Fe⁺⁺, Cu, Mn із кори вивітрювання, а лужні розчини, навпаки, виносять з кори вивітрювання сполуки силіцію та алюмінію. Процес десилікації з часом загальмовується, оскільки після вносу основ лужна реакція змінюється на кислу. Залізо в іонній формі здатний переходити в розчин у вигляді або Fe⁺⁺, або Fe⁺⁺⁺, проте для утворення Fe⁺⁺⁺ потрібне дуже кисле середовище, яке рідко трапляється в природі (хіба що в териколах Донбасу із сульфідоносними сланцями). Через це залізо зазвичай акумулюється у вигляді лимоніту. При цьому відбувається приєднання оксигену (кисню) та води до іонів заліза, що супроводиться руйнуванням кристалічних решіток тих мінералів, які містили рекрутований для цього іон Fe⁺⁺ (олівін, біотит тощо). Певна річ, що заміна атомів основ у кристалічних решітках таких мінералів супроводиться їх деформуванням, внаслідок вони руйнуються.

Наведені приклади ілюструють нестабільність гіпогенних мінералів у зоні гіпергенезу, але повністю пояснити цей інтригуючий феномен вони все ж не спроможні, оскільки сам по собі генезис мінералу далеко не завжди визначає його стабільність. Так, осадовий сидерит FeCO₃ і магматичний олівін FeSiO₃·MgSiO₃ (мінерали альтернативного походження) трансформуються в зоні гіпергенезу однаково енергійно. Кальцит (CaCO₃) осадового (вапняк, крейда) і метаморфічного (мармур) походження також поведуть себе при гіпергенезі абсолютно однаково. Припущення про кристалічну решітку як чинник стабільності мінералів у зоні гіпергенезу заслуговує великої уваги. Найбільш стійкими вважають мінерали каркасної будови (зі складною внутрішньою структурою з тривимірних каркасів). Стабільність алюмосилікатів та силікатів послідовно зменшується в такому напрямі: *листові* (слюди), *стрічкові* (амфіболи), *ланцюгові* (піроксени — авгіт), *острівні* (олівін — найменш стійкий проти вивітрювання). Кварц, структурований у суцільні каркаси без катіонів, демонструє приклад мінералу, найбільш стійкого в зоні гіпергенезу (і не лише в ній — у зонах магматизму та метаморфізму також). Якщо дійсно стабільність мінералів залежить від структури мінералів, то закономірності їх гіпергенного перетворення отримують цілком логічне геоенергетичне обґрунтування (О.Є. Ферсман).

Викладене є справедливим для добре дренованих ландшафтних умов (підвищені автоморфні території кори вивітрювання), де підґрунтові води не беруть участі в гіпергенезі, проте гарантованим є вільний доступ кисню. У зниженнях рельєфу процеси гіпергенезу набувають зовсім іншої спрямованості, заданої впливом підґрунтових вод, збагачених на хімічні елементи з автоморфних видів кори вивітрювання, які є парагенетично пов'язаними з гідроморфними ландшафтами. Потужні залізисті утворення (латерити) Південно-Східної Азії репрезентують собою саме такі гідроморфні утворення, супроводжувані акумуляціями карбонатів, хлоридів, сульфатів тощо.

Усі наведені приклади — це практично абіотичні процеси, які можуть відбуватися навіть за стерильних умов, зафіксованих на інших космічних тілах. У земних умовах їх перебіг відбувається з обов'язковою участю живої речовини, яка й надає йому характеру біологічного вивітрювання.

Біологічне вивітрювання — це процес зміни фізичного стану порід і мінералів та їх хімічного складу під дією живих організмів (рослин, тварин, мікробів). На зовні позбавлених прикмет життя скелях завжди можна виявити різні водорості, бактерії та інші організми, які беруть активну участь у вивітрюванні цих первинних порід. Лишайники та мох, поселяючись на поверхні масивного каміння з вивержених порід, виділяють щавлеву кислоту, яка розчиняє первинні мінерали, сильно прискорюючи цим вивітрювання та полегшуючи його перебіг. При цьому стійкі проти хімічного вивітрювання мінерали стають біохімічно активними і починають перетворюватися. У досліді з вирощуванням рослин на піску з добавкою біотиту він перетворювався на глинистий мінерал каолініт. У досліді В.І. Вернадського з цим стійким проти абіотичних чинників мінералом він легко розкладається звичайним слизом, що його виділяють синьо-зелені водорості (з утворенням колоїдної силіцевої кислоти і гідроксидів алюмінію). Прикладом активізації живими організмами фізико-хімічних процесів є процес дихання, який різко підвищує локальну концентрацію CO_2 , а вологоємний мох та лишайники не дають воді випаровуватися з поверхні мінералів, чим сприяють їх гідратації, гідролізу тощо. Найсильнішими агентами біологічного вивітрювання є кислоти, утворені в результаті життєдіяльності організмів (неорганічні HNO_3 , HNO_2 , H_2SO_4 , H_2CO_3 , можливо H_3PO_4 , органічні CH_3COOH , $\text{COOH}-\text{COOH}$ та ін.). Нітрифікуючі бактерії, виділяючи азотну кислоту, сприяють цим перетворенням карбонатів на життєво важливі для рослин нітрати (мінерали порід при цьому розчиняються). Діатомові водорості здатні вилучати з важкорозчинних силікатів та алюмосилікатів SiO_2 . Води, насичуючись органічними та мінеральними кислотами, стають агресивними і, циркулюючи в тріщинах гірських порід, розчиняють їх, прискорюючи цим

перебіг вивітрювання. Рослини щороку захоплюють до 1 т/га біогенних елементів, що також є одним із суттєвих проявів біологічного (біохімічного) вивітрювання. У подальшому захоплені організмами мінеральні речовини повертаються в кору вивітрювання та ґрунт, а більшість з них починають взаємодіяти з мінералами породи. Мікроорганізми та примітивні водорості активно осаджують сполуки заліза, мангану, кальцію, силіцію, фосфору, сірки (сульфуру). Рослини проникають корінням у тріщини порід і, розширюючись у товщину, чинять тиск на їх стінки, тим самим сприяючи спочатку їх подрібнюванню, а потім — хімічним змінам.

Апріорно можна припустити, що кора вивітрювання повинна збагачуватися певними специфічними мінералами, які утворюються при гіпергенезі. Дійсно, до неймовірно ускладненого мінералогічного складу кори вивітрювання входять, поряд із залишками первинних мінералів, численні мінеральні новоутворення гіпсу, карбонатів кальцію, гідроксидів заліза та мангану, легкорозчинних солей, глин тощо. Кори вивітрювання поділяють за:

- віком і характером залягання: сучасні (голоценові), давні (доголоценові), викопні (фосилізовані та наново виведені на поверхню), перевідкладені;

- геохімічним типом: елювіальні (залишкові), транзитні (елювіально-акумулятивні), акумулятивні;

- складом та стадійністю вивітрювання: уламкові, засолені, гіпсоносні, карбонатні з CaCO_3 , доломітизовані, сіалітні насичені та ненасичені, ферсіалітні, феритні (озалізнені), альферитні, фералітні, алітні (бокситові).

Отже, *гіпергенез (вивітрювання)* є дуже складним природним процесом екзогенного перетворення твердих (монолітних) гірських порід на пухкі осадкові. Поділ вивітрювання на фізичне, хімічне, біологічне є умовним, оскільки ці процеси відбуваються паралельно і постійно. Методологічно неправильно говорити про вивітрювання як процес руйнування порід, оскільки при цьому ні на мить не припиняються процеси новоутворення гіпергенних мінералів, спрямованих на формування та розвиток родючості ґрунтів, а загалом — біосфери.

Природна реальність є найскладнішою з будь-яких схем, а тому в ландшафтах трапляються різноманітні змішані кори вивітрювання, у тому числі й виділені за типоморфними (переважаючими) глинистими мінералами (іллітові, монтморилонітові, каолінітові, гіббситові), присутність яких відображує стадійність вторинного (суто гіпергенного) мінералоутворення. При вивітрюванні утворюється осадова порода — елювій.

2.3. Ґрунтотворні породи

Ґрунтотворні породи завжди представлені приповерхневими осадовими четвертинними відкладами, які легко вкладаються в такі літогенетичні ряди:

Гіпергенний ряд (залишкові кори вивітрювання)

Елювій (*e*) — кислих і основних ефузивів та інтрузивів, конгломератів, пісковиків, сланців (лупаків), крейдіано-мергельних порід, вапняків, кварцитів тощо.

Схиловий ряд

а) *гравітаційні відклади (зсуви, сповзання):*

Коловий (*c*) — обвальний (дерупцій), осипний (дисперсій), зсувний (деляпсій), соліфлюкційний (дефлюкцій);

б) *гравітаційно-аквальні відклади (змивання):*

Делювій (*d*) — лесоподібний, гумусований, змішаний, гідроморфний, галоморфний.

Аквальний ряд

Флювіальні відклади

а) *тимчасових руслових потоків:*

Сельовий комплекс порід (*sel*).

Пролувій (*p*) — лесоподібний, гідроморфічний, галоморфний;

б) *постійних руслових потоків:*

Алювій (*a*) — сучасний рівнинний (русловий, заплавний, старичий) і гірський; давній (русловий тощо);

в) *озерні відклади:*

Лімничний комплекс (*l*) — прісноводні, галоморфні.

Торфогенний комплекс (*m*) — торф низинний, верховий, перехідний (евтрофний, алкалітрофний, оліготрофний, мезотрофний): дерев'янистий, трав'яний, моховий тощо.

Сапропель;

г) *фонтанальні відклади:*

Туфи (*ft*) — крем'янисті (гейзерити), вапнякові (травертини);

д) *континентально-морські відклади.*

Комплекс відкладів:

дельтові, лагунно-ліманні, дюнно-берегові, пляжні тощо.

Гляціальний ряд

а) *льодовикові (гляціальні) відклади:*

Морена (*gl*) — основна, крайова, друмлинова, перевідкладена;

б) *водно-льодовикові (аквагляціальні) відклади:*

Льодовиково-річковий (флювіогляціальний) комплекс (*fgl*) — внутрішньольодовикові: камові та озові; передльодовикові (перигляціальні): зандрові піски та покривні суглинки; озерно-льодовикові (лімногляціальні): стрічкові («ленточные») глини та супіски.

Морени морські, айсбергові відклади.

Еоловий (вітровий) ряда) *перфляційні відклади;*Піски еолові (*eol*);б) *суперфляційні відклади:*

Леси еолові, попіл і туфи вулканічні, інгімбріти.

Вулканогенний ряда) *пірокластичні відклади;*б) *хемовулканічні (фонтанальні) відклади:*

Гейзерити, травертини.

Полігенетичний ряда) *відклади проблематичної генези (р):*

Леси і лесоподібні суглинки (алеврити).

Педоліти (*fs*): — викопні пліоцен-плейстоценові ґрунти (чорноземоподібні, гідрогалогенні, органігенні, фералітні тощо);б) *відклади полігенетичні моногранулометричні:*

Глини (пеліти) — первинні (елювіальні) та перевідкладені (морські, лагунні, дельтові, льодовикові, водно-льодовикові, озерні, алювіальні, делювіальні, пролювіальні).

Піски (псаміти) — морські, озерні, річкові, водно-льодовикові, еолові, вулканічні; за складом — мономінеральні (кварцові, глауконітові, слюдисті тощо) та полімінеральні (аркозові — гірські, грауваки — геосинклінальні); за статурою — ортштейнові, ортзандові, псевдофіброві, фосилізовані тощо;

в) *відклади полігенетичні багаточленні:*

Двочленні породи — елюво-делювій; пісок на суглинках у межах 1 м; суглинок на пісках у межах 1 м; суглинок на глибині більше ніж 1 м; суглинок на піску більше від 1 м тощо.

Тричленні породи — елюво-делювій на щепені, підстеленою щільною породою; супісок на пісках, підстелених суглинками в межах 1 м; супісок на глині, яка підстиляється пісками у межах 1 м; суглинок на пісках у межах 1 м.

Багаточленні породи;

г) *відклади суміщеної генези:*

Елювій-делювій, делювій-пролювій, делювій-алювій, пролювій-алювій, соліфлюкційний делювій, еоловий делювій, озерний алювій, аридний комплекс порід.

Техногенний ряда) *перереміщені пліоцен-плейстоценові та більш давні породи:*

Суглинки — лесоподібні, червоно-бурі, засолені тощо.

Глини — червоно-бурі, зелені соленосні, щільні, мергелісті, піщані, чорні піритоносні (сланцюваті).

Пісковики — глауконітові, слюдисті тощо.

Сланці — фосфоритоносні тощо.

Крейдяно-мергелісті та інші сильнокарбонатні породи.

Кварцити — залізисті та ін.

Піски давні — кварцові, олігоміктові, аркозові та інші;

б) *антропогенні субстрати*:

Хвости флотації — вугілля, марганцевих, залізних та інших руд.

Ґрунти днопоглиблень — морські, озерні, річкові тощо.

Будівельні та інші залишки.

Елювій — це продукти вивітрювання, які залишилися на місці свого утворення. Він є родоначальником усіх інших осадових (у тому числі й ґрунтоутворних) порід. Елювій складається з пухких, не шаруватих і не відсортованих відкладів. Його характеризує поступовий перехід до корінних порід. Основу елювію становлять найбільш стійкі мінерали — кварц, ортоклаз, альбіт, мусковіт тощо. Одночасно елювій містить вторинні глинні мінерали. Географічно елювій як ґрунтоутворник належить до гірських та подібних до них регіонів (Гірський Крим, Карпати, Донбас, УКЩ), де виходять на поверхню щільні породи. Нерідко ґрунтоутворником виступає також елювій вапняків, опок, мергелів, глин, глинистих сланців, пісковиків та інших осадових порід дочетвертинного віку, які виходять на поверхню в різних регіонах (переважно на височинах уздовж правобережних крутосхилів річкових долин).

Названі породи завжди несуть у собі відбиток геологічного минулого, передусім пізньокайнозойського (пліоцен-плейстоценового), ґрунтолітогенезу, який у такий спосіб впливає і на перебіг сучасного (голоценового) ґрунтоутворення, вік якого не перевищує 10 – 11 тис. років. Цей вплив легко спостерігати в умовах схиливих ландшафтів, де ерозійно-денудаційними процесами виводяться на поверхню практично всі хроностратиграфічні горизонти — червоно-бурколірні та лесові породи з вичопними ґрунтами та продуктами їх делювіальної переробки в Лісостепу та Степу, морени та флювіогляціальні відклади — в Поліссі, породи тріасу та юри в районі Канівських гляціодислокацій, елювій давніх вапняків — у горах Криму, такий самий елювій пісковиків і лупаків — у Карпатах. До цього причетна геотектоніка України з її великими геоструктурами — Східноєвропейська платформа та Альпійська складчаста область. Платформа — це жорстка, слабо рухома тектонічна структура, утворена на місці докембрійського зіткнення літосферних плит. У своїй нижній частині вона складена давніми офіолітовими кристалічними породами віком від 1,0 до 3,5 млрд років (граніти, гнейси, базальти, кристалічні сланці), перекритими зверху нашаруванням осадових порід різної грубизни (піски, пісковики, вапняки). Геосинклінальна область є територією прояву молодих (мезо-кайнозойських) інтенсивних тектонічних рухів, завдяки яким кристалічний фундамент, на відміну від платформових структур, занурюється в її межах на значну глибину. Тут глибокі прогини чергуються з підняттям земної кори, складеної багатокілометровими (15 – 20 м) товщами осадових порід. Інтенсивні складчасті та розривні порушення їх ці-

лісності свідчать про активну геодинамічну (в тому числі вулканічну) діяльність у цих місцях, спричинену сучасним літосферним ротогенезом.

Геоструктурні особливості території України зумовлені розломно-блоковою тектонікою земної кори. Коливальні рухи розчленували цю територію на окремі блоки, внаслідок чого в земній корі виникли різні за розмірами та напрямком глибокі розломи, які призвели до оформлення саме такої геоструктури. У подальшому відбулися диференціація окремих блоків і формування таких структурно-генетичних ділянок літосфери: на Східноєвропейській платформі — Український кристалічний щит (УКЩ), Волино-Подільська плита, Дніпровсько-Донецька западина (ДДЗ), Донецька складчаста споруда, в Альпійській геосинклінальній області — Карпатська та Кримська складчасті системи і Скіфська платформа. Своєрідною є геоструктура Причорноморської западини, яка наклалася на давню Східноєвропейську і молодшу Скіфську платформи в зоні їх зчленування. За межами України ДДЗ переходить у Воронежський кристалічний масив (ВКМ).

Терасові рівні на лівобережжі річкових долин України в зоні Лісостепу та Степу, а також плакорові вододільні території вкриті суцільним плащем з лесових порід (65 % території України). Лесові породи поділяють на типові (еолові) леси та лесоподібні суглинки, які разом з алювієм (річкові відклади) і делювієм (відклади схилів) входять до складу лесової формації. Згідно з критеріями ґрунтознавства між типовими лесами та лесоподібними суглинками немає істотної відмінності. Лесові породи з їх просадністю вкрай несприятливі для будівельників і гідромеліораторів, але вони є найсприятливішими материнськими породами для ґрунтоутворення, що підтверджують сформовані на лесах чорноземи — найродючіші ґрунти планети. Окрім сприятливої текстури, гранулометрії та мінералогії лесів ґрунтоутворенню сприяє велика кількість кальцію в цих карбонатних породах, як не дивно ненасичених кальцієм у своїй глини́й частині (*парадокс Соколовського*).

Ґрунти, сформовані на лесах за різних біокліматичних умов, відрізняються між собою більш помітно, ніж на пісках, вапняках, крейді, мергелях, елювії вивержених порід, які чинять петрогенний гальмуючий вплив на ґрунтоутворення. Саме на лесових породах започаткувався той спектр яскраво виражених зональних ґрунтів, поширених у межах Східноєвропейської (Русько-Української) рівнини, які послуговували сприятливим об'єктом для створення науки про ґрунти. Водно-фізичні властивості лесів (мікроагрегованість, шпаруватість тощо) успадковуються чорноземами. Для родючості вони мають не менш велике значення, ніж висока трофність і сприятливі фізико-хімічні властивості лесів. Це саме стосується сіроземів, сформованих на лесах у сухих пустельних степах і напівпустелях суб-

тропічного поясу, де довгі сухі періоди перериваються короткочасним зволоженням. Сіроземи майже повністю запозичують у лесів їх забарвлення, шпаруватість, мікроагрегованість, високу карбонатність та інші найважливіші властивості. При формуванні на лесах опідзолених ґрунтів Лісостепу ці породи своєю карбонатністю протидіють проявам підзолистого процесу, через що під листяними лісами в Лісостепу утворюються не дерново-підзолисті, а всього лише опідзолені ґрунти. У разі включення цих ґрунтів до сільськогосподарського використання вони легко набувають ознак чорноземів за так званої *реградації* (якщо умовно вважати попереднє опідзолювання цих ґрунтів їх деградацією).

Алювій належить до порід лесової та червоно-буроколірної формації. Своєю будовою та властивостями він тісно пов'язаний з розвитком річкових долин, заплав і дельт, а отже, є азональним утворенням, накопичуваним у межах заплав разом з формуванням цих найнижчих у долині гіпсометричних рівнів (лучних терас). Заплавні ґрунти на відміну від інших ґрунтів формуються одночасно з материнськими породами, які в заплавах утворюються внаслідок алювіальних процесів. За трофічним багатством та зволоженням ці ґрунти набагато перевищують чорноземи.

Відклади схилів і тимчасових потоків представлені *делювієм* і *пролювієм*. Денудація схилів струмками дощових і талих вод найбільш виражена в умовах рівнинного рельєфу з невисокими схилами, які збирають невелику кількість води, що стікає з рівномірною швидкістю у вигляді тонкої суцільної плівки, або ж густої сітки маленьких струмків. Біля підосви схилу, де швидкість струмків сповільнюється, у каламутній воді починає осаджуватися дрібнозем, як правило, гумусований, зібраний з усієї водозбірної площі. Це і є той делювій (від лат. *deluvio* — змиваю), який вкриває нижню третину схилів та їх підосви своєрідними шлейфами, призводячи до виположування рельєфу, оскільки дрібнозем зі схилів поступово зміщується вниз. На делювії формуються високородючі ґрунти з глибоким гумусованим профілем лучно-чорноземного габітусу. Чи не єдиною його вадою і сформованих на ньому ґрунтів є їх рухомість.

Зазначене характеризує лише рівномірний площинний змив, який може відбуватися на рівних схилах. У реальних балочних ландшафтах на дні балок унаслідок акумуляції активно формуються *конус виносу*: накладається на дно балки, а вершиною заходить у яругу. У класичному вигляді величезні конуси виносу утворюються біля підосви гірських хребтів. Особливо великі за розміром (до кількох десятків кілометрів у поперечнику) конуси виносу (*сухі дельти*) формуються в аридних умовах передгірських пустель, де їх вперше виділив А.П. Павлов під назвою *пролювій*. Зменшені в масштабах гірлові акумуляції конусів виносу, широко представлені на дні балок у Лісостепу України та інших країн, вони фактично є

також *пролювієм*. Закономірності розподілу в ньому механічних елементів нагадують делювіальний шлейф, але склад делювію є значно тоншим. У цілому кількість матеріалу, який пересувається і відкладається делювіальними і талими водами, є величезною, можливо, навіть більшою за кількість алювіальних осадків. За сучасними уявленнями конуси виносу річок і тимчасових потоків сформовано різними типами відкладів, а це багато в чому модифікує ґрунтогенез на таких породах.

2.4. Гранулометричний склад ґрунтів і порід

Твердофазні продукти ґрунтогенезу є полідисперсними, тобто складаються з різних за розміром і формою частинок — піску, пилу, мулу. У деяких специфічних, наприклад, гірських, типах ґрунтів такими частинками можуть бути досить великі уламки порід і первинних мінералів, але в переважній більшості ґрунтів тверді фази репрезентує собою суміш дрібноземистих частинок різного розміру, названих *механічними елементами*. Подібні за розмірами і властивостями елементи об'єднують у *механічні фракції*. У вільному стані механічні елементи перебувають практично лише в пісках, а в більшості ґрунтів вони з'єднані в структурні агрегати, різні за величиною, формою, міцністю. Великі агрегати можна зруйнувати механічним способом або розмочуванням у воді. Але в мікроагрегатах менше від 0,25 мм окремі часточки утримуються досить міцно. Для їх дезагрегації застосовують спеціальну хімічну обробку, яка дає змогу визначити кількість механічних елементів у ґрунті в ході механічного, інакше гранулометричного (гранула — зерно, грудочка, механічний елемент) аналізу.

Докладну класифікацію механічних елементів В.Р. Вільямс (1893 р.) удосконалив (1942 р.) Н.А. Качинський (табл. 2.1).

Таблиця 2.1. Класифікація механічних фракцій ґрунту, мм
(за Н.А. Качинським)

| | | | |
|--|--------------------------------------|--|--|
| Каміння | > 3 (2 – 3) | Пил: крупний (піщаний) середній дрібний | 0,05 – 0,01 0,01 – 0,001 0,001 – 0,005 |
| Гравій | 3 – 1 | Мул (глина + гумус): грубий тонкий | <0,001 0,0005 – 0,001 |
| Пісок: крупний середній дрібний | 1 – 0,5 0,5 – 0,25 0,25 – 0,05 | Колоїди | <0,0001 |

Скелетна частина ґрунту представлена частками більш як 1 мм у діаметрі (частинки менше від 1 мм називають дрібноземом). Гра-

війно-кам'яниста частина, пісок, пил і мул дуже відрізняються між собою мінералогічним складом. Камені складаються з окремих уламків ортоклазу, альбіту, анортиту, слюд та інших первинних мінералів. Зменшення розмірів мінеральних частинок до піщаної та пилуватої розмірності супроводиться збільшенням вмісту в них кварцу. Мул є сумішню глинних мінералів, гідрослюд, лимоніту, піролюзиту, псиломелану, гідроаргіліту, вапна, опалових та інших збагачених біогенними елементами мінералів. Це урізноманітнює хімізм окремих механічних фракцій у тому самому ґрунті.

Дані табл. 2.2 і 2.3 засвідчують, що фракції дрібнозему збагачуються сполуками півтораоксидів ($R_2O_3 = Fe_2O_3 + Al_2O_3$) та інших, передусім біофільних, елементів, які становлять трофічну основу мінерального живлення рослин. Екологічно знаковою тут є та обставина, що в дрібних фракціях ці сполуки перебувають у формі, доступній (більш розчинній тощо) для рослин.

Таблиця 2.2. Хімічний склад окремих механічних фракцій, %

| Фракції | CO ₂ | SiO ₂ | R ₂ O ₃ | CaO | MgO | P ₂ O ₅ |
|--------------|-----------------|------------------|-------------------------------|-------|------|-------------------------------|
| 0,25 – 0,01 | 3,12 | 77,42 | 10,68 | 4,81 | 1,01 | 0,11 |
| 0,01 – 0,005 | 5,29 | 62,21 | 17,34 | 7,65 | 2,03 | 0,23 |
| <0,001 | 10,11 | 38,98 | 24,85 | 14,09 | 5,10 | 0,32 |

Таблиця 2.3. Хімічний склад різних ґрунтів, %

| Ґрунт | C | SiO ₂ | R ₂ O ₃ | MgO | P ₂ O ₅ | K ₂ O |
|--------------------------|------|------------------|-------------------------------|------|-------------------------------|------------------|
| Чорнозем | 4,80 | 63,20 | 17,47 | — | 0,218 | |
| в т.ч. <0,001 | 7,09 | 42,78 | 25,98 | — | 0,404 | |
| Світло-сірий опідзолений | — | 81,67 | 12,08 | 1,22 | 0,16 | 1,85 |
| в т.ч. 0,05 – 0,01 | — | 85,91 | 8,37 | 0,57 | сліди | 1,44 |
| в т.ч. <0,001 | — | 59,86 | 31,37 | 4,03 | 0,44 | 2,36 |

У нормальних (зональних) ґрунтах зазвичай чітко виділяють три фракції: піщану, пилувату, мулувату. Четверта (кам'яниста) фракція присутня лише в ґрунтах, де вміст часточок більших за 2 – 3 мм перевищує 0,5 %. Їх поділяють на слабо- (0,5 – 5,0 %), середньо- (5 – 10 %), сильно кам'янисті (> 10 %, частково 8 %). Залежно від характеру скелету ці ґрунти можуть бути кам'янистими, валунними та галечниковими (рінняковими).

Названі фракції характеризуються не лише різною мінералогією та хімізмом, а й фізико-механічними властивостями.

Гравій та камені характеризуються великою (провальною) водопроникністю, відсутністю капілярного підтягування води і дуже малою вологемністю.

Піщана фракція має значну водопроникність, швидко капілярне підтягування води, хоч і на незначну (до 40 – 50 см) висоту. У воді

фракція піску не набухає, вона не пластична, не липка і не дає усадку (не збігається) при висиханні. Пісок є або текучим (з водою) або сипучим (у сухому стані).

Пилувата фракція має значно більшу, ніж у піску, швидкість капілярного підтягування води і меншу водопроникність. Вона здатна до утворення пливунів з водою, а в сухому стані є твердою та щільною. Пластичність та прилипання дуже слабкі, майже відсутні.

Мул з водою набухає, стає водопроникним, має велику пластичність, капілярну воду підтягує дуже повільно, але на значну висоту. Вологий мул є дуже липким, а сухий — дуже твердим. При висиханні дає велику усадку.

Н.А. Качинський виділив за фізичними показниками всього дві фракції — *фізичної глини* (< 0,01 мм) та *фізичного піску* (> 0,01 мм), які за деякими параметрами мають альтернативні характеристики (табл. 2.4).

Таблиця 2.4. Деякі параметри фізичної глини та фізичного піску

| Показник | Фізична глина (до 0,01 мм) | Фізичний пісок (понад 0,01 мм) |
|---|-------------------------------|-----------------------------------|
| Пористість | Висока (капілярна) | Помірна (некапілярна) |
| Зв'язність сухої | Висока | Низька |
| Зв'язність вологої | Низька | Висока |
| Пластичність | Висока | Низька |
| Усадка | Висока | Слабка |
| Водопроникність | Дуже низька | Дуже висока |
| Вологосемність | Висока | Невисока |
| Водопідйомність | Повільна, висока | Швидка, невисока |
| Вміст SiO ₂ , % | До 40 | Понад 90 |
| Вміст R ₂ O ₃ , % | До 40 | До 10 |
| Мінерали | Вторинні | Первинні, кварц |
| Трофність | Висока | Низька |
| Фітоіндикація | Аргілофіти | Псамофіти |
| Терміка | Холодні | Теплі |
| Обробіток | Важкий | Легкий |

Вміст механічних елементів у ґрунтах у відсотках називають гранулометричним складом. Значного поширення у вітчизняному ґрунтознавстві набула класифікація Н.А. Качинського, в основу якої було покладено вміст та співвідношення фізичного піску і фізичної глини з урахуванням типу ґрунтоутворення (степового — дернового — чорноземного, підзолистого, фералітного, солонцьового). При суцільному обстеженні ґрунтів України в період 1957 – 1961 рр. використовувалася класифікація М.М. Годліна (табл. 2.5).

Таблиця 2.5. Класифікація за гранулометричним складом ґрунтів різної генези, % фізичної глини*

| Різновид ґрунту | Степовий, фералітний | Підзолистий | Солонцювий | Мул, % | Обробіток | Фітоіндикатори |
|----------------------|----------------------|-------------|------------|---------|-----------|----------------|
| Піщаний** | 0 – 10 | 0 – 10 | 0 – 10 | <5 | Легкий | Псамофіти |
| Супіщаний | 10 – 20 | 10 – 20 | 10 – 15 | 5 – 10 | | |
| Легко суглинковий | 20 – 30 | 20 – 30 | 15 – 20 | 11 – 19 | – | – |
| Середньо суглинковий | 30 – 45 | 30 – 40 | 20 – 30 | 20 – 27 | | |
| Важко суглинковий | 45 – 60 | 40 – 50 | 30 – 40 | 28 – 35 | Важкий | Аргілофіти |
| Легко глинистий | 60 – 75 | 50 – 65 | 40 – 50 | 36 – 45 | | |
| Середньо глинистий | 75 – 85 | 65 – 80 | 50 – 65 | 46 – 55 | | |
| Важко глинистий | >85 | >80 | >65 | >55 | | |

* Вміст фізичного піску = (100 % — % фізичної глини); фізична глина — за Н.А. Качинським, мул — за М.М. Годліним.

** 0 – 5% — пухко-піщаний, 5 – 10 — зв'язно-піщаний.

Коротку назву різновидності ґрунту за гранулометричним складом подано за вмістом фізичного піску (ФП) та глини (ФГ) (їх сума завжди дорівнює 100%). Крім того, в назві можна відображати наявність двох найбільш вагомих фракцій. Наприклад, завдяки аналізу виявлено, що гранулометричний склад верхнього (0 – 10 см) гумусового шару чорнозему типового (повна назва: чорнозему типового важкосуглинкового крупнопилувато-мулуватого) може бути представлений фракціями, поданими нижче.

| | | | | | |
|----|-------|--------------------|---------------|-------|--------|
| ФП | Пісок | Середній + крупний | >0,25 | 3,40 | 43,19 |
| | | Дрібний | 0,25 – 0,05 | 5,77 | |
| | Пил | Піщаний (крупний) | 0,05 – 0,01 | 34,02 | |
| ФГ | Пил | Середній | 0,01 – 0,005 | 6,83 | 56,81 |
| | | Дрібний | 0,005 – 0,001 | 14,07 | |
| | Мул | | <0,001 | 37,9 | |
| Σ | | | | | 100,00 |

Класифікація Н.А. Качинського є суто генетичною. У ній враховано здатність глинистої фракції до агрегування при підвищенні гумусованості і великій кількості коагуляторів (Са — в чорноземах, Fe — у червоноземах), а також її легку пептизованість Na (у солонцюватих ґрунтах). Саме через це за однакового (скажімо, 59 %) вмісту фізичної глини в підзолистих, чорноземних та солонцюватих ґрунтах за гранулометричним складом їх ранжирують по-різному: чорнозем важкосуглинковий, підзолистий легкоглинистий, солонець середньоглинистий. Тобто ґрунти стають важчими за однакового вмісту фізичної глини з насиченням їх H^+ у підзолистих ґрунтах і Na^+ у солонцюватих.

Ця обставина пояснює той факт, що ґрунти стають важчими значно швидше саме при осолонцюванні. Наприклад, при 16% фізичної глини чорноземи і підзолисті ґрунти є ще сушіцаними, а солонці — вже легкосуглинковими (крок переходу до наступної градації зменшується спочатку з 10 до 5 %, далі з 15 до 10 % і вирівнюється з іншими генетичними типами ґрунтоутворення лише на рівні середньоглинистого гранулометричного складу, що дорівнює за кроком середньосуглинковій градації чорноземного типу). Ці порівняння свідчать однозначно про те, що агрономічні якості чорноземів залишаються значно кращими, ніж у солонців, підзолів та ін. за досить значного вмісту фізичної глини, бо їх зерниста (завдяки Са) структура створює імітацію полегшення гранулометричного складу. Це означає, що агрономи мають враховувати фізико-механічні властивості (прилипання тощо), а отже, гранулометричний склад ґрунтів.

Гранулометричний склад ґрунтів накладає певний відбиток на перебіг ґрунтоутворних процесів, а також має чітко визначене екологічне та певне (нерідко вирішальне) сільськогосподарське, передусім агрономічне, значення, оскільки в тих самих природних умовах, але за різного стартового гранулометричного складу материнської породи формуються ґрунти з різними властивостями.

Кам'янисті ґрунти гірських та передгірних районів Карпат, Криму, Донбасу, УКЩ, Російського нечорнозем'я, на Кавказі, Уралі важко обробляються, на них сильно зношуються сільськогосподарські знаряддя, а тому тут є сенс збирати каміння, використовуючи його під час будівельних та інших господарських, у тому числі екодизайнових робіт.

Гравійні ґрунти є легкими в обробітку, хоча загалом їх властивості несприятливі для землеробства, однак, в інших галузях народного господарства перспектив для використання є немало (заслугує на увагу природоохоронний, рекреаційний, фітомеліоративний та інші аспекти землекористування).

Піщані та суніцані ґрунти придатні для великого кола сільськогосподарських, лісових, плодкових, лікарських, квіткових та інших рослин-псамофітів, вирощуванню яких не заважає їх природна безструктурність, а легкість обробітку та доступність для рослин навіть малих запасів вологи робить ці ґрунти привабливими для освоєння, на перешкоді якому завжди постає їх крайня трофічна збідненість, малогумусність (гумус інтенсивно мінералізується в умовах сильного аеробіозису таких ґрунтів), податливість дефляції (розвіювання вітром). Вони швидко прогріваються, що дуже цінується на Півночі (в лісотундрі їх вважають найліпшими ґрунтами), але вони швидко втрачають вологу через сильну водопроникність. У жарких пустелях та напівпустелях у пісках створюється сприятливий режим зволоження за рахунок нічної конденсації водяних парів з повітря, у зв'язку з чим для рослин у таких екологічних умовах вони є кращими, ніж глинисті ґрунти.

Пилуваті ґрунти мають дещо вищу трофність і кращі фізико-хімічні показники, проте їх дефляційна податливість, схильність до замулювання, утворення кірки, ущільнення та зменшена доступність води для рослин є досить серйозними агроекологічними вадами.

Найбільшу роль у формуванні родючості ґрунтів відіграє фракція мулу, на яку збагачені ґрунти від середньосуглинкових до важкоглинистих. Мул з його високою вбирною здатністю містить багато поживних речовин для рослин. Саме до складу мулу входять колоїди — «жива плоть ґрунту» (О.Н. Соколовський). Вони дійсно мають унікальний екологічний вплив на ґрунтоутворення, передусім своєю участю у формуванні структури — оструктурені ґрунти навіть за високого вмісту мулу мають сприятливі фізико-механічні, водноповітряні, мікробіологічні властивості на відміну від дезагрегованого, розпиленого ґрунту, у якого ці властивості вкрай несприятливі.

Важкосуглинкові та глинисті ґрунти збагачені на поживні речовини і завжди є більш гумусованими, саме на них формуються зональні фітоценози і ґрунти; вони мають високу вологемність, значну зв'язність, але для води є слабкопроникними, їх безструктурні варіанти схильні до запливання та утворення агрономічно шкідливої кірки; легко ущільнюються, налипають на сільськогосподарські знаряддя, не пропускають повітря до коренів, є холодними (вони перезволожені, а на випаровування витрачається багато тепла) — все це зводить нанівець високу трофність (поживне багатство) цих ґрунтів, обробіток яких настільки затратний, що їх називають *важкими ґрунтами*. У цілому вони є такими ж незручними для сільськогосподарського використання, як і легкі, трофічно збіднені, піщані ґрунти. Проте це зовсім не стосується глинистих та важкосуглиннистих ґрунтів з агрономічно цінною грудкувато-зернистою структурою, класичним прикладом яких є чорноземи Лісостепу та Степу в їх цілих варіантах.

Із *безструктурних ґрунтів*, мабуть, лише *середньосуглинкові* наділені сприятливими агроекологічними властивостями, а в забезпеченому вологою Поліссі — навіть *легкосуглинкові*.

Глинисті ґрунти оцінюють неоднаково в різних ґрунтово-біокліматичних поясах і зонах. На півночі Російської Федерації та Західної Європи їх вважають малопродатними для сільськогосподарських культур, незважаючи на значно менший вміст у них фізичної глини порівняно з чорноземами.

Дещо несподіваним є вплив гранулометричного складу на агрофізичні властивості збагачених на залізо червоноземів, наприклад Західної Грузії (вологі субтропіки): ці ґрунти, незважаючи на високий вміст у них мулу, не налипають на знаряддя обробітку, є непластичними, легко обробляються, мають високу пористість, а отже, є настільки добре проникними для води та повітря, що часом страж-

дають від дефіциту води, незважаючи на величезну кількість опадів тут (1000 – 2500 мм/рік). Пояснюється це тим, що колоїдні гідроксиди заліза при коагуляції утворюють міцні згустки «псевдопіску», який на відміну від справжніх піщинок, є пористим і містить або воду, або повітря.

Гранулометричний склад є стабільною ознакою ґрунту, успадкованою від материнської породи. Ґрунтогенез може призвести до певного перерозподілу по профілю, наприклад, мулу (у підзолистих, солонцюватих, лесивованих ґрунтах), а тепер людина здатна і докорінно змінювати гранулометрію ґрунту. Це зробило можливим докорінне поліпшення безструктурних піщаних ґрунтів глинуванням, а глинистих, навпаки, піскуванням. У заплавах річок Кура й Ріоні в Грузії було створено штучні *кольматаційні ґрунти* акумуляцією та нарощуванням у них мулу під час повеней. Такі самі можливості існують у Карпатах. Поінформованість щодо гранулометричного складу ґрунто-підґрунта є обов'язковою передумовою оптимального добору сільськогосподарських культур для різних ґрунтів в екологізованих моделях землекористування.

Контрольні запитання і завдання



1. Охарактеризуйте в загальних рисах мінеральну частину ґрунту.
2. Що Вам відомо про літогенне підґрунтя ландшафту? 3. Опишіть вплив на ґрунтоутворення магматичних, метаморфічних, осадових порід.
4. Які породи відіграють найбільшу роль у формуванні ґрунтів? 5. Охарактеризуйте головні елементи — будівельники літосфери і ґрунту.
6. Що є спільного в хімічному складі косної, живої і біокосної речовини та чим вони відрізняються? Як це впливає на ґрунтогенез? 7. Чому вивітрювання вважають передумовою ґрунтогенезу? 8. Чи відбувається нині гіпергенез? 9. Що таке гіпергенез (вивітрювання)? 10. Опишіть термодинаміку та фізико-хімію гіпергенних процесів.
11. Які Ви знаєте види вивітрювання? Опишіть їх закономірності.
12. Що таке кора вивітрювання та як вона класифікується?
13. Охарактеризуйте еловий як родоначальника всіх материнських порід.
14. Які генетичні ряди ґрунтоутворних порід Ви знаєте? 15. Охарактеризуйте леси, аловий, делювій, пролювій, морену, торф у ролі ґрунтоутворних порід.
16. Наведіть приклади впливу на ґрунтоутворення геоструктури.
17. Чим відрізняються між собою механічні елементи та їх групи? 18. Які особливості класифікації ґрунтів за гранулометричним складом у різних авторів? 19. Як впливає на ґрунтогенез гранулометричний склад материнських порід? 20. Як впливає гранулометричний склад ґрунтів на їхні агрономічні властивості?

Розділ 3

ОРГАНІЧНА ЧАСТИНА ҐРУНТУ

Серед розмаїття природних сполук найважливішими для ґрунтоутворення є органічні (вуглецевмісні, горючі) речовини. Незважаючи на незначний вміст (0,5 – 14,0 %) у ґрунтах, за винятком торфових, саме вони, а серед них — гумус, зумовлюють конкретні прояви ґрунтогенезу (типи ґрунтів), розвиток родючості, біогеохімічний кругообіг речовин на Землі, відіграють енергоакумулювальну, біосферостабілізувальну роль. Гумусова плівка мінімальної grubизни є **гумосферою** — специфічною біоенергетичною оболонкою планети колосальної екологічної значущості. Органічні речовини активно впливають на формування профілю ґрунту, зумовлюють вбирну здатність, буферність, створюють сприятливі для біоти воднофізичні, фізико-хімічні властивості, ґрунтово-екологічні режими, чистоту ландшафтів і біосфери в цілому.

Органічна частина ґрунту складається з дуже багатьох складних вуглецевих сполук, набір яких завжди є наперед зумовленим фіто-, зоо- та мікробними рештками, що постійно надходять до ґрунту і відразу ж починають трансформуватися в його профілі у повній відповідності до законів біогеохімії та термодинаміки. Тут трапляються всі відомі біологічній хімії фітогенні та мікробні речовини, ускладнені їх взаємодіями — а це багатотисячний набір речовин, усереднений час існування яких у ґрунтах різних ландшафтно-біокліматичних поясів варіює від кількох годин до сотень і тисяч років. Органічні сполуки утворюють у ґрунтовому профілі унікальну екосистему, яку чітко поділяють на «мертвий фон» і «едафон». Перший представлений переважно фітогенними рештками та гумусовими речовинами, а другий (близько 2 – 15 % загального вмісту органічних речовин) — складається з живих коренів, мікроорганізмів та ґрунтової фауни (*біофаза ґрунту*).

Сільськогосподарське використання ґрунтів ініціює зменшення в них вмісту гумусу, особливо в разі екстенсивного господарювання (хоч інтенсивні системи теж не є винятком). Прикладів поліпшення гумусового режиму розораних ґрунтів є обмаль, хоча зональні моделі гумусозберігаючого землеробства розроблені. На запровадження екологізованих гумусозберігаючих систем землеробства якраз і спрямована еколого-генетична інформація про органічну частину ґрунту — основу його родючості і стабільного функціонування.

3.1. Загальна характеристика

Поняття *органічна частина ґрунту* є широким узагальненням, що об'єднує всі органічні речовини ґрунтового профілю, згруповані таким чином:

1. *Свіжі (ще не розкладені) біогенні рештки* зі збереженою анатомічною будовою (корені, листя, стебла, гілки, тваринні рештки). Вони щороку потрапляють у цілинні ґрунти — після відмирання кореневих та надземних систем, а в освоювані — при заорюванні пожнивних решток, гною тощо. Там вони починають мінералізуватися до найпростіших продуктів, а певна їх кількість перетворюється на цілком стабільні гумусові речовини (табл. 3.1).

Вміст гумусу в різних типах ґрунтів не корелює з кількістю корневих решток. На утворення гумусу витрачається, за М.М. Коновою, не більше від 2 – 3 % фіторешток, а 97 – 98 % їх маси мінералізуються за участю мікробів до CO₂, H₂O, NH₃, солей. На думку В.І. Канівця, Г.Я. Чесняка, наведені дані відповідають зеленокусінім решткам злаків; для багаторічних бобових та люпинового сидерату вони становлять 5 – 7 %; соломи злакових і бобових — 11 – 17; соломистого гною — 20 %. Загалом, кількість утворюваного в різних ґрунтах гумусу неможливо навіть приблизно передбачити за масою відмираючої біоти.

Таблиця 3.1. Запаси коріння та гумусу в різних ґрунтах у шарі 0 – 25 см, т/га

| Ґрунт, місце розташування | Угіддя | Коріння | Гумус |
|---------------------------------------|-------------------|---------|-------|
| Дерново-підзолистий, Ярославська обл. | Луки суходільні | 18,3 | 82,3 |
| Лугово-чорноземний, Воронежська обл. | Некошений переліг | 16,1 | 193,8 |
| Темно-каштановий, Саратовська обл. | Переліг | 10,0 | 120,9 |
| Сірозем світлий, Казахстан | Цілина | 21,3 | 42,5 |

2. *Продукти розпаду біогенних решток* представлені неспецифічними низько- та високомолекулярними органічними речовинами, які є самостійними класами сполук: вуглеводи (целюлоза, крохмаль, сахароза); протеїни (білки, у тому числі ферменти) та інші азотисті сполуки; ліпіди (жири, воски, смоли); ароматичні сполуки, зокрема лігнін; таніни (дубильні речовини) тощо. Сюди ж віднесено мікробні рештки та продукти їх автолізу (від грец. *autos* — само- і *lysis* — розпад: саморозчинення клітин і тканин під дією їх власних гідролітичних ферментів, як правило, після відмирання організму), хоча нерідко ці продукти виділяють в окремий блок. Із вуглеводів тут переважає хімічно стійка клітковина (целюлоза), яка не розчиняється у воді, спирті та в ефірі, не гідролізується під дією розведених

кислот і лугів, проте в ґрунтах легко зазнає мікробного розпаду. Наближена до неї геміцелюлоза легко розчиняється в лугах і швидко гідролізується. Клітинні стінки відмерлих рослин містять лігнін з більшим, ніж у целюлози, вмістом вуглецю. До складу протоплазми і ядра рослинних клітин, тіл мікробів та відмерлих тварин входять білкові азотисті речовини (протеїни), які містять також P, S, Fe. Переважна більшість білкових сполук у ґрунті біохімічно гідролізується з утворенням амінокислот, які утворюють з ґрунтовими основами солі, продовжуючи перетворюватися — до мінералізації додається синтезування з проміжних продуктів розпаду та мікробних метаболітів (у тому числі й ферментів) нових, специфічних (суто ґрунтових) продуктів — гумусових речовин.

3. *Детрит* — це напіврозкладені (частково або повністю деформовані) фітогенні рештки, представлені найдрібнішими ворсинками рослинних тканин, які неможливо відділити від маси ґрунту при визначенні вмісту гумусу хромовокислим методом Тюріна. Детрит (від лат. *detritus* — труха) є найбільш стійкою проти мікробних атак клітковиною та подібних до неї органічних сполук. Її ворсинки адсорбують СГР (суто гумусові речовини), сприяючи об'єднанню органічно-мінеральних мікроагрегатів у макроагрегати, агрономічно цінну структуру. Зміну вмісту СГР та детриту в складі гумусового фонду ґрунтів при їх сільськогосподарському використанні відстежують методами Тюріна та Шпрингера. Найбільш збагаченим детритом (до 40% від загального вмісту гумусу) є гумус цілинних чорноземів (табл. 3.2), але при їх сільськогосподарському використанні його вміст різко зменшується (у 3,8 – 7,7 раза), проте в удобрюваних чорноземах детритогенез явно не пригнічується.

Таблиця 3.2. Вміст гумусу, суто гумусових речовин (СГР) і детриту у верхньому (0 – 20 см) шарі чорноземів, % (за М.І. Лактіоновим)

| Показник | Кам'яний степ | | | Миронівський стаціонар, рілля | | | |
|-----------------|---------------|------------------|----------------|-------------------------------|------------|-----------|------------------|
| | цілина | сівозміни | | системи удобрення | | | |
| | | між лісо-смугами | відкритий степ | конт-роль | мінеральна | органічна | органомінеральна |
| Загальний гумус | 10,97 | 7,56 | 6,01 | 3,23 | 3,55 | 3,93 | 4,19 |
| СГР | 7,12 | 6,55 | 5,51 | 3,11 | 2,73 | 2,78 | 2,68 |
| Детрит | 3,85 | 1,10 | 0,50 | 0,12 | 0,82 | 1,15 | 1,51 |

Органічна частина цілинних чорноземів і темно-каштанових ґрунтів майже наполовину складається з детриту, накопичення якого біосферно задається *детритогенезом*, який у літературі ще мало висвітлено. Він має зональний характер: при аридизації ландшафтів детритова частка в загальному гумусі зменшується (типові чорноземи — 51 %, чорноземи звичайні — 43, темно-каштанові ґрун-

ти — 37 %). У цілинних ґрунтах детритогенез спричинюється глибоким розпадом фітогенних решток мікроорганізмами, у яких немає інших джерел живлення. Акумуляція детриту супроводиться поступовим погіршенням умов існування навіть спороутворюючих бактерій, актиноміцетів та інших груп мікроорганізмів, здатних переробляти органічні рештки на найпізніших етапах їх розпаду. Накопичуваний при цьому детрит активно адсорбує СГР, особливо в цілинних ґрунтах (чорноземах) та їх деяких збагачених на детрит розорюваних варіантах, чого не можна сказати про детрит, накопичуваний у чорноземах, де вносять органічні та мінеральні добрива (див. табл. 3.2). Розорювання цілинних чорноземів та їх подальше сільськогосподарське використання поліпшують умови життєдіяльності бацил та актиноміцетів, які переробляють детрит разом з адсорбованими на ньому СГР (0,3 – 0,4 % на 1 % детриту). При цьому втрачається гумус (переважно за рахунок мінералізації детриту). В удобрюваних орних чорноземах мікроорганізми одержують легкодоступні поживні речовини, внаслідок чого загальмовуються процеси глибокого руйнування органічних решток, і які раніше починають консервуватись. Такий детрит не здатен адсорбувати СГР.

4. Гумус (від лат. *humus* — ґрунт, земля) є найхарактернішою групою темнозбарвлених азотовмісних, постійно омолоджуваних, специфічних за складом, походженням і будовою поверхнево-активних, колоїдальних органічних речовин, притаманних винятково ґрунту. Вміст гумусу становить 90 % від загального вмісту органічних речовин у мінеральних ґрунтах (табл. 3.3).

Таблиця 3.3. Вплив кліматичних показників на вміст гумусу в ґрунтах (за М.М. Коновою)

| Показник | Ґрунт | | | | |
|---|---------------------|---------------|-----------|------------|------------------|
| | Дерново-підзолистий | Сірий лісовий | Чорнозем | Каштановий | Бурий та сірозем |
| Опади, мм/рік | 510 – 565 | 584 – 518 | 524 – 401 | 334 – 178 | 142 – 181 |
| Період з $t^{\circ} +10^{\circ}\text{C}$, днів | 70 – 92 | 110 – 130 | 144 – 175 | 190 – 215 | 200 – 210 |
| Загальний гумус, % | 2,5 – 4,0 | 4,0 – 6,0 | 5 – 10,0 | 1,5 – 4,0 | 1,0 – 2,0 |
| Запаси гумусу, т/га | 52 – 54 | 70 – 129 | 178 – 111 | 95 – 44 | 40 – 32 |

Запаси гумусу в різних ґрунтах є неоднаковими. У шарі 0 – 20 см ґрунтів Східноєвропейської рівнини вони коливаються від 50 до 178 т/га, закономірно збільшуючись від підзолистих ґрунтів до чорноземів і зменшуються від чорноземів до бурих напівпустельних ґрунтів та сіроземів (див. табл. 3.3).

Вміст гумусу у різних ґрунтах зумовлюється впливом багатьох чинників, серед яких (за наявності в ґрунті достатньої кількості фіторешток — джерела гумусових речовин) найважливішими є: три-

валість оптимального режиму гумусоутворення; гранулометричний та мінералогічний склад материнських порід; наявність у ґрунті багатовалентних обмінних катіонів.

Оптимальним режимом гумусоутворення є таке співвідношення між вологістю і температурою ґрунту, яке сприяє активній участі мікроорганізмів у перетворенні біогенних решток у напрямі утворення гумусу. Його тривалість є найбільш сприятливою в чорноземах, через що вони і є найбільш гумусованими. Ґрунти на північ від чорноземно-степової зони зволожуються краще, але гірше прогриваються, тому періоди оптимуму гумусоутворення тут скорочуються, як і вміст та запаси гумусу. Південніше від степової зони ґрунти, навпаки, одержують багато тепла, але обмаль вологи, тому в них переважає мінералізація решток (див. табл. 3.3).

Гранулометричний та мінералогічний склад материнських порід (*мінеральна матриця* ґрунту) визначають їх роль як адсорбентів гумусових речовин (*органічної матриці*). Деякі породи майже не поглинають гумусові речовини через свою адсорбційну специфіку (ненасиченість основами).

Багатовалентні обмінно-увібрані катіони сприяють акумуляції гумусу як позитивно заряджені посередники між негативно зарядженими органо-мінеральними мікроагрегатами і такими самим електронегативними свіжоутвореними гумусовими речовинами.

Тільки деякі цілинні чорноземи здатні утримувати близько 10 % гумусу, в інших ґрунтах твердофазні компоненти представлені переважно мінеральною частиною: 95 – 99 % (див. табл. 3.3).

Чим же пояснити невеликий вміст гумусу в ґрунтах? Здавалося б, з урахуванням його природної стійкості проти мікробного розпаду при сприятливих для гумусоутворення умовах, за тисячоліття в ґрунті могла б накопичитися значна кількість гумусу. Але цього не трапляється через компенсаційну дію чинників, що стабілізують окремі ґрунтові параметри на зональному рівні для кожного ґрунту. Так, вміст гумусу в ґрунтах регулюється швидкістю його гуміфікації та мінералізації. Гумус повільно мінералізується з участю специфічної мікрофлори. Чим більше в ґрунті фіторешток, тим швидшою стає їх мінералізація, але сам вміст гумусу є показником динамічно-стабільним, особливо в цілинних ґрунтах. При сільськогосподарському використанні земель кінцеві продукти гумусоутворення набувають іншої якості.

Терміни «органічна частина ґрунту», «органічна речовина ґрунту», «гумус», «гумусові речовини» не є синонімами і жоден з них не можна замінювати іншим. Синонімами вважають поняття «органічна частина ґрунту» і «органічні речовини ґрунту», а також «гумус» і «перегній» (укр. мовою останній означає аеробно перегнилий гній, комплексне органічне добриво, яке використовують для регулювання гумусового режиму ґрунтів). Некоректно вживати термін «гумус»

для позначення лісової підстилки та інших (торфу тощо) морфологічно виявлених органогенних акумуляцій у ґрунтовому профілі і загалом на земній поверхні. Терміни, які вживають в українській та англійській мовах при описі гумусового режиму, подано у табл. 3.4.

Таблиця 3.4. Термінологія опису гумусового режиму

| Українська | English |
|--|--|
| Органічні речовини ґрунту ОР | Soil organic matter OM |
| Анатомічно збережені залишки | Organic tissue Iresidues |
| Гумус Г | Humus H |
| Специфічні гумусові речовини ГР | Humus substances HS |
| Проміжні продукти розпаду та гуміфікації | Intermediate product of decay and humification |
| Неспецифічні сполуки НСС | Non-specific compaunds NSC |
| Прогумінові речовини | Progumic substanges |
| Гумусові кислоти | Humus acid |
| Гумінові кислоти ГК | Humus acid |
| Чорні (сірі) гумінові кислоти ЧГК | Black (gray) humic acids BHA |
| Бурі гумінові кислоти БГК | Browun humic acid BHA |
| Гіматомеланові кислоти ГМК | Hymatomelanic acids HmA |
| Фульвокислоти ФК | Fulvic acids FA |
| Ґрунтові пігменти | Soil pigments |
| Зелений ґрунтовий пігмент | Green soil pigment Pg |
| Гумін ГН | Humin Hn |
| Гумати | Humate Hum |
| Фульвати | Fulvate Ful |
| Гіматомеланати | Hymatomelanate Hum |
| Ґрунтові ліпіди | Soil Lipids |
| Ферменти | Ferments |

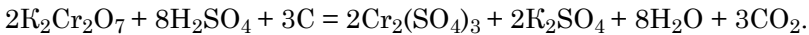
Номенклатура органічних речовин ґрунту охоплює, крім найменування їх окремих груп і фракцій, також і загальноприйняті в хімії назви різних похідних (простих і комплексних солей, ефірів тощо), які використовуються при аналізі складу гумусу, хоч і не завжди з ним збігаються. Так, проміжні продукти розпаду і прогумінові речовини (свіжі гуміноподібні продукти, утворювані при лабораторному моделюванні) окремо не аналізують (частина їх співосаджується з ГК, деякі залишаються в негідролізованому залишку, інші потрапляють до групи ФК). Необхідно враховувати, що у ґрунтах органічні речовини не існують ізольовано від мінералів — здебільшого в ґрунтах утворюються ОМС (органо-мінеральні сполуки) і механічно відділити гумус від мінеральної частини не вдається.

Сучасні хіміко-аналітичні методи дають змогу чітко розрізняти окремі групи органічних (у тому числі гумусових) речовин і визначити їх сумарний вміст. При цьому із чотирьох названих вище груп лише перша група *свіжих решток* легко та повно відділяється від

основної маси ґрунту. Така сепарація обов'язково супроводжує підготовку ґрунту до аналізу на вміст у ньому гумусу (корінці та інші видимі органічні залишки ретельно вибирають вручну з допомогою наелектризованої скляної або ебонітової палички). Інші групи відокремити від ґрунтової маси не вдається і вони входять до складу загального гумусу. Погоризонтно визначена кількість загального гумусу є одним з найважливіших показників, які діагностують походження ґрунту, його вид, варіант окультуреності. Саме цей гумус стає не лише джерелом елементів живлення рослин і фізіологічно активних речовин (ауксини, вітаміни), а й акумулятором енергії, регулятором найважливіших фізико-хімічних і біологічних властивостей ґрунту, сприяючи тим самим оптимізації всіх без винятку ґрунтово-екологічних режимів.

Класичне визначення гумусу за методом Г.Г. Густавсона передбачає його сухе спалювання прожарюванням ґрунту до вуглекислого газу ($C + O_2 = CO_2$), який кількісно збирають і використовують при розрахунку вмісту гумусу.

Сьогодні гумус у мінеральних ґрунтах визначають за методом І.В. Тюріна, в основу якого покладено мокре спалювання (окиснення) органічних речовин 0,4 н. розчином $K_2Cr_2O_7$ в міцній (1:1) H_2SO_4 . Вміст гумусу визначають за кількістю хромової кислоти, витраченої на його окиснення ($C + O_2 = CO_2$):



Цей метод дає завищені результати при аналізі ґрунтів, збагачених на відновники, здатними, як і гумус, реагувати з біхроматом калію. Тому при визначенні гумусу хромовим методом у ґрунтах, багатих на Cl^- (солончаки), Fe^{++} та Mn^{++} (оглеєні ґрунти), провадять пряме вбирання CO_2 натронним вапном у поглинальних трубках методом Кнопа — Сабаніна. Цей метод не придатний для карбонатних ґрунтів.

Про запаси органічних (і мінеральних) речовин у торфових ґрунтах та в деяких органогенних генетичних горизонтах (лісова підстилка, степова повсть) роблять висновок за втратами маси під час прожарювання цих субстратів при $800\text{ }^\circ C$.

Гумусова субстанція є специфічним (суто ґрунтовим) органічним продуктом біогеохімічного кругообігу речовин у ландшафтах, який належить до класу гетерогенних, полідисперсних речовин, складених високомолекулярними N-вмісними оптично та біологічно активними полімерами різного ступеня ароматизації та конденсованості. Незважаючи на граничну строкатість і варіабельність властивостей такого класу сполук, на сьогодні виділено з ґрунту та добре вивчено майже всі компоненти гумусових речовин. У лужних розчинах

(0,1 – 0,5 н. NaOH) їх препарати виявляють значну спорідненість походження, складу, будови та властивостей, насамперед:

- ▶ хромофорність — оптична активність і полідисперсність спричинюють забарвлення гумусових речовин у специфічний (від чорного до червонувато-бурого та жовтогарячого) колір;

- ▶ ацидоїдність — зумовлена карбоксильними ($-\text{COOH}$) та фенолгідроксильними ($-\text{OH}$) групами, які легко виявляються (H^+ заміщується на катіони металів);

- ▶ циклічність будови всіх скелетних фрагментів гумусових речовин, близько 6 % яких представлена азотними гетероциклами;

- ▶ вуглецево-азотовмісний склад (36 – 62 % C і 2,5 – 5,0 % N, не менше ніж 25 % сполук якого не гідролізується, оскільки представлена гетероциклами);

- ▶ нульова (як у води та глюкози $\text{C}_6\text{H}_{12}\text{O}_6$) або близький до неї ступінь окиснення (середня між +4 у CO_2 і –4 у CH_4);

- ▶ строкатий набір високомолекулярних (мол. маса від 4 – 5 до 66 – 80 тис.) сполук з умовними молекулами середніх розмірів; аномально великі молекулярні маси в мільйони одиниць належать міцелярним сферичним структурам розміром не менш як 8 – 10 нм (видимих в електронний мікроскоп);

- ▶ схожість фізико-хімічних властивостей при варіабельності хімічного складу.

Останні дві риси є надзвичайно важливими при екологічній, агрономічній і хімічній оцінці гумусу, оскільки враховують притаманні йому колоїдно-хімічні властивості. О.Н. Соколовський вважав, що яким би не був хімічний склад гумусу, його головною рисою є колоїдність, яка зумовлює фізичні, хімічні, фізико-хімічні, біологічні властивості ґрунту.

Гумусові речовини є специфічними, тобто суто ґрунтовими, кислими утвореннями (ацидоїдами), які за їх розчинністю і здатністю екстрагуватися поділяють на: *фульвокислоти* (ФК), *гумінові кислоти* (ГК), *гіматомеланові кислоти* (ГМК), негідролізований (нерозчинний) залишок, або *гумін* (Г).

Фульвокислоти є найрухомішою групою жовтозабарвлених гумусових препаратів, які залишаються в розчині після осадження з лужної витяжки гумінових кислот, відділених методом Тюріна (підкислення витяжки до $\text{pH} = 1 \dots 2$). З гуміновими кислотами їх споріднює хімічний склад (ГК і ФК — високомолекулярні N-вмісні органічні кислоти), а відрізняє світле забарвлення, менший вміст карбону (вуглецю), розчинність у кислотах, висока агресивність щодо мінералів, значно більша гідрофільність (розчинність у воді та багатьох органічних розчинниках, здатність утворювати хелати і розчинні солі — фульвати — з їдкими, карбонатними лугами і NH_4OH). Катіонообмінні групи становлять 800 – 1000 мг-екв/100г препарату, зу-

мовляючи сильну кислотність, а отже, й агресивність ФК щодо мінеральних компонентів ґрунту. Ця їх здатність зменшується за наявності ГК — чим менше ГК, тим сильніше розчиняються мінерали у ФК. Молекулярна маса ФК коливається від 4000 до 15 000. ФК переважають у підзолистих ґрунтах, червоноземах, сіроземах, деяких тропічних ґрунтах. Окрім трактування терміна «ФК» як суми всіх кислоторозчинних гумусових речовин (у тому числі й неспецифічних органічних речовин), у звуженому розумінні «власне ФК» ними називають дійсно специфічні гумусові речовини, виділені з групи кислоторозчинних гумусових речовин адсорбцією на активованому вугіллі з подальшим розчиненням лугом (метод У. Форсита).

Гумінові кислоти мають темне (від темно-бурого до темно-коричневого) забарвлення і в препаратах дійсно є високомолекулярними азотовмісними кислотами, які в інших (мінеральних і органічних) кислотах не розчиняються. На цьому ґрунтується їх виділення з лужних витяжок іоном водню мінеральних кислот. При взаємодії з полівалентними катіонами (Ca^{++} , Mg^{++} , Fe^{+++} , Al^{+++}) вони утворюють аморфний осад, сухий препарат якого має густину $1,64 \text{ г/см}^3$. За вмістом вуглецю та іншими властивостями ГК поділяють на чорні та бурі групи. При висолюванні 2 н. розчином NaCl коагулюють чорні гумінові кислоти, які є дійсно чорними, хоча у зарубіжній літературі їх називають *gray* (сірі), або *Grauhuminasäure*. Чорні гумінові кислоти мають найвищий вміст вуглецю (до 62 %) і кількісно переважають у чорноземах. Саме ці ГК прийнято за еталон при ідентифікації гумінових кислот. Катіонообмінні групи в ГК становлять 250 – 500 мг-екв/100 г препарату в нейтральному середовищі і 600 – 700 — в лужному. Молекулярна маса ГК за даними гель-фільтрації коливається від 5000 до 65 – 80 000.

Гітатомеланові кислоти раніше включали до групи гумінових кислот, а тепер їх відокремлено від ГК (розчиняючи ГМК у спиртах та інших полярних органічних розчинниках). Їх властивості посідають проміжне місце між ФК і ГК.

Негідролізовану (неекстраговану) частину гумусу раніше називали *гуміном*. До її складу входять такі групи речовин: глиногумусовий гумін (найміцніше зв'язаний з мінеральною частиною); декарбонільовані гумусові речовини, які втратили здатність розчинятися у лугах; неспецифічні нерозчинні органічні речовини; детритний гумін (напіврозкладені фіторештки з втраченою анатомічною будовою, збагачені найстійкішими компонентами, у тому числі лігніном; рештками зі збереженою будовою, N-вмісними уламками хітинного покриву комах).

Склад і будова ГК і ФК на сьогодні є добре вивченими. Це не хімічно індивідуальні сполуки, а група гумусових речовин зі спільними рисами будови, варіабельних за властивостями, елементним

складом (табл. 3.5 і 3.6), комплектом структурних фрагментів, молекулярними масами тощо.

Таблиця 3.5. Елементний склад ГК і ФК в різних ґрунтах, в атомних %

| Ґрунт | С | | Н | | О | | N | | Співвідношення | | | | Ступінь окиснення | |
|---------------------|------|------|------|------|------|------|-----|-----|----------------|-----|-------|----|-------------------|------|
| | ГК | ФК | ГК | ФК | ГК | ФК | ГК | ФК | Н : С | | С : N | | | |
| | | | | | | | | | ГК | ФК | ГК | ФК | ГК | ФК |
| Болотно-тундровий | 36,9 | 33,4 | 47,3 | 39,5 | 15,5 | 24,6 | 2,1 | 2,5 | 1,3 | 1,2 | 18 | 13 | -0,4 | +0,3 |
| Дерново-підзолистий | 37,5 | 34,4 | 39,8 | 39,3 | 20,3 | 25,3 | 2,4 | 2,0 | 1,1 | 1,2 | 16 | 17 | 0 | +0,3 |
| Сірий опід-зелений | 38,1 | 31,9 | 40,3 | 40,9 | 19,2 | 25,3 | 2,4 | 1,9 | 1,0 | 1,3 | 16 | 17 | 0 | +0,3 |
| Чорнозем Лучний | 42,5 | 30,9 | 35,2 | 40,6 | 19,9 | 26,3 | 2,4 | 2,2 | 0,8 | 1,3 | 18 | 14 | +0,1 | +0,3 |
| алювіальний | 44,6 | 31,9 | 34,2 | 41,2 | 18,9 | 24,4 | 2,3 | 2,5 | 0,8 | 1,3 | 19 | 13 | +0,1 | +0,3 |
| Каштановий | 37,7 | 30,9 | 42,1 | 40,6 | 17,4 | 26,3 | 2,8 | 2,2 | 1,1 | 1,3 | 14 | 14 | -0,2 | +0,3 |
| Червонозем | 42,1 | 36,6 | 33,4 | 33,4 | 21,8 | 27,9 | 2,7 | 2,1 | 0,5 | 0,9 | 16 | 18 | +0,2 | +0,6 |

Таблиця 3.6. Межі коливань складу і властивостей гумусових кислот (за Д.С. Орловим)

| Показник | Гумінові кислоти | | | Фульвокислоти трьох типів ґрунтів |
|--|------------------|--------------|---------------------|-----------------------------------|
| | чорнозем | сірозем | дерново-підзолистий | |
| С, % | 56 – 61 | 49 – 58 | 46 – 53 | 36 – 44 |
| N, % | 3,6 – 4,5 | 3,9 – 5,7 | 3,3 – 6,0 | 3,0 – 4,4 |
| $E_{1\text{ см } 465\text{ нм}}^{0,001\%}$ | 0,097 – 0,119 | 0,058 – 0,12 | 0,041 – 0,057 | 0,007 – 0,05 |
| Бензолполікарбонатові кислоти, % | 7 – 26 | 8 – 15 | 6 – 7 | 3 – 6 |
| Негідролізований N, % від загального | усього | 43 – 63 | 31 – 47 | 26 – 44 |
| | гетероциклів | 10 – 35 | 7 – 12 | 0 – 11 |

Елементний склад є найважливішою хімічною характеристикою гумусових речовин як специфічного класу органічних сполук ґрунту, визначає сутність ґрунтогенезу в різних ландшафтно-біокліматичних зонах, завдяки чому вдається діагностувати екогенетичні типи, підтипи, види, культурні варіанти ґрунтів та їх окремі горизонти. Його використовують також для встановлення ступеня конденсації «зрілості» гумусових речовин, біогеохімічного типу гуміфікації, умовного визначення найпростіших формул гумусових кислот.

Незважаючи на значні коливання їх складу, можна зазначити такі закономірності: ГК містять (у масових %) 46 – 62 % С; 3 – 6 % N;

3 – 5 % Н; 32 – 38 % О; для ФК характерним є знижений до 36 – 44 % вміст вуглецю та підвищений до 45 – 50 % вміст О, такий самий (або дещо менший) вміст N (від 3 – 4 до 5 %) і однаковий з ГК вміст Н (3 – 5 %).

Більша карбонізованість ГК є свідченням більшої їх ароматизації (збагачення циклічними фрагментами). ФК, навпаки, є більш окисненими речовинами, в структурі яких переважають аліфатичні структури типу $C_nH_{2n+1}COOH$. Для порівняння з фітогенними рештками зазначимо, що деякі їх компоненти містять у своєму складі значно більше вуглецю, ніж гумусові речовини (лігнін — до 65 % С, ліпіди — понад 70 % С), але багато сполук, бідних на вуглець (вуглеводи — 40 % С) і збагачених киснем. У наведеному прикладі ГК за елементним складом посідають проміжне положення між лігніном і вуглеводами, а ФК наближаються до вуглеводів і протеїнів. Вміст азоту в гумусових речовинах завжди є підвищеним порівняно з першоджерельними фітогенними рештками, що пояснюється більшою інтенсивністю втрат CO_2 порівняно з втратами газоподібних сполук азоту при мінералізації та гуміфікації цих залишків. Наведені дані (у масових %) елементного складу свідчать про те, що найбільш збагачені вуглецем (а отже, і ароматизовані) є ГК чорноземів і сіроземів, а ГК підзолистих ґрунтів за вмістом вуглецю та кисню наближаються до фульвокислот. Загалом розбіжності елементного складу гумінових кислот, виділених з різних зональних ґрунтів, є незначними (максимальна різниця у вмісті вуглецю між препаратами з дерново-підзолистих і чорноземних ґрунтів не перевищує 5 %).

Подання елементного складу гумусових кислот у масових (вагових) відсотках дає мало інформації про роль окремих елементів у побудові їх молекул та про спрямованість гумусоутворення в різних ландшафтах. Розібратися в цих закономірностях допомагають розрахунки в атомних відсотках, які вказують на істинну участь атомів конкретного елемента в побудові молекул. Наскільки великою буває відмінність у тлумаченні по-різному розрахованих результатів аналізу, показує такий приклад: якщо в метильній групі ($-CH_3$) два

атоми Н заміщуються одним атомом О $\left(\begin{array}{c} \square \\ | \\ -C-H \end{array} \right)$, то за ваговими відсотками вміст С зменшується вдвічі (з 80 до 41,4 %). Розрахунок в атомних частках засвідчує протилежне явище — реальне зростання кількості атомів вуглецю в побудові цього структурного фрагменту.

Таким чином, вагові відсотки дають хибне уявлення про роль вуглецю в будові, а отже, і у властивостях речовин, і водночас вони є незамінними при характеристиці масштабів масоперенесення речовин (у цьому разі гумусових).

Елементний склад гумусових речовин, виражений в атомних відсотках, і є саме тією формою аналітичної репрезентації, яка рельєф-

ніше виявляє роль окремих елементів у будові й у властивостях гумусових речовин (див. табл. 3.6), проте стрункого зонального ряду ГК при цьому вже немає. У складі ГК на перше місце за кількістю атомів виходить водень, а вуглець переміщується на друге (36 – 43 % від загального числа атомів у молекулі), що значною мірою змінює наші уявлення про її внутрішню будову (явно зменшена ароматизація за більш значного розвитку периферичних бічних ланцюгів).

Результати аналізу свідчать про суттєві розбіжності в будові ФК і ГК. Молекула ФК виявляється збідненою на атоми вуглецю і містить більшу кількість кисню порівняно з ГК. Найменше вуглецю містять ФК, виділені з чорноземів, а найбільше — ФК дерново-підзолистих ґрунтів. Для ГК закономірність є протилежною: найбільше С містять ГК чорноземів, а найменше — дерново-підзолистих ґрунтів.

Ця закономірність, на перший погляд, є несподіваною, але легко пояснюється з огляду на причетність мікробів до процесів мінералізації, гуміфікації (загалом гумусоутворення). Найдоступнішою для мікробів групою гумусу в чорноземах з їх високою біохімічною активністю є ФК, що й сприяє їх швидкому омолодженню (оновленню) з тенденцією до зменшення вмісту С в молодих ФК. За таких умов гумінові кислоти віддають для живлення мікробів свої бічні (аліфатичні) ланцюги і збагачуються вуглецем. Біохімічна інактивованість дерново-підзолистих ґрунтів сприяє консервації та ускладненню молекул ФК, збагаченню їх вуглецем, а ГК в цих умовах більше нарощують збіднених вуглецем периферійних ланцюгів. Цим пояснюються різка диференціація двох основних форм ґрунтового гумусу в чорноземах і, навпаки, відносне зближення складу ФК і ГК в дерново-підзолистих ґрунтах (за рахунок різного співвідношення в них процесів гуміфікації та мінералізації).

Крім названих (див. табл. 3.5) чотирьох елементів (С, Н, О, N), в складі ГК і ФК постійно виявляють конституційну S (від десятих часток до 1,0 – 1,2 %) та P (соті й десятки частки %), який входить до складу залишків нуклеопротеїдів, фосфоліпідів, адсорбованих фосфатів, катіонів металів, які спричинюють утворення в ґрунтах гуматів і фульватів.

Будова гумусових речовин на сьогодні ретельно досліджена за спеціальною програмою з допомогою сучасних дорогих методів аналізу, які було застосовано до обмеженого набору еталонних ґрунтів. Основою цих методів є різні прийоми деструкції (гідроліз, піроліз, окиснення тощо) з подальшим аналізом її простих продуктів. За результатами цих аналізів різними авторами зроблено спроби написання імовірних формул структурних фрагментів ГК і вуглецевого скелета ФК. У структурі молекул гумусових кислот умовно можна виділити *лабільну периферичну* та *стабільну ядерну* частини, головні структурні компоненти яких наведено в табл. 3.7.

Таблиця 3.7. Співвідношення структурних одиниць у молекулах гумусових кислот, % (за Д.С. Орловим)

| Фрагменти молекул | Структурна одиниця | ГК чорноземів | ГК підзолів | ФК підзолів |
|-------------------|-------------------------------|---------------|-------------|-------------|
| Периферичні | Амінокислоти | 6 | 8 | 6 |
| | Аміноцукри | 2 | 2 | 3 |
| | ФК-подібні | 6 | 7 | — |
| | Циклічні сполуки | 0,5 | 0,4 | 0,2 |
| Ядерні | Бензолполібікарбонів речовини | 25 | 10 | 6,5 |
| | Фенолокислоти | 17 | 7 | 4,0 |
| | Амінокислоти | 1,9 | 3 | 2,0 |
| Неідентифіковані | | 12 | 34 | 32 |

Ядерні фрагменти ГК і ФК складаються переважно стійкими циклічними сполуками, вміст яких є найбільшим у ГК чорноземів (див. табл. 3.7). Периферичні фрагменти представлені переважно вуглеводами та амінокислотами, відносний вміст яких є найбільшим в ФК підзолистих ґрунтів. Структурні фрагменти периферичної частини молекули легко розщеплюються, наприклад, під час гідролізу, оскільки там є поліпептидні, складноефірні та інші нестійкі хімічні зв'язки.

Периферичні фрагменти гумусових речовин неодмінно містять до півтора десятка різних функціональних груп, які й визначають більшість їх хімічних властивостей, а також правила взаємодії гумусових сполук між собою та з різними мінеральними компонентами (ґрунту, добрив, пестицидів). Найбільшу фізико-хімічну та агро-

екологічну значущість мають карбоксильні $\left(R - \overset{\text{O}}{\parallel} \text{C} - \text{HO} \right)$, аміногрупи ($R - \text{NH}_2$), фенолгідроксильні, спиртогідроксильні, карбонільні, метоксильні та деякі інші (амідні, кетонні, хінонні, гідроксихінонні, пептидні) периферичні функціональні групи. Вони деталізують співвідношення структурних фрагментів, надаючи змогу оцінити РЗ (реакційну здатність) гумусових речовин, зокрема їх взаємодію між собою, мінеральними компонентами ґрунту, добривами тощо. Серед них важливими є кисневмісні (карбоксильні, спиртові, фенольні, метоксильні, амідні) групи, масова частка яких у гумусових речовинах досягає 30 – 35 %, суттєво коригуючи цим їх умовні структурні формули (є дані про присутність у них хіноїдних, ефірних і кетонних груп). Найреактивнішими в орґано-мінеральних взаємодіях є карбоксильні і фенольні групи. Ацидоїдність однозначно спричинена карбоксильними групами, яких найбільше мають фульвокислоти (до 900 мг-екв/100 г препарату) і менше — ГК (900 – 400 мг-екв/100 г с.р.).

Сумарну кількість функціональних груп, які взаємодіють з катіонами, індикуює ємність поглинання гумусових кислот, хоча це поняття для них є розмитим (різні автори описують ємність, знайдену при різних значеннях рН, хоча добре відомо, що депротонування карбоксильних і фенольних груп залежить від реакції середовища, агрегатного стану гумусових речовин та блокування частини функціональних груп зольними елементами).

Розорювання цілинних ґрунтів сприяє збільшенню кількості карбоксильних груп у гумусових речовинах при зменшенні — фенолгідроксильних груп (табл. 3.8). Ці зміни тісно пов'язані з вмістом гумусу в ґрунтах, тривалістю їх використання і мають чіткі зонально-ландшафтні риси. Викопування цілинних травостоїв сприяє збільшенню кількості карбоксильних і фенолгідроксильних груп у чорноземних (її залежність від гумусованості при цьому зберігається).

Таблиця 3.8. Кількість функціональних груп у гумусових речовинах чорноземів, мг-екв/100г

| Варіанти | Глибина, см | Чорноземи типові Михайлівської цілини | | Чорноземи звичайні Хомутовського степу | |
|-------------------|-------------|---------------------------------------|-------------------------|--|-------------------------|
| | | Карбоксильні групи | Фенолгідроксильні групи | Карбоксильні групи | Фенолгідроксильні групи |
| Абсолютна цілина | 0 – 20 | 3,98 | 2,38 | 3,38 | 2,22 |
| | 20 – 40 | 4,22 | 2,67 | 4,27 | 2,17 |
| Кошена цілина | 0 – 20 | 4,13 | 3,02 | 3,88 | 2,93 |
| | 20 – 40 | 4,44 | 2,56 | 4,67 | 2,41 |
| Оранка 65 років | 0 – 20 | 4,54 | 2,17 | 4,29 | 2,13 |
| | 20 – 40 | 4,48 | 2,51 | 4,34 | 2,11 |
| Оранка >120 років | 0 – 20 | 4,86 | 2,14 | 4,97 | 2,09 |
| | 20 – 40 | 4,54 | 2,16 | 4,45 | 2,08 |

Таким чином, на сьогодні встановлено, що за допомогою методики, розробленої ще в XIX ст., зі складу гумусу кожного ґрунту можливо виділити препарати двох груп гумусових кислот:

► *темнозabarвлених гумусових кислот*: гумінових (чорні, сірі), ульмінових (бурі) і спирторозчинних гіматомеланових;

► *жовтозabarвлених фульвокислот* (а також негідролізованого залишку — гуміну).

Добре вивченим є елементний та фракційно-груповий склад гумусових кислот. Незважаючи на їх варіювання в різних ґрунтах (С — 52 – 62 %; Н — 3,0 – 4,5 %; N — 3,5 – 4,5 %; О — 32 – 39 %), екологічні, агрономічні та інші властивості залишаються стабільними. Ця суто біогеохімічна риса гумусового блоку ґрунтогенезу спонукає слідом за О.Н. Соколовським надавати перевагу колоїдальному стану гумусових речовин над їх хімічним складом, передусім при їх агрономічній оцінці. Інформація про хімізм гумусових

речовин широко використовують у генетико-географічних та еколого-біогеохімічних цілях, а також має велике агрономічне значення, оскільки родючість ґрунту багато у чому зумовлюється впливом гумусових речовин:

- грудкувато-зерниста структура зобов'язана адгезійній здатності гумусових речовин;

- така структура оптимізує водно-повітряні, біоенергетичні, трофічні та інші ґрунтово-екологічні режими;

- вбирна здатність ґрунтів та пов'язані з нею режими поживних та інших елементів, кислотно-лужні та фізичні показники, фізико-механічні тощо (у тому числі й буферних) біогенно впливових властивостей ґрунту;

- каталітичні властивості гумусованого дрібнозему (мулу, органо-мінеральних колоїдів) ініціюють та прискорюють процеси, важко відтворювані в лабораторії;

- інгібує вплив окремих органічних компонентів на ферментативну активність нижньої частини орного шару (ліквідується ультрафіолетовим опромінюванням його поверхні сонцем);

- фізіологічно активна (подібна «дихальним хромогенам») дія розчинних фракцій гумусових речовин на окисно-відновлювальні процеси в рослинах (сприяє отриманню високих урожаїв сільськогосподарських культур).

Загалом, при сільськогосподарському використанні ґрунтів необхідно враховувати, що гумус завжди стабілізує ґрунтову родючість як надто специфічний продукт ґрунтогенезу — хімічно ускладнений комплекс темнозабарвлених азотовмісних органічних колоїдальних поверхнево активних сполук, суттєво важливих для прояву основних екогенетичних та агрономічних властивостей ґрунту.

3.2. Роль біоти у формуванні ґрунтового фонду органічних речовин

Провідна роль біоти в походженні органічних речовин на сьогодні є загально визнаною у будь-яких ландшафтно-біокліматичних зонах. *Джерелом* цих речовин стають відмерлі органи рослин (меншою мірою тварин), їх окремі особини, цілі популяції, а також незчисленні полчища мізерних за масою, але дуже численних ґрунтових мікроорганізмів. Серед названих угруповань роль головного і первинного постачальника органічних речовин до процесу *гумусотворення* завжди відіграють рештки зелених рослин-фотоавтотрофів, здатних самостійно синтезувати органічні речовини з мінеральних сполук.

За період існування ґрунту через його профіль проходить багато тисяч тонн біоактивних органічних речовин, продуктів їх розпаду та мінералізації. Загальна кількість речовин, які при цьому залуча-

ються до БІКу, та їх співвідношення сильно варіюють залежно від типу фітоценотичних компонентів ландшафту. Максимальна кількість органічних речовин поставляється в ґрунти лісовими фітоценозами — в субтропічному та помірному поясах не менше ніж 400 т/га, у вологих тропічних лісах — до 500 і навіть 1700 т/га в Бразильській Амазонії (табл. 3.9).

Таблиця 3.9. Біопродуктивність фітоценозів у різних ландшафтах, ц/га

| Фітоценози | Ландшафтна зона | Загальна фітомаса | У т.ч. корені | Щорічний | | Лісова підстилка, повсть | Зоомаса безрешетних |
|---------------------------|-------------------|-------------------|---------------|----------|------|--------------------------|---------------------|
| | | | | приріст | опад | | |
| Лишайникові | Арктундра | 50 | 35 | 10 | 10 | 35 | |
| Чагарникові | Тундра | 280 | 231 | 25 | | 835 | 10–30 |
| Соснякові | Тайга північна | 807 | 178 | 33 | | 462 | 20–30 |
| Смерекові | | 1000 | 220 | 45 | | 300 | |
| Соснякові | Тайга південна | 2800 | 636 | 61 | 47 | 448 | 70–120 |
| Смерекові | | 3300 | 735 | 85 | 55 | 350 | |
| Березнякові | | 2200 | 505 | 120 | 70 | 300 | |
| Мохово-сфагнові | | 370 | 40 | 34 | 25 | 1000 | |
| Дібровні | Лісостеп | 4000 | 960 | 90 | 25 | 150 | 900 |
| Лучно-степові | | 250 | 205 | 137 | — | 120 | |
| Помірно-степові | Степ | 250 | 205 | 112 | — | 62 | 120–160 |
| Сухостепові | Степ сухий | 100 | 85 | 42 | — | 15 | — |
| Галофітні | | | | | 5 | — | — |
| Напівчагарникові | Напівпустелі | 43 | 38 | 12 | 0,2 | — | — |
| Ефемерно-напівчагарникові | Пустелі | 125 | 104 | 95 | 1 | | — |
| Широколисто-лісові | Вологі субтропіки | 4100 | 820 | 245 | 35 | 100 | — |
| Трав'янисті | Савани помірні | 666 | 39 | 120 | 13 | 0,2 | — |
| | Савани сухі | 268 | 113 | 73 | 5 | 13 | — |
| Вологолісові | Тропіки | 5000–17 000 | 900 | 325 | 20 | 0,1 | — |

Лучно-степові трав'янисті угруповання Лісостепу продукують на 1 га значно менше (близько 25 т) фітомаси. Такі самі показники характеризують біопродуктивність чагарникових фітоценозів тундри. У ксерофільних ландшафтах ця величина зменшується ще на порядок — у субтропічних та арктотундрових пустелях до 1,0 – 1,5 т/га.

Максимальний щорічний приріст фітомаси спостерігається в тропічних (325 ц/га) і в субтропічних (245 ц/га) лісах, а найменший — у пустелях (12 ц/га), арктотундрах (19 ц/га) і в солончакових (галофітних) фітоценозах (5 ц/га).

Найбільшу частку коренів та інших підземних органів виявлено в трав'янистих степових угрупованнях (8 – 28 т/га або 70 – 80% від усієї фітомаси); трави в зоні пустелі продукують 3 – 12 т/га коренів (що в 8 – 9 разів перевищують тут надземну масу), а лучні фітоценози тайгової зони — 6 – 13 т/га. Багаторічні трави культурних агроценозів зберігають цей рівень (8 – 15 т/га), зате однорічні трави накопичують у ґрунті не більш як 3 – 5 т/га коренів. Найменша частка (всього 18 – 26 % від загальної фітомаси) коренів накопичується лісовими фітоценозами. Щоправда, абсолютна їх кількість є досить значною — 17 – 27 т/га (під лучно-степовими ценозами 2 т/га). Зате в лісах значні кількості органічних речовин накопичуються в лісовій підстилці, особливо помітній у тайзі (300 – 460 ц/га), тундрі (835 ц/га) і меншою мірою в дібровах Лісостепу (150 ц/га) та в субтропічних лісах (100 ц/га). Кількість надземної фітомаси в трав'янистих ценозах коливається від 5 до 130 – 250 ц/га, що характерно й для Лісостепу України, де вони накопичують меншу, ніж ліс, фітомасу, в якій коренів більше за наземні органи в три – шість разів.

З наведених даних (див. табл. 3.1 – 3.5, 3.9) можна зробити висновок про відсутність чіткої пропорційної залежності між загальною кількістю гумусу і всією фітомасою, а також її окремими компонентами, наприклад, коренями, опадом чи підстилкою, які безперечно були першочерговими джерелами його утворення. Мало того, не уявляється можливим навіть приблизно передбачити ту кількість гумусу, яка зможе утворитися з тієї чи іншої кількості фітомаси. Це пояснюється тим, що на утворення гумусу витрачається різна кількість первинної фітомаси, а інша — мінералізується за обов'язкової участі мікроорганізмів до солей, CO_2 , NH_3 , H_2O , інших кінцевих продуктів.

Певну кількість органічних речовин у ґрунт поставляють численні представники ґрунтової фауни — різних видів найпростіших, безхребетних (комахи — жуки, мурашки), хребетних (ховрахи, кроти, хом'яки) та представників мікрофлори, причетних до гумусоутворення (табл. 3.10 – 3.11).

Таблиця 3.10. Середній вміст головних груп ґрунтових безхребетних

| Група організмів | Ліс | | Луки | | Рілля | |
|------------------|--------------------|------|--------------------|------|--------------------|-------|
| | екз/м ² | ц/га | екз/м ² | ц/га | екз/м ² | ц/га |
| Дощові хробаки | 78 | 0,4 | 97 | 0,5 | 41 | 0,2 |
| Енхітреїди | 3500 | 0,1 | 10 500 | 0,3 | 2000 | 0,06 |
| Нематооди | 6 000 000 | 0,06 | 5 000 000 | 0,05 | 50 000 | 0,045 |
| Ногохвістки | 40 000 | — | 20 000 | — | 10 000 | — |
| Кліщі | 80 000 | — | 40 000 | — | 10 000 | — |
| Усього | 61 235 578 | 0,56 | 5 070 597 | 0,85 | 72 041 | 0,305 |

Таблиця 3.11. Кількість мікроорганізмів у ґрунтах, млн/г, (за Е.М. Мішустінін)

| Ґрунт | Ландшафтна зона | Мікроорганізми | Водорості |
|---|---------------------------------|------------------------|------------------|
| Підзол цілинний | Середня тайга | 300–600 | 5–30 |
| Дерново-підзолистий цілинний окультурений | Змішані ліси | 600–1000 1000–2000 | 12–220 25–120 |
| Чорнозем цілинний окультурений | Степ | 2000–2500 2500–3000 | — 95 |
| Сірозем цілинний окультурений | Напівпустелі Пустельні степи | 1200–1600 1800–3000 | — — |
| Ризосфера культурних рослин | — | <7000 | — |

Загальна чисельність хробаків, нематод, членистоногих, молюсків та інших безхребетних може досягати 70 млн/м². Хробаки та інші схожі з ними організми не лише перемішують ґрунт на глибину 5 м, а й пропускають його через свій травний канал. У лучних ґрунтах, наприклад, їхні щорічні викиди становлять 900 ц/га, а в тропіках — 2500 ц/га. Мікробні рештки, за підрахунками І.В. Тюріна, становлять не менше від третини тих біогенних залишків, що накопичені у ґрунті зеленими рослинами-фотоавтотрофами.

Бактерії, гриби, актиноміцети, водорості та мікроскопічні тварини (амеби, кореніжки, джгутикові, інфузорії) надзвичайно швидко розмножуються і відмирають. Мікроорганізми спроможні давати в лабораторних експериментах кілька десятків поколінь на добу. Окремі популяції цих організмів живуть не більше ніж 15 – 20 днів, але ж за вегетаційний період кількість їх поколінь у помірних поясах планети (таких, як Лісостеп і Степ України) досягає 6 – 7, а в субтропіках і тропіках перевищує 20 поколінь на рік. Цей факт цікавий тим, що маса живої речовини в ґрунтовому мікробіоценозі в кожен певний момент є незначною (0,2 – 0,8 мг/100 г ґрунту), що в розрахунку на шар в 25 см дає 200 – 500 кг/га сухої бактеріогенної речовини (маса інших, більших за бактерії, але менш численних мікроорганізмів у цьому розрахунку до уваги не приймалася). Отже, десять популяцій здатні щороку поставляти в добре окультурені ґрунти до 20 – 50 ц/га мікробної маси.

Кількість мікроорганізмів та їх склад у ґрунті впродовж року дуже коливається: навесні активізуються гриби, влітку — бактерії, восени — знову гриби. Змінюється і кількість актиноміцетів. Навіть в одному горизонті кількість і склад мікроорганізмів є неоднаковими. Збільшені (в десятки разів) їх скупчення спостерігаються в ри-

зосфері, де найтіснішим є зв'язок між ґрунтом і рослинами, з їх привабливими для мікроорганізмів екзодителеннями, відмерлими кореневими волосками, епідермісом кореня і гіфів мікоризи. Специфічні кореневі виділення різних рослин селективно впливають на мікрофлору, спеціалізуючи її в ризосферах різних культур.

Кількість мікроорганізмів значно більша у верхніх гумусоаккумулятивних горизонтах, особливо в чорноземно-степовій повсті та лісовій підстилці, а в глибших (елювіальному, ілювіальному, породі) — різко зменшується. В І-горизонт мікроорганізми можуть потрапляти лише по корневих ходах, тріщинах, каналцях, а внутрішні частини його агрегатів нерідко залишаються стерильними. Однак у ґрунтах з іншим гумусовим горизонтом спостерігається приурочений до нього інший максимум мікроорганізмів, де скупчуються залізобактерії, які накопичують тут гідроксиди заліза, мангану, алюмінію.

Еколого-біогеохімічні функції окремих представників мікробіоценозів розподіляють згідно з існуючими в них трофічними взаємозв'язками (симбіоз, консорціум, паразитизм, детрито- та копрофагія, мутуалізм тощо). Безліч різноманітних мікроорганізмів щодо живлення поділяють на *автотрофів* і *гетеротрофів*. Автотрофні бактерії (пурпурні та зелені бактерії тощо), як і рослини, розвиваються тільки за наявності мінеральних субстратів, здатних окиснюватися (окиснення є для них джерелом енергії при засвоєнні вуглецю і синтезуванні органічних речовин свого тіла — цим вони відрізняються від рослин). У процесах мінералізації та гуміфікації особливо важливу роль відіграють гетеротрофні мікроорганізми (аміногетеротрофи та інші мікроорганізми, які потребують готових органічних сполук для побудови речовин свого тіла), що споживають лише готові органічні речовини і живуть за рахунок енергії, яка виділяється при їх розкладенні. Щодо умов дихання ґрунтові мікроорганізми поділяють на *аеробні* та *анаеробні*. Аероби (всі гриби, переважна більшість актиноміцетів, багато бактерій) не можуть існувати без вільного доступу атмосферного кисню. Анаеробні мікроорганізми здатні забезпечувати свої потреби в ньому за рахунок різних окиснених сполук. Деякі факультативні ґрунтові бактерії здатні розвиватися як за наявності вільного кисню, так і без нього.

До перетворення біогенних решток причетні щонайрізноманітніші групи мікроорганізмів. Їх деструкцію зазвичай започатковують плісняві гриби і сапрофітні (неспороносні) бактерії, які споживають найбільш доступні органічні речовини (вуглеводи, амінокислоти, прості білки, доступну частину целюлози). На частково розкладених рештках організмів у подальшому поселяються целюлозорозкладальні (спороутворювальні) бактерії, здатні використовувати різноманітні вуглеводи, а закінчують руйнування органічних решток актиноміцети, які використовують не лише важко податливі роз-

кладу компоненти відмерлої біоти, а й новоутворені гумусові речовини. Розвиток споруутворюювальних бактерій (бацил) та актиноміцетів завжди активізується за наявності у ґрунті більш розкладеного органічного матеріалу.

Різні ґрунти відрізняються між собою за вмістом і складом мікроорганізмів, які їх населяють. Розорювання і подальше окультурювання цілинних ґрунтів сприяє різкій зміні пропорцій між окремими групами мікроорганізмів, помітно активізуючи діяльність цілком певних їх видів.

Бактерії здатні розкладати майже всі органічні сполуки (білки, прості цукри, крохмаль, клітковину, органічні кислоти, спирти, альдегіди), активно використовуючи їх за допомогою своїх екзоферментів як джерела їжі та енергії. У розкладі вуглеводів вони не мають собі подібних, чому сприяє звужений спектр ферментів, які забезпечують їх спеціалізацію щодо дискретного трансформування цього класу сполук. Саме так ферменти (целюлази і целобіази) розкладають гранично стійку целюлозу (різні види бактерій з родів *Cytophaga*, *Clostridium*, *Celvibrio*) і крохмаль (бактерії *Clostridium acetobutilicum*, *Bac. mesentericus* та інші постачальники амілаз і глюкозидаз).

Актиноміцети, як і бактерії, є також принципово ґрунтовими організмами, які щонайактивніше розкладають органічні речовини. Їх здатність споживати будь-які вуглеводи сприяє активній руйнації молекул мананів, криланів, пектинових речовин, целюлози, кератину, хітину. За їх участю руйнуються також видовжені ланцюги жирних кислот і вуглеводнів, а представники роду *Nocardia* здатні утилізувати азот гетероциклів, ферментативно розкладаючи при цьому за допомогою фенолоксидази гумус. Незважаючи на свою значну чисельність, актиноміцети все ж поступаються в конкурентоздатності бактеріям і грибам, здатних переносити свої трофічні негаразди у стані спокою — їх спори активізуються лише в разі появи в ґрунтах доступної поживи та оптимізації гідротермічного режиму (5 – 10 °С і близько 90 % вологості).

Гриби зі своїм розмаїтим спектром ферментів здатні здійснювати дуже багато актів трансформації органогенних речовин, але значно повільніше за бактерії, проте це не стосується ароматичних сполук, розклад яких під дією грибів активніший, ніж бактерій, а розщеплення лігніну і танінів у ґрунтах взагалі відбувається переважно під їх впливом. Гриби є також причетними і до перетворень гумусу. При цьому їх еколого-біогеохімічні функції в ґрунтогенезі (у цьому разі — трансформуванні органічних речовин) визначаються стадією сукцесії видового складу мікробоценозу, яка залежить від здатності його учасників до переробки і використання тих або інших компонентів органогенного субстрату. Гриби-сахаролітики зазвичай виступають тут піонерами його розкладу. За ними продовжують руй-

нувати флоему рослинних клітин первинні сапрофіти, вторинні сапрофіти руйнують епідерміс кліток, а руйнування целюлози, а тим більше лігніну відбувається вкрай уповільнено.

Ґрунтові водорості є автотрофами, участь яких у створенні (0,05 – 0,2 % загального запасу у поверхневих горизонтах) суто ґрунтових органічних речовин є обов'язковою, оскільки вони неодмінно виділяють біологічно активні речовини. Основна їх маса зосереджена на поверхні або в приповерхневих шарах ґрунту, мінімізуючись уже на глибині 10 – 20 см. Клітки водоростей, як і інших мікроорганізмів, активно поїдаються амебами, інфузоріями, кліщами, нематодами, а їх слизові чохла та всілякі екзоділення, утворені в процесі їх життєдіяльності, споживаються грибами та бактеріями.

Ґрунт є житлом величезної кількості різних тварин від *Protozoa* до ссавців, як травоядних, так і хижаків (дощові черв'яки, багатоніжки, личинки двокрилих і жуків, дорослі жуки, молюски, мурахи, терміти, кроги, ховрахи тощо).

Дрібні ґрунтові безхребетні накопичують біомасу такого самого порядку, що й мікроорганізми (у ґрунтах тундри — 70 кг/га, хвойних лісів — 200, широколистяних лісів — 1000, степу — 250, пустелі — 10 кг/га). Особливо велику частку в масі безхребетних становлять дощові хробаки (2 – 5 ц/га) та членистоногі (1 – 4 ц/га). Відмираючи один раз на рік, одна популяція безхребетних поставляє до ґрунтогенезу 5 – 10 ц/га/рік органічних речовин. Загальна кількість ґрунтової маси, яка щороку проходить через травний канал дощових черв'яків, досягає 25 т/га (Ч. Дарвін). Дія ґрунтових тварин на рослинні рештки полягає в їх подрібненні, а отже, й прискоренні розкладу; перемішуванні з мінеральною частиною ґрунту; біохімічній переробці в процесі травлення. Незасвоєні рештки викидаються тваринами з бактеріально та ферментативно збагаченими екскрементами, в яких органічні речовини тісно перемішані з мінеральними часточками, що надійшли з їжею. Екскременти збагачені також доступними для рослин формами азотного та зольного живлення, біогенним кальцитом (зменшує кислотність ґрунту і поліпшує його структурність), а також NaCl.

Ґрунтові тварини, передусім *фітофаги*, вилучають з біологічного кругообігу створювану рослинами-продуцентами фітогенну масу буквально «на корені», а після свого відмирання поставляють трансформовані біоорганічні речовини в подальші трофічні ланцюги живлення. Серед деструкторів тварини також становлять немалу частку, хоч основні екологічні функції руйнівників органічного матеріалу неодмінно залишаються за грибами та бактеріями. Мешканців ґрунту поділяють на: *геобіонти* (дощові черв'яки, багатоніжки тощо) — постійно живуть у ньому; *геофіли* (личинки хрущів) — живуть у ґрунті лише впродовж цілком певної частини свого життєвого циклу; *геоксени* — лише тимчасово ховаються у ґрунті (шкідлива

черепашка, деякі комахи). За типами живлення ґрунтові тварини поділяють на: *фітофаги* (наприклад, бурякова нематода, яка живиться тканинами коренів живих рослин, завдаючи втрат урожаю цукрового буряку); *зоофаги* (хижаки або паразити — живляться іншими тваринами — всі комахоїдні тварини та нематоди, які поїдають найпростіших); *некрофаги*, що поїдають трупи тварин, наприклад рештки комах — мурахи-бігунки в пустелях Середньої Азії; *сапрофаги*: найбільш численна і екологічно значуща група ґрунтових тварин, які переробляють фіторештки і опад — це черв'яки, багатоніжки, мокриці, деякі кліщі, личинки комах. Остання екологічна група є дуже впливовою у детритогенних живильних ланцюгах (рис. 3.1).

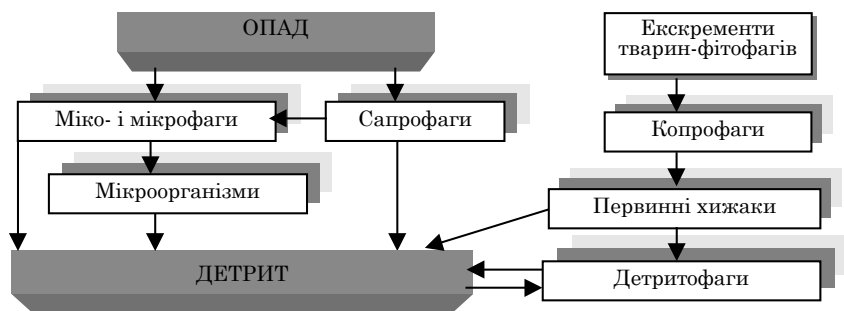


Рис. 3.1. Детритовий ланцюг ґрунтогенезу

Безхребетні тварини виконують низку складних ґрунтово-екологічних функцій, у тому числі й специфічний розклад органічних речовин. Наприклад, механічно подрібнюючи фіторештки, вони збільшують у сотні й тисячі разів їхню поверхню, чим полегшують їх подальше руйнування грибами та бактеріями. У їхній ротовій порожнині відбувається мацерація рослинних тканин, яка спричиняє деструкцію їх клітин. Безхребетні затачують рештки рослин у глибину ґрунту, чим сприяють його оструктурюванню, аерації, гомогенізації, утворенню ОМС тощо. Вони розкладають майже всі хімічні компоненти рослинних решток завдяки симбіозу з мікроорганізмами і широкому спектру ферментів травного тракту, прискорюючи цим процес трансформації органічних речовин. Екскременти безхребетних тварин утворюють локуси підвищеної біологічної активності, де прискорюються та урізноманітнюються процеси ґрунтогенезу, до яких активно залучаються бактерії, актиноміцети та гриби, чисельність яких тут у десятки разів перевищує біогенність усього ґрунту.

Хребетні, кількість яких не перевищує 2 % від загальної зоома- си, теж є активними ґрунтотворниками, прямими трансформато- рами органічних речовин. Серед них чи не найбільша роль на- лежить гризунам. Незважаючи на мізерну масову частку їх решток (не більш як 2 ц/га сухої речовини), сумарна маса ескрементів та інших біогенних речовин, що їх поставляють до ґрунту тварини за все своє життя, в десятки, а то й сотні разів перевищує їх власну ма- су. Кількість одних лише нір, виритих у степових чорноземах ховра- хами, досягає 4000 шт./га (їх сумарну довжину просто важко собі уявити).

Наведені дані наочно характеризують ті **біогенні джерела**, з яких утворюється гумус — ними є рештки вищих рослин-проду- центів, тварин-консументів і мікроорганізмів-редуцентів, водночас підкреслюючи нерівнозначність участі означених джерел органіч- них речовин у гумусоутворенні та акцентуючи увагу на зональність цього процесу. Так, у чорноземах, каштанових, лучних та інших ґрунтах, які формуються під трав'янистими фітоценозами помірного ґрунтово-біокліматичного поясу, основним джерелом утворення гу- мусу є корені, маса яких у степах становить 8 – 28 т/га в одному мет- рі ґрунту, в лучних ландшафтах тайгової зони 6 – 13, в напівпустелі 3 – 12 т/га. Багаторічні трави в штучних агроценозах накопичують на 1 га 6 – 15 т/га коренів, а однорічні трави всього 3 – 5 т/га. У цьо- му штучні трав'янисті ценози принципово не відрізняються від ці- линних фітоценозів. Щодо їх надземної маси, то вона повністю ні- коли не повертається до БІКу, особливо на сільськогосподарських угіддях, оскільки відчужується з ланів і луків, розриваючи цим БІК (повернення цих органічних речовин може реалізуватися при угно- енні ланів).

У підзолистих, опідзолених та інших ґрунтах, які формуються під впливом дерев'янистих фітоценозів, головним джерелом утворення гумусу є лісова підстилка, кількість якої залежить від ландшафтної зони і конкретно від складу, віку, густоти насадження, наявності мохово-трав'янистого покриву. Участь кореневої системи дерев у гу- мусоутворенні в цьому разі зводиться до мінімуму з огляду на бага- торічність функціонування живих (а не відмерлих) коренів. Міні- мальною при цьому є також участь у гумусоутворенні наземної фі- томаси лісових трав, яка, проте, збільшується в Лісостепу, де фор- муються добре гумусовані опідзолені ґрунти (див. табл. 3.3).

Не важко підрахувати, скільки часу потрібно для того, щоб у ре- зультаті циклічних процесів відтворення живої речовини її біомаса зрівнялась з масою однометрової матричної товщі мінерального «першозасновника» ґрунтового профілю (прийємо її такою, що до- рівнює 15 000 т/га з огляду на середню об'ємну щільність рихлих порід 1,5 т/м³). Оскільки щорічний рослинний опад коливається від 1 т/га в арктотундрах і пустелях до 32 т/га в тропічних лісах, то і

час, необхідний для проходження через ґрунт, а отже, і через процес гумусоутворення органічних речовин, що за масою дорівнюють мінеральній частині ґрунту і утворюються лише за рахунок рослинного опаду, становить 15 000 років для тундрового і пустельного ґрунтоутворення і 600 – 750 років для так званого фералітного (Fe, Al) ґрунтоутворення в умовах вологих субтропічних і тропічних лісів. Для підзолистих ґрунтів, які формуються під шпильковими (хвойними) лісами помірного поясу з їх щорічним опадом у 3,0 – 3,5 т/га, цей строк становитиме 4 — 5 тис. років, а для степового (чорноземи) і саванного ґрунтоутворення під трав'янистими фітоценозами — понад 1000 років.

Якщо ж врахувати щорічне надходження органічних решток з вторинною біопродукцією незчисленних поколінь мікроорганізмів, мезо- та макрофауни, то строки зрівнювання органогенної біомаси і літогенної мінеральної маси ще більше скоротяться. Дійсно, якщо маса бактеріальних тіл у кожен певний момент становить у середньому 0,3 т/га, то в разі зміни всього лише п'яти поколінь за рік маса мікробних решток, що надійшли з ними в ґрунт, досягне 1,5 т/га в рік або 15 000 т/га за 10 000 років. Це означає, що досить імовірним є шлях вирівнювання мас органічних і мінеральних компонентів ґрунтогенезу лише за рахунок багатократних генерацій мікробного населення ґрунту.

Хімічний склад фіторешток, який багато в чому визначає складність та різноманітність органічних речовин ґрунту, є досить строкатим (табл. 3.12).

Таблиця 3.12. Хімічний склад фітогенних решток, % на суху беззольну речовину

| Рештки | Зола | Білки (ферменти) | Вуглеводи | | Лігнін | Ліпіди, танін |
|--------------------|---------|---------------------|-----------|----------|---------|------------------|
| | | | пектини | целюлоза | | |
| Бактерії | 2 – 10 | 40 – 70 | е | 0 | 0 | 1 – 40 |
| Водорості | 20 – 30 | 10 – 15 | 50 – 60 | 5 – 10 | 0 | 1 – 3 |
| Лишайники | 2 – 6 | 3 – 5 | 60 – 80 | 5 – 10 | 8 – 10 | 1 – 3 |
| Мохи | 3 – 10 | 5 – 10 | 30 – 60 | 15 – 25 | — | 5 – 10 |
| Папороть | 6 – 7 | 4 – 5 | 20 – 30 | 20 – 30 | 20 – 30 | 2 – 10 |
| Деревина шпилькова | ≥ 1 | ≥ 1 | 15 – 25 | 45 – 50 | 25 – 30 | 2 – 12 |
| Хвоя | 2 – 5 | 3 – 8 | 15 – 20 | 15 – 20 | 20 – 30 | 5 – 20 |
| Деревина листяна | ≥ 1 | ≥ 1 | 20 – 30 | 40 – 50 | 20 – 25 | 5 – 15 |
| Листя | 3 – 8 | 4 – 10 | 10 – 20 | 15 – 25 | 20 – 30 | 5 – 15 |
| Злаки | 5 – 10 | 5 – 12 | 25 – 35 | 25 – 40 | 15 – 20 | 2 – 10 |
| Бобові | 5 – 10 | 10 – 20 | 15 – 25 | 25 – 30 | 15 – 20 | 2 – 10 |

Коментар:

1) зола — постійний супутник органогенних решток, який приносить до їх складу зольні макро- (Ca, K, P, Na, Mg, S, Fe), мікро- (Si, Al, Mn, B, Mo, Cu, Zn, Co) та інші (практично всі) елементи таблиці Д.І. Менделєєва;

2) білки та споріднені з ними речовини (поліпептиди, амінокислоти, аміноцукри, нуклеїнові кислоти та їх похідні, хлорофіл, хітин, аміни тощо), у тому числі й ферменти (найбільший високоспецифічний клас структурованих білків, які здійснюють біокаталіз, у мільйони разів прискорюючи перебіг біохімічних реакцій розпаду та синтезу органічних речовин);

3) лігнін — найбільш стійка проти хімічної деструкції сполука, макромолекула якої складена з елементарних бензолних ядер фенілпропанового типу; цей вуглеводневий скелет нагадує скелет ароматичних продуктів гумусових речовин;

4) ліпіди — аналітична група речовин, об'єднаних розчинністю в органічних розчинниках (ефіри, бензині, бензолі, спиртобензолі, хлороформі): жири, воски, смоли (воско-смоли), фосфатиди, каротиноїди та хлорофіл (розчинні в жирах пігменти); стероїди;

5) таніни (дубильні речовини) і флавоноїди (в основі лігніну лежить фенілпропанова ланка C_6-C_3 , а у флавоноїдів — дифенілпропановий скелет $C_6-C_3-C_6$) є разом з лігніном джерелом фенольних сполук (ароматичних фрагментів гуміфікації).

Розрахунки зроблено на суху речовину, але не слід забувати, що основну частину органічних решток все ж таки становить вода (75 – 90 %). Безпосередньо до складу самої органічної частини потрапляють усі без винятку хімічні компоненти рослин і бактеріально-грибної плазми та продукти їх подальшої взаємодії і перетворення (десятки і сотні тисяч сполук). Дані табл. 3.12 свідчать, що хімізм органічних залишків різного ценотичного походження в цілому має багато спільного, хоча кількісні варіації кількісного складу теж очевидні і при тому в досить широких межах: явно переважають вуглеводи (целюлоза, геміцелюлоза, пектинові речовини), білки, лігнін, ліпіди (жири, смоли, воски), таніни (дубильні речовини). Співвідношення цих компонентів у різних видів рослин і в різних органах того самого виду є неоднаковим. Явно впадають в очі своїм високим вмістом смол та воску шпильки (хвоя) сосни та смереки; високим вмістом целюлози та лігніну за мінімуму білків відрізняється деревина шпилькових та листяних порід. Зворотна закономірність спостерігається у бактерій, тіла яких складені переважно білками і ліпідами за відсутності целюлози і лігніну. Значно більший, ніж злаки, вміст білків мають бобові трави (вміст целюлози, ліпідів і лігніну у них є майже однаковим).

Після відмирання організмів весь або майже весь (не виключена можливість часткової втрати частини органічних речовин, наприклад, з поверхневим стоком тощо) строкатий і складний набір цих хімічних речовин надходить до ґрунту, розкладається та трансформується в процесі гуміфікації та гумусоутворення.

3.3. Біогеохімія гумусоутворення

Біогеохімічні закономірності трансформації біогенних решток, що надійшли до ґрунту, зводяться передусім до різноманітних біохімічних та фізико-хімічних перетворень їх структурних компонен-

тів в альтернативних спрямуваннях розпаду-синтезу з обов'язковою участю мікроорганізмів з їх ферментними системами (можливі також і абіогенні перетворення).

Розклад, руйнація залишків організмів мають однозначно деструктивний характер і є процесами екзотермічними, які супроводяться вивільненням раніше акумульованої в цих рештках біоенергії. Вивільнена енергія використовується ґрунтовими мікроорганізмами для енергетичного забезпечення синтезу нових органічних речовин з вуглецю, азоту та інших біогенних елементів, також вивільнених під час розкладу первинних фітогенних решток. Гетеротрофні бактерії є неодмінними компонентами будь-якого ґрунту, які розкладають органігенні рештки в аеробних і анаеробних умовах. Коротко охарактеризуємо деякі напрями фізіо-біологічних процесів розкладу з участю мікроорганізмів.

Гління спричинюють переважно аеробні мікроорганізми в добре аерованих верхніх горизонтах ґрунту, особливо в орному шарі під час його розпушування. Цей процес певною мірою можна ототожнити з дуже повільним горінням, що призводить до утворення повністю окиснених мінеральних речовин — CO_2 , H_2O , N_2 , $\text{Fe}_2\text{O}_3 \cdot n\text{H}_2\text{O}$, $\text{Al}_2\text{O}_3 \cdot n\text{H}_2\text{O}$, Mn_2O_3 , CaCO_3 , CaSO_4 , $\text{Ca}_3(\text{PO}_4)_2$, K_2CO_3 , MgCO_3 .

Гниття здійснюється бактеріями-анаеробами, які розкладають органічні речовини теж до простих, але відновлених сполук, серед яких метан (CH_4), сірководень (H_2S), фосфін (PH_3), аміак (NH_3), водень (H_2), що є звичайними супутниками трансформації органічних решток у болотних ландшафтах.

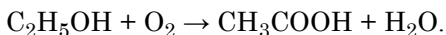
Бродіння (шумування) відбувається зазвичай без доступу повітря, хоча присутність кисню йому й не заважає. Воно ініціюється бактеріями, актиноміцетами та дріжджовими грибами, зумовлюючи одночасно появу спиртів, альдегідів, органічних кислот, вуглекислоти, водню, води та багатьох інших продуктів.

Гриби та бактерії, які не мають органів травлення, поглинають поживні речовини осмотично всією поверхнею тіла. Отже, безпосереднім джерелом живлення для них можуть бути лише цукри, амінокислоти та інші водорозчинні органічні сполуки, вміст яких у фіторештках є незначним. Але ж переважна кількість речовин у рештках (клітковина, лігнін, геміцелюлози, білки, ліпіди тощо) є нерозчинною. Як же мікроби використовують їх для свого живлення?

Насамперед, переводячи їх у розчинний стан за допомогою всіх тих же екзоензимів, які виділяються ними в ґрунт, одразу ж піддаючи нерозчинні органічні сполуки гідролізу. Клітковина при цьому розпадається на молекули глюкози, білки — на амінокислоти, геміцелюлози — на відповідні п'яти- або шестиатомні цукри тощо. Усі продукти гідролізу є однозначно розчинними у воді, а отже, стають доступними мікробам — проникаючи всередину їх тіл, вони зна-

ють там дії ендоензимів. Частина продуктів гідролізу (зазвичай не > 25 %) витрачається мікроорганізмами на побудову своїх тіл — з відносно простих сполук утворюються в процесі *мікробного синтезу* більш ускладнені білки, геміцелюлози та інші сполуки. Інша частина (75 – 80%) продуктів гідролізу споживається мікроорганізмами як енергетичний матеріал. Енергія, що вивільнюється під час його окиснення, частково забезпечує потреби мікробного синтезу, а значно більша її частина — розсіюється. Експериментально доведено, що процеси розпаду кількісно завжди переважають над синтезом, постійно спричинюючи цим зменшення загальної кількості органічних речовин. Однозначно біокаталітичний на всіх стадіях їх характер зумовлений присутністю *ферментів* (лат. *fermentum* — закваска) інакше *ензимів* (грец. *en* — всередині та *zyme* — закваска), — біологічних каталізаторів, без яких не існує жодна з живих клітин. Руйнування білків, вуглеводів, ліпідів, завжди розпочинаючись з гідролітичного розщеплення їх складних молекул, як зазначено, зумовлює появу значно простіших проміжних продуктів. Наведемо характерні приклади.

Вуглеводи є найважливішими джерелами енергії для мікроорганізмів і безхребетних тварин і через це дуже активно ними розкладаються. Найлегше зазнають розкладу моно- (глюкоза, фруктоза — $C_6H_{12}O_6$.) та дисахариди (сахароза $C_{12}H_{22}O_{12}$), які насамперед зброджуються до спирту (за участю *дріжджів*): $C_6H_{12}O_6 \rightarrow 2C_2H_5OH + 2CO_2$. За межами цього рівняння відбувається проміжний, але головний етап утворення етилового спирту з оцтового альдегіду під впливом каталізуючої дії ферменту алкогольдегідрогенази. На другій стадії спирт під впливом оцтовокислих бактерій окиснюється до оцтової кислоти:



Ті самі оцтовокислі бактерії перетворюють CH_3COOH у CO_2 і H_2O — кінцеві незабарвлені продукти розпаду цукрів. За такою самою схемою розкладаються і складні вуглеводи-полісахариди (*пентозани* — полімери пентоз: ксилани, арабани; *гексозани* — полімери гексоз: крохмаль ($C_6H_{10}O_5$) $_n$, целюлоза (клітковина), але перед цим вони гідролізуються (розпадаються на моносахариди, як правило, глюкозу). Крохмаль гідролізується легко з участю *амілази*. Здатність до легкого та швидкого розщеплення вуглеводів у ґрунтах, здавалося б, не залишає їм шансів на накопичення в ґрунтах, але це не так: у них, як це не парадоксально, вміст цукрів є досить високим, що пояснюється утворенням стійких сполук вуглеводів з гумусовими речовинами та мінералами. У ґрунтах найбільш розвиненим є маслянокисле і ацетоно-бутильне бродіння.

Целюлоза з її великою (маса > 200 000), структурованою у фібрилу, вкриту захисною пектиново-восковою оболонкою молекулою здатна розкладатися лише тими нечисленними (близько 5 %) мікроорганізмами, які синтезують фермент *целюлазу*. З її участю під впливом мікробів клітковина досить легко розкладається (в *аеробних* умовах — до повної мінералізації з утворенням CO_2 і H_2O та накопиченням бактеріальних слизистих метаболітів). У степових чорноземах мінералізація целюлозних решток здійснюється за два, в підзолах під хвойними лісами — за шість років, а в болотно-тундрових ґрунтах цей процес затягується на 200 років (хоча в *анаеробних* умовах клітковина розкладається також досить легко з утворенням масляної та оцтової кислот, водню й метану).

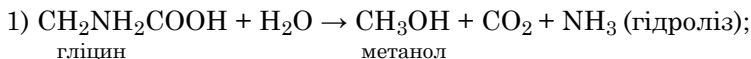
Геміцелюлози розкладаються мікроорганізмами загалом легше і швидше, ніж клітковина, зазнаючи в аеробних умовах повного окиснення до CO_2 і H_2O . Проте поряд з розкладом геміцелюлоз, які містяться у відмерлих рослинних решках, відбувається їх мікробний синтез, який стабілізує з часом вміст геміцелюлоз у них, тоді як клітковина за сприятливих умов швидко зникає зі складу відмерлих органічних решток. Під час анаеробіозису розклад геміцелюлоз призупиняється на стадії утворення у великій кількості мурашиної, оцтової та масляної кислот.

Ліпіди (жири та їх супутники по спиртобензольній витяжці) гідролізуються ліпазами з утворенням гліцерину ($\text{C}_3\text{H}_8\text{O}_3$) та жирних кислот ($\text{C}_{17}\text{H}_{35}\text{COOH}$), які далі також розкладаються, зазнаючи переважно окиснення (повільнішого, ніж у вуглеводів та білків). Ситуація ускладнюється із зростанням біомаси мікроскопічних грибів, клітини яких містять до 20 % ліпідів. У разі дефіциту кисню розклад жирних кислот загальмовується, започатковуючи утворення бітумів — складних високомолекулярних гумусоподібних речовин.

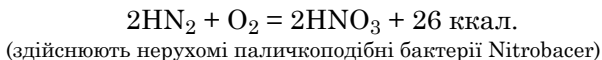
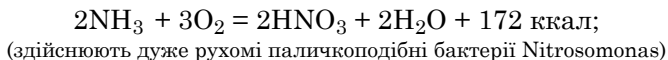
Воски та смоли в аеробних умовах розкладаються, хоча й повільніше, ніж, наприклад, клітковина, але загалом досить легко і швидко. Проте в анаеробних умовах (при оглеєнні, заболочуванні тощо) воски не розкладаються зовсім, а смоли полімеризуються і ущільнюються. В обох випадках знову ж таки утворюються бітуми.

Білки відмираючих організмів дуже легко, як і вуглеводи, розпадаються, слугуючи одним із основних, але не єдиних, джерел азоту в ґрунті. Це високомолекулярні (маса перевищує кілька мільйонів умовних одиниць) азотовмісні полімери, складені амінокислотними залишками, сполучених пептидним (амідним) зв'язком. При розкладі білків у ґрунтах утворюються амінокислоти (карбоксилоти, до складу яких входить хоча б одна аміногрупа): гліцин (амінооцтова кислота), аланін, глюкоза, аланін (α -амінопропіонова кислота), валін (α -аміноізовалеріанова кислота), серін, цистеїн (α -аміно- β -тіопропіонова кислота), треонін, метіонін та ін. — всього 22 амі-

нокислоти (з більш як 150 знайдених у природі), які є складовими частинами простих білків (альбумінів, глобулінів, проламінів, глютелінів). Частина амінокислот використовується на побудову білків тіла тих мікроорганізмів, які гідролізують фітогенні білки, а частина — продовжує розщеплюватися далі в напрямі амоніфікації (відщеплення аміаку під впливом різних амоніфікаторів), про що свідчить приклад найпростішої амінокислоти гліцину (глікоколу або амінооцтової кислоти):



При амоніфікації утворюються відповідні оксикислоти та аміак, який у подальшому зазнає нітрифікації:



Такий розклад легко відбувається з амінокислотами жирного ряду, а перетворення амінокислот циклічної будови, наприклад, фенілаланіну $\text{CH}_2(\text{SH}) - \text{CH}(\text{NH}_2) - \text{COOH}$ відбувається важче — окисненням їх з утворенням чорних гумусоподібних речовин, збагачених міцно зв'язаним азотом.

Аміак також поглинається поверхнею ґрунтових колоїдів та зв'язується в амонійні солі вугільною та органічними кислотами, які завжди є в ґрунті.

Говорячи про білки, завжди слід пам'ятати про ферменти та їх провідну роль у ґрунтогенній трансформації органічних решток. Дія ферментів є гранично специфічною («фермент підходить до свого субстрату, як ключ — до замка» — Е. Фішер). Наприклад, *сахараза* розкладає сахарозу $\text{C}_{12}\text{H}_{22}\text{O}_{11}$, але не діє на її ізомер мальтозу того самого складу. Надзвичайно спеціалізовано діє *уреаза*, яку виділяють уробактерії, здійснюючи цим біосферно значущий розклад сечовини в гноївці та гної до NH_3 та CO_2 : $\text{CO}(\text{NH}_2)_2 + 2\text{H}_2\text{O} = \text{H}_2\text{O} + \text{CO}_2 + 2\text{NH}_3$. Уреаза розкладає тільки сечовину і, що цікаво, відсутня у всіх тварин, для яких сечовина є кінцевим продуктом азотистого обміну.

Окрім білка (ферону), до складу ферментів входять ще й агони (активні, інакше простетичні, групи). Якщо останні легко відділя-

ються від білка, їх називають коферментами, роль яких дуже часто відіграють вітаміни (В₂, РР — нікотинова кислота, В₆ — пантотенова кислота, складова частина коферменту А). Дуже багато дво- та однокомпонентних ферментів мають у своєму складі також *важкі метали*, які беруть участь в їх каталітичній дії. Fe є невід'ємною частиною ферментів, які каталізують дихання; Cu — частиною оксифенолоксидази; Mo — нітратредуктази; Zn — карбонатгідролази (вугільної ангідрази), яка каталізує реакцію $\text{H}_2\text{CO}_3 \rightarrow \text{CO}_2 + \text{H}_2\text{O}$ тощо.

Таким чином, ферменти (гідролази, оксиредуктази, трансферази, ліази, ізомерази, лігази) відіграють найважливішу роль у взаємодії організмів з довкіллям, колосально (в мільйони разів) прискорюючи швидкість біохімічних реакцій (не входячи при цьому до складу їх кінцевих продуктів). Ферментативна активність ґрунту (ФАГ) залежить від усього набору ферментів, які надходять до нього з біогенними рештками. При цьому частина ферментів руйнується разом з іншими органічними речовинами, а частина стабілізується (імобілізується), зв'язуючись з мінералами та органічною частиною ґрунту іонними, водневими та ковалентними зв'язками. Так що основна маса ферментного фонду перебуває у зв'язаному стані, в тому числі й через поглинання колоїдами. Усе це знижує в ґрунті швидкість біокаталітичних реакцій проти живих організмів, але все ж вони є швидшими від суто хімічних реакцій.

Такі продукти розкладу білків, як ароматичні амінокислоти, окиснюючись і полімеризуючись, стимулюють гуміфікацію, започатковуючи при цьому утворення не просто темнозбарвлених, а й азотовмісних гумусових речовин.

Лігнін є надзвичайно стійким проти мікробного розпаду ароматичним полімером, який, проте, добре гуміфікується. Низькомолекулярні мономери лігніну досить різноманітного складу, утворені під час його трансформації, легко вступають у реакції конденсації та полімеризації, реагують з амінокислотами в присутності фенолоксидаз, що, як вже зазначалось, сприяє утворенню темнозбарвлених гумусоподібних речовин.

При анаеробіозисі розклад лігніну уповільнюється, а то й зовсім припиняється, оскільки за відсутності повітря не можуть існувати актиноміцети та гриби-базидіоміцети — головні руйнівники лігніну. Тому, наприклад, у торфі він накопичується у великій кількості. Суттєвим є також режим температури: в разі її зниження <70 °С лігнін майже не розкладається. Загалом перетворення, які зумовлюють утворення гумусових речовин, відбуваються за участю реакцій окиснення та дегідратації. При цьому кількість метоксильних груп зменшується, а фенольних збільшується, з'являються карбоксильні групи. Власне такі зміни індикують саме ті процеси, що отримали узагальнену назву *гуміфікації*, а отже, спричинюють зга-

дуване вже перетворення лігніну на **гумус**. Інтригуючою тут є та обставина, що хімічна будова гумусу й лігніну має багато спільних рис, що є вагомим аргументом на користь участі лігніну в гумусоутворенні, хоч навряд чи цей шлях є єдиним (до того ж, не весь лігнін здатний перетворюватися в гумус).

Таніни (дубильні речовини) є стійкими проти дії мікроорганізмів, але, подібно до лігніну, легко трансформуються: окиснюючись, буріють; з білками утворюють нерозчинний у воді комплекс, стійкий проти мікробного впливу (немовби консервують білки); легко реагують із залізом, тобто, без усякого сумніву є активними учасниками утворення гумусу в ґрунті.

Зольні речовини при розкладі біогенних решток вивільнюються у формі різних органічних і мінеральних сполук: Ca, Mg, K, Na — переважно у вигляді солей різних органічних кислот, які у міру окиснення переходять у карбонати; S і P, вивільнюючись з білків, частково знову повертаються до їх складу мікробами, а також окиснюються з утворенням аніонів сульфатної і фосфорної кислот, які зв'язуються основами; Si вивільнюється частково у вигляді ортосиліцевої кислоти та свого колоїдного гідрату.

Синтез, на відміну від **розпаду**, є процесом новоутворення органічних сполук різних класів, яке здійснюється знову ж таки за рахунок ферментативного (біокаталітичного) неповного окиснення, полімеризації та ущільнення (взаємної конденсації) на зразок зазначених перетворень з лігніном, танінами та іншими *аренами* (сполуками циклічної будови). У результаті синтезу в ґрунті з'являються перші поза межами живого організму високомолекулярні біотермодинамічно стійкі в зональних ландшафтно-біокліматичних умовах гумусові речовини. Ще раз підкреслимо, що гумус є першою стабільною формою органічного матеріалу, утвореного поза межами біоценозу безпосередньо в ґрунтосфері (ґрунтовій оболонці планети). Гумусові речовини виявляються біотермодинамічно значно стійкішими за органогенні рештки. Це означає, що гумусоутворення — процес своєрідного природного (винятково ґрунтового) «вibraкування» нестійких речовин фітогенного походження та продуктів їх трансформації, тривале існування яких є «забороненим» *законом ентропії*. Цей закон спричинює безперервний ланцюг перетворень органогенних решток, який робить першу зупинку на стадії появи в ґрунті термодинамічно стійких гумусових речовин.

Деяко остеронь від описаних перетворень знаходиться вже згаданий мікробний синтез, який протидіє ентропії, як і будь-який життєпрояв взагалі. Цей синтез (точніше *ресинтез* — повторний синтез, оскільки первинним є лише фотосинтез, здійснюваний продуцентами в зеленому хлорофілоносному листі) відбувається в абсолютній синхронності з мікробно-ферментативною ж таки *деструкцією* органогенних решток. Вивільнені при деструкції мінеральні сполуки

використовуються для побудови органічних сполук, які відразу включаються до складу мікробних клітин, маса яких за вегетаційний період може досягати, як зазначалося, досить значних величин. Ця мікробна плазма аналітично визначається в складі «загального гумусу». Мікробний ресинтез не є синтезом гумусу в прямому розумінні, але гумусоутворенню сприяє однозначно. *Гумусоутворення* не є синонімом *гуміфікації*, хоча є й інші думки щодо цього.

Історія дослідження гумусу є цікавою і добре висвітлена у монографіях І.В. Тюріна, М.М. Кононової, І.А. Крупенікова. До неї причетні Ф. Ахард, Л. Вокелен, Т. Томпсон, І. Валеріус, А.Т. Теер (гумусова теорія живлення рослин), К. Шпренгель, Й.Я. Берцеліус, Г. Мульдер, М.Г. Павлов (адепт теорії гумусового живлення в Росії), В.Я. Бемелен, Л. Грандо, В.В. Докучаєв, В.Р. Вільямс, П.А. Костичев, С.П. Кравков, О.Г. Трусов, С. Оден, В.В. Гемерлінг, Л. Майард, О.О. Шмук, Г. Шрадер, В. Фукс, С.А. Ваксман.

Сучасні погляди на гуміфікацію сформувалися під впливом школи І.В. Тюріна (30–50-ті роки ХХ ст.), до якої належать Ф.Ю. Гельцер (1940), В.В. Гемерлінг (1952), С.С. Драгунов (1948), Л.М. Александра (1990), В.В. Пономарьова (1980) та ін. Зібрані ними інформаційні масиви однозначно засвідчили, що гумус є специфічним, суто ґрунтовим, полідисперсним, гетерогенним органічним утворенням. Його складність та унікальність зумовлюють біогеохімічні процеси, пов'язані з колосальним біорозмаїттям організмів, які створили біосферу («живу речовину» В.І. Вернадського). Переважна більшість процесів, еволюційно причетних до гумусоутворення, ініціюється біогеохімічною життєдіяльністю ґрунтової мікрофлори і є по суті ферментативними.

І.В. Тюрін дійшов висновку, що гумусоутворення поєднує в собі такі альтернативні моменти, як **розклад** і **синтез**. Біохімічна та термодинамічна спрямованість **розкладу** фітогенних залишків коригується впливом мікрофлори, мезофауни та абіотичних чинників, а **новоутворення** стійких поза організмом *гумусових сполук* відбувається при взаємодії ароматичних продуктів розкладу з неосинтезованими азотовмісними органічними речовинами мікробної плазми з подальшим ферментативним ускладненням новоутворених сполук при їх окисненні, полімеризації, ущільненні (конденсації).

М.М. Кононова (1957, 1961, 1967) запропонувала *конденсаційну концепцію* утворення гумусових речовин (рис. 3.2) як комплекту високомолекулярних сполук однотипової будови. В основі їх молекули лежить багаторазово повторювана ланка, головними структурними одиницями якої є фенолоподібні сполуки, амінокислоти та пептиди, накопичувані при мікробно-ферментному розкладі біогенних решток, мікробному метаболізмі та ресинтезі. Здатність до конденсації та полімеризації зумовлюється появою хінонів (результат фермент-

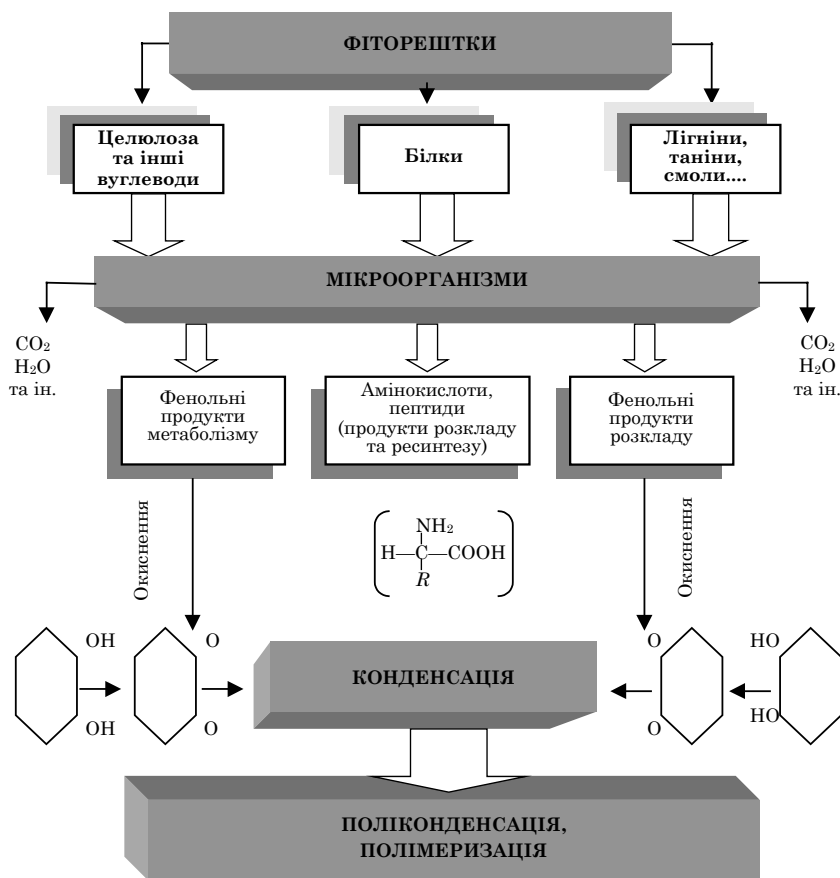


Рис. 3.2. Гуміфікація фіторешток (за М.М. Кононоюю)

ного, з участю фенолоксидаз, окиснення фенолів), які активно взаємодіють з амінокислотами та пептидами, призводячи до утворення гумусових кислот. Гуміфікація за цією схемою має такі ознаки:

- усі компоненти рослинних тканин стають першоджерелом різних речовин, породжених ферментативними процесами їх розкладу, мікробного метаболізму, ресинтезу та повторного розпаду тепер уже мікробної плазми;
- гуміфікація фіторешток супроводиться мінералізацією їх компонентів;

- конденсація структурних одиниць спричинюється взаємодією амінокислот і пептидів з хінонами (найсуттєвіший етап трансформації органічних речовин у напрямі формування гумусового фонду ґрунтів);
- поліконденсація та полімеризація завершують гуміфікацію і, в принципі, можуть відбуватися суто хімічним шляхом;
- усі етапи гуміфікації є тісно скоординованими і синхронізованими;
- фульвокислоти є попередниками гумінових кислот.

Гуміфікація за цією схемою розпочинається з укрупнення мономерів (простих продуктів розпаду фітогенних макромолекул або метаболітів ґрунтових мікроорганізмів). Експериментально було доведено принципову можливість утворення специфічних темнозабарвлених гумусоподібних речовин внаслідок конденсації пірокатехіну та лізину (а також в інших аналогічних реакціях): утворені темнозабарвлені гуміноподібні речовини виявилися аналогічними за своїми оптичними властивостями гумусовим речовинам.

Приблизно так уявляв собі схему гуміфікації В. Фляйг. Ця концепція припускає участь у реакціях конденсації поряд з мономерами також і високомолекулярних фрагментів (лігніну, білків тощо).

З викладеного витікає, що при гуміфікації молекулярні маси гумусових кислот повинні збільшуватися. Це суперечить експериментальним даним, які засвідчують, що новоутворені гумусові кислоти мають значно більші молекулярні маси, ніж аналогічні гумусові кислоти реальних ґрунтів. Це саме знаходить підтвердження в природі: найбільш гуміфіковані ГК чорноземів мають менші молекулярні маси, ніж ГК підзолистих ґрунтів. Однак ці факти легко пояснює *конденсаційна гіпотеза*, згідно з якою в міру гуміфікації завдяки конденсації та полімеризації молекулярні маси ГК повинні наростати. Конденсаційна гіпотеза зіграла велику роль у розвитку уявлення про гумусові речовини, хоча й не була універсальною.

Концепція Л.М. Александрової вбачає суть гуміфікації в поетапному біохімічному окисненні фітогенних решток (новоутворення гумусових кислот; поглиблення гуміфікації та конденсації; поступове повільне руйнування гумусових кислот). *Першим* елементарним процесом тут є поетапне ферментативне (з участю оксидаз) їх окиснення. Вже на цьому етапі утворюються високомолекулярні кислоти з різними молекулярними масами. *Другим* елементарним процесом є формування азотовмісної частини молекули гумусових кислот: під час гуміфікації високобілкових решток частина азоту витрачається і, навпаки, гуміфікація збіднених азотом решток супроводиться збільшенням вмісту азоту в продуктах гуміфікації. При цьому зменшується частка легкогідролізованих азотовмісних сполук і стабільно нарощується вміст найстійкіших проти гідролізу азотовмісних органічних сполук. Поглиблення гуміфікації відбувається безупинно від

зародження молекули до її повної мінералізації без будь-якої кінцевої стадії і без якогось кінцевого продукту.

Новоутворені молекули ГК набувають характерних рис і в такому вигляді перебувають у ґрунті сотні й тисячі років. За цей час вони або повільно мінералізуються до кінцевих продуктів, або ж утворюють фрагменти, які беруть участь у синтезі нових молекул гумусових кислот (це вже останній етап).

На другому етапі поступово зростає ароматизація молекул ГК, але не за рахунок конденсації, а внаслідок часткового відщеплення аліфатичних, найменш стійких частин новоутвореннях макромолекул ГК. І хоча гумусові кислоти залишаються високомолекулярними, їх молекулярні маси зменшуються. Новоутворені гумусові кислоти взаємодіють з мінералами ґрунту та із зольними елементами фіторешток, вивільнених при мінералізації. Залежно від ландшафтно-біокліматичних умов у ґрунтах накопичуються або вільні гумусові кислоти, або утворюється комплект органічно-мінеральних похідних. При цьому єдина система органічних речовин поступово розщеплюється на фракції, які відрізняються деталями будови молекул, розчинністю тощо. Найбільш дисперговану фракцію утворюють фульвокислоти та їх легкорозчинні солі, а найменш диспергована частина системи формує групу гумінових кислот, які утворюють нерозчинні у воді солі Ca, Fe, Al.

Обидва шляхи гуміфікації (описані М.М. Кононою та Л.М. Александровою), на думку Д.С. Орлова, є цілком можливими і реально співіснують, а переважання якогось з них зумовлюється конкретними ландшафтно-біокліматичними умовами:

► у підзолистих і напівпустельних ґрунтах з послабленою мікрофлорою та мінімумом ферментів гуміфікація відбувається за схемою Л.М. Александрової (довго зберігаються високомолекулярні сполуки, дуже повільно формуються гумусові кислоти);

► у чорноземах з їх високою ферментативною (загалом, біологічною) активністю високомолекулярні сполуки швидко розщеплюються до мономерів, полегшуючи їх конденсацію поміж собою та з високомолекулярними сполуками.

Акумуляцію в ґрунтах специфічних гумусових речовин стимулює «природний відбір» термодинамічно та мікробіологічно стійких сполук. Сам рівень накопичення гумусу та його якість, згідно з концепцією *кінетичної теорії гуміфікації*, визначаються кінетикою елементарних ґрунтових процесів (ЕІП), які спочатку формують гумусову молекулу, а в подальшому зумовлюють її деградацію (ці процеси по-різному відбуваються в різних ландшафтах).

Усі перелічені схеми розглядають гуміфікацію як процес утворення зрілої системи гумусових сполук з початкових речовин. Це суперечить даним А.Д. Фокіна, який з допомогою ¹⁴C виявив у зональних ґрунтах фрагментарне оновлення гумусу, суть якого в то-

му, що продукти розкладу не формують абсолютно нової гумусової молекули, а включаються (через конденсацію) спочатку до периферичних фрагментів уже сформованих молекул, утворюючи в ході мінералізації більш стійкі циклічні структури. Таким способом оновлюється елементарний і фрагментний склад гумусу за рахунок надходження до ґрунту постійно оновлюваних порцій фіторешток. Раніше вже сформований гумус немовби регулює постійне відтворення своєї зонально заданої сутності, діючи як своєрідна *матриця* при його формуванні. Саме цим пояснюється відносна стабільність якісних параметрів гумусу, яку важко порушити зовнішніми впливами.

Бурхливе проникнення в ґрунтознавство нових методів дослідження в другій половині ХХ ст. (спектроскопії, електронної мікроскопії, хроматографії, рентгеноструктурного аналізу, комп'ютерних технологій) стимулювало подальше поглиблення досліджень походження, складу, структури та властивостей гумусових речовин і посприятило появі нових гіпотез у цій галузі.

Запропоновані на сьогодні формули гумусових кислот ґрунтуються на сучасних експериментальних даних, але поки що всі вони (В. Фукс, В.І. Касаточкін, С.С. Драгунов, І.Д. Комісаров, Д.С. Орлов) є гіпотетичними через полідисперсність та змінний склад ГК і ФК. Усі запропоновані схеми будови гумінових кислот поділяють на дві групи: 1) блок-схеми (В. Містерські та В. Логінова, Шефера та Ульріха) і 2) умовно структурні формули. Д.С. Орлов запропонував імовірну схему будови структурної комірки ГК, яка досить повно пояснює майже всі відомі експериментальні дані, особливо, якщо допустити варіабельність у типах заміщень ароматичних кілець «ядра», їх наборі та характері поєднань, а тим паче в складі компонентів гідролізованої частини молекул (йдеться про варіабельність, яка практично не впливає на типові ознаки ГК).

Будова ФК досліджена значно менше, хоча, здавалося б, менші розміри їх молекул та краща розчинність повинні полегшити пошук структурних формул (в уявленні Х. Кодата та М. Шнітцер схема будови фрагмента ФК молекулярною масою близько 700 одиниць включає два ароматичних кільця, шість груп —COOH, дві кетонних групи —C=O, два фенільних і три спиртових гідроксили, сполучення яких може бути різним).

Резюмуючи сучасні погляди на гумусоутворення, підкреслимо, що відмерлі біогенні рештки (хвоя, гілки, кора, листя, стебла, залишки тварин, мікробна плазма тощо), надходячи на поверхню або в товщу ґрунту, зазнають там різних перетворень, які здійснюються за участю: 1) тварин, що живуть у ґрунті; 2) мікроорганізмів; 3) хімічних у широкому розумінні цього слова (у тому числі біохімічних, фізико-хімічних) процесів (переважно ферментативних), які відбуваються за межами живих організмів.

Ферменти залишаються (хоч і не повністю) активними після відмирання організму, одразу ж стаючи причиною змін в органігенних рештках, передусім їх окиснення за участю оксидаз, яке спричинює їх побуріння і почорніння. Дубильні речовини внаслідок окиснення переходять у червонозабарвлені флобафени, які стають джерелом утворення гумусових речовин разом з продуктами окиснення лігніну, ароматичних амінокислот тощо. Ферментативними є також реакції сполучення сахаридів з амінокислотами, дубильних речовин з білками, білків з лігніном. Взаємодія моносахаридів з амінокислотами призводить до утворення чорних, нерозчинних у воді колоїдних сполук, схожих на природні гумусові речовини. Реакція між білками і дубильними речовинами відбувається з утворенням стійких проти мікробного розкладу нерозчинних продуктів.

Реакція білків з лігніном спричинює їх взаємне осадження з утворенням лігнопротеїнового гумусоподібного комплексу (визначально для утворення гумусу реакцію). Усі ці та багато інших реакцій сприяють утворенню темнозабарвлених продуктів ущільнення (поліконденсації) і полімеризації, які супроводжують ферментативне окиснення та взаємне осадження різноманітних сполук. Багато з цих реакцій каталітично прискорюється карбонатом Са, гідроксидами Fe – Mn, високодисперсною поверхнею ґрунтових колоїдів.

Мікробний розклад хімічно виявляється в **екзотермічних** реакціях гідролізу, розриву вуглецевих ланцюгів та циклів, відновлення та окиснення, супроводжуваних виділенням енергії. Їх наслідком є перетворення складних органічних речовин у прості мінеральні сполуки, які використовуються мікроорганізмами для ресинтезу речовин, що входять до складу клітини їхнього тіла.

Поряд з мікробіологічним розкладом та ресинтезом у ґрунті відбуваються **ендотермічні** процеси, зобов'язані здатності низки органічних речовин до часткового окиснення, полімеризації та ущільнення (взаємної конденсації), внаслідок яких виникають більш стійкі проти розкладу високомолекулярні гумусоподібні речовини. Як підкреслив І.В. Тюрін, вивчення закономірностей ґрунтогенезу, пов'язаних з гумусом, неодмінно підтверджує висновок, що гумус є складним і динамічним комплексом численних сполук з дуже розмаїтим хімізмом як відомих, так і притаманних лише гумусу, не характерних для живої природи, тобто специфічних (суто ґрунтових) сполук. Вони генетично пов'язані між собою в ускладнені комплекси загальної гумусової маси, завдяки феномену адсорбції та асоціювання з мінеральною частиною ґрунтів. Отже, гумусоутворення є **ендотермічним** процесом синтезування специфічних органічних сполук із продуктів розкладу відмираючих безпосередньо в ґрунті органігенних решток їх окисненням, конденсацією та полімеризацією.

Найбільш струнка теорія М.М. Конової виділяє дві стадії гуміфікації:

➤ мікробний розклад біогенних решток до простих органічних сполук;

➤ ферментативна конденсація і полімеризація з утворенням гумусових речовин.

Фенольні сполуки, амінокислоти, пептиди та спрощені (у тому числі кінцеві) продукти *розкладу* (полісахаридів, білків, лігніну, катехінів та інших речовин) та *ресинтезу* окиснюються за допомогою фенолоксидаз до семіхінонів і хінонів. Гуміфікацією при цьому вважають процес конденсації молекул хінонів з амінокислотами (або пептидами), яка завершується полімеризацією (у тому числі абіотичною) гумусоподібних продуктів конденсації з утворенням високомолекулярних гумусових сполук.

Не менш струнка гіпотеза Л.М. Александрової розрізняє:

➤ новоутворення гумусових кислот;

➤ їх подальшу гуміфікацію, консервацію;

➤ повільне руйнування;

➤ поняття «гуміфікація» і «гумусоутворення».

Гумусоутворення розвивається тільки в ґрунтовому профілі, а **гуміфікація** є лише процесом утворення специфічних гумусових кислот, накопичуваних при трансформації відмерлих біогенних залишків у біосфері (у тому числі в ґрунті, торфі, сапропелі та інших органогенних тілах). Зрозуміло, що кислоти не можуть утворитися, наприклад, у сапропелі та інших субстратах, збагачених карбонатами кальцію (загалом основами). Вилучені з ґрунтів гумусові речовини (в тому числі й препарати гумусових кислот) є продуктами **гумусоутворення**, притаманного товщі ґрунту, а різні темнозбарвлені розчини, утворені настоюванням рослинних решток з водою або лугом у модельних дослідах (у тому числі і новоутворені гумінові кислоти) вочевидь є продуктами **гуміфікації**. Вони не є тотожними, отже, некоректно порівнювати склад і властивості вилучених з ґрунту природних препаратів гумінових кислот — продуктів ґрунтогенного процесу гумусоутворення зі складом і властивостями новоутворених у колбах (поза ґрунтом) гумінових кислот — продуктах гуміфікації, настояних на листках, стеблах та інших фіторештках.

Гіпотеза М.М. Кононової є відкритою для подальшого удосконалення. У запропонованій нею схемі (див. рис. 3.2) не позначено, де *закінчується гуміфікація* органогенних решток (біокаталітичні процеси поліконденсації), а де *розпочинається гумусоутворення* (каталітично активовані впливом ґрунтових колоїдів абіотичні реакції полімеризації), а також не показана подальша доля продуктів поліконденсації — гумінових кислот. За хімічним складом вони є хінонамінокислотами, дифільні макромолекули яких у реальному ґрунті безперечно асоціюватимуться в агрегати, ховаючи в їх середину гідрофобні хінонні частини, сполучені між собою ван-дер-ваальсовими силами. Розклад білкових макромолекул у ґрунтових

умовах супроводиться утворенням не амінокислот, а їх солей, які, беручи участь у реакціях поліконденсації, уже на їх старті забезпечують формування в ґрунті сольових, а не кислотних форм гумусових речовин (їх властивості суттєво відрізняються). Доречно доповнювати схему гуміфікації присутністю в складі гумусових речовин фенолгідроксильних груп, які разом з карбоксильними є найхарактернішими функціональними групами гумусових речовин, що з'являються на пізніх стадіях гумусоутворення і зумовлені специфікою того класу дисперсних систем, до якого належать гумусові речовини.

3.4. Колоїдно-хімічна природа гумусу

Перші відомості про колоїдно-хімічну природу гумусових речовин, які з'явилися в останні десятиліття XIX ст. (К. Тархов, 1881; Ван-Беммелен, 1888) та на початку XX ст. (С. Оден, 1912 – 1919; А.А. Шмук, 1930), були запроваджені в ґрунтознавство О.Н. Соколовським (1919), який докладно вивчив колоїдність гумусу і виділив дві його форми:

► *активний гумус*, зв'язаний з обмінно увібраним кальцієм, стає при його витісненні легко рухомих (пептизується), активно впливаючи на оструктурування ґрунтів;

► *пасивний гумус* не пептизується навіть після виділення з ґрунту Са, оскільки є продуктом «старіння» (дегідратації) активного гумусу.

Співвідношення *активного* і *пасивного* гумусу в різних ґрунтах неоднакове: у чорноземах кількість активного гумусу є більшою, ніж у підзолах, а також змінюється протягом сезону в тому самому ґрунті. У цілинних та зайнятих багаторічними травами чорноземах вміст пасивного гумусу більший, ніж у розорюваних (табл. 3.13). У нижніх горизонтах ґрунтів відносна кількість активного гумусу збільшується порівняно з верхніми, які зазнають сильного висушування. Перехід пасивного гумусу в активний відбувається під впливом мікробіологічних процесів, дуже активізується восени (саме тоді дисперсність чорнозему вочевидь підвищується).

Активний гумус пасивується під впливом підвищення температури та висихання (навіть за звичайної температури) через «старіння» органоколоїдів, супроводжуване дегідратацією гумусу, укрупненням його часточок внаслідок асоціювання дрібних міцел. Унаслідок цього гумус стає «нерозчинним», як і ті часточки глини, що він обволікає, з'єднуючи їх разом. Активний гумус завжди є більш диспергованим, ніж пасивний.

Висихання ґрунту сприяє переходу гумусу у частково незворотну форму — він грубішає, його дисперсність і здатність набухати та переходити в розчин при насиченні одновалентними катіонами

знижується. Зволоження та провітрювання (оксигенізація, аерація) ґрунту, навпаки, активізують форми гумусу, підвищують його дисперсність, а водночас і ємність поглинання ґрунту.

Таблиця 3.13. Вміст колоїдних форм гумусу в деяких ґрунтах України

| Глибина, см | Цілина | | Оранка (років) | |
|--|-----------|--------|----------------|------|
| | абсолютна | кошена | 65 | 120 |
| Чорнозем типовий, Український степовий заповідник («Михайлівська цілина» Сумська обл.) | | | | |
| 0 – 10 | 1,78 | 1,73 | 2,49 | 2,38 |
| | 8,27 | 8,02 | 3,47 | 3,50 |
| 10 – 20 | 2,86 | 2,35 | 2,44 | 2,54 |
| | 5,41 | 5,52 | 3,40 | 3,20 |
| Чорнозем звичайний, Український степовий заповідник («Хомутівський степ» Донецька обл.) | | | | |
| 0 – 10 | 2,10 | 1,67 | 1,38 | 2,08 |
| | 4,36 | 4,41 | 2,62 | 2,32 |
| 10 – 20 | 2,29 | 1,99 | 1,04 | 2,10 |
| | 3,52 | 3,51 | 2,82 | 2,25 |
| Темно-каштановий ґрунт, «Асканія-Нова» 24 і 80 років оранки | | | | |
| 0 – 20 | 1,02 | 1,08 | 1,87 | 1,23 |
| | 3,80 | 3,64 | 1,15 | 1,00 |
| 20 – 40 | 0,38 | 0,39 | 1,00 | 0,54 |
| | 3,00 | 2,58 | 1,10 | 0,98 |

Більшість дослідників хімізму гумусових речовин відносять їх до високомолекулярних сполук (ВМС), ускладнюючи цим їх поглиблене вивчення, оскільки ВМС при взаємодії з розчинником спонтанно утворюють справжні розчини. Гумусові ж речовини після декальціювання ґрунту утворюють не справжні, а колоїдні розчини (псевдорозчини, гідрозолі). На відміну від золів, розчини ВМС, як і належить справжнім розчинам, мають практично необмежену агрегативну стабільність. Гідрозолі гумусових речовин, навпаки, є агрегативно нестійкими — порівняно легко виділяються з розчинів під впливом певних незначних зовнішніх дій (див. далі).

З позицій хімії ВМС не можна пояснити електрофоретичні та фізико-хімічні властивості гумусових речовин (обмінну вбирну здатність, мінливість величини заряду гумусових міцел залежно від рН, їх нездатність до перезарядки в разі підкислювання тощо — див. далі). Врешті-решт, справжні розчини (у тому числі й ВМС) є гомогенними, а гідрозолі гумусових речовин — типовими гетерогенними системами з притаманними їм поверхніями розмежування дисперсної фази та дисперсійного середовища. Останнє засвідчує, що гумусові речовини мають характерну для класу колоїдних сполук (КС) міцелярну структуру. Однак вважати гумусові речовини такими ж типовими колоїдами, як, наприклад, йодид срібла та сульфід миш'яку, міцели яких складаються зі згустків молекул тієї самої

речовини, вочевидь, було б некоректним. Їх міцели представлені *асоціатами* молекул, продуктованих (згідно з описаними вище схемами гуміфікації) процесами конденсації найрізноманітніших за складом та будовою речовин, найбільш інтригуючими серед яких є хінони та амінокислоти (через їх дифільність). Їх дифільні молекули, об'єднуючись у міцели, диференціюються щодо дисперсійного середовища — в ядрі міцели концентруються гідрофобні фрагменти молекул, а зовнішню оболонку міцел формують їх гідрофільні частини. Міцели речовин (у тому числі й гумусових) з такою будовою належать до дисперсних систем класу КПАР (*колоїдні поверхнево-активні речовини*). Це не тільки логічно витікає з описаних вище схем гумусоутворення, а й знаходить аргументовані підтвердження в усіх відомих ознаках гумусу.

3.5. Гумусоутворення у різних типах ґрунтів

Термін «*типи ґрунтогенезу*» В.В. Пономарьова вважає синонімом терміна «*типи гумусоутворення*», цього своєрідного символу типів глобального біогеохімічного кругообігу органічних речовин у ландшафтах і загалом у біосфері. Органічні речовини є для будь-яких ґрунтів їх найсуттєвішим компонентом, який постійно перебуває в стані оновлення, зумовленого двоєдиним процесом розкладання первинної фітопродукції та пов'язаного з ними *неосинтезу* специфічних (ґрунтових) гумусових речовин. Ці речовини дійсно є здатними до стабільного існування вже поза межами дії суто *фізіобіохімічних* процесів з їх наперед заданою *антиентропійною* спрямованістю. Притаманна гумусу *стабільність* за своєю сутністю є вже не фізіологічною, а *біогеохімічною*.

Гумусоутворення, вочевидь, є біосферно вмотивованим еволюційним пристосуванням рослин до ґрунту, еколого-біогеохімічним оформленням оптимального способу їх мінерально-азотного живлення, найбільш вдалою спробою найпродуктивнішого використання земного довкілля та його ґрунтово-екологічних ніш. Поява в мінеральному субстраті гумусових речовин з їх високою здатністю депонувати більшість біогенних елементів сприяла з часів палеозою формуванню в ході філогенезу (еволюції) дійсно сприятливого для автотрофних організмів трофічного середовища, здатного бути для них гарантованим джерелом передусім азотного живлення. Гумус виявився єдиною можливістю у геоекологічних умовах планети Земля акумулятором найдефіцитніших для живих організмів хімічних елементів.

Досягти повної ідентичності поживного (інертного) ґрунтового субстрату і суто фізіобіохімічних запитів організму рослин навіть космомасштабному процесу еволюції виявилось не під силу і, мабуть, біосфера так і не зможе ніколи побороти цю колізію. Проте,

спостерігаючи сьогодні за тенденцією зближення хімічних композицій, закладених природою в ці два (рослини й ґрунти) біосферні «реактори» (точніше, в один ґрунтово-ценотичний *біогеореактор* ландшафтної сфери Землі), ми також починаємо нарешті розуміти, що завдяки біогенному акумулюванню в гумусованому профілі ґрунту не просто накопичуються дефіцитні для біосфери елементи, а й «відшліфовуються» *пропорції* між ними в еволюційно заданому спрямуванні, сприятливому для фітобіоти, а отже, для всіх мешканців ойкумени, що існують на фундаменті філогенетично закріпленої автотрофії.

Тобто гумус є не лише головним постачальником поживних елементів, а й виконує немало інших біосферно важливих ролей, інтегрованих в одній, еволюційно покликаний, екофункції — гарантувати комфортні умови існування рослин-автотрофів у жорсткому до біоти Космосі. Феномен біогенного накопичення в ґрунті макро- та мікроелементів (передусім дефіцитних) є надто одіозним, щоб його одразу ж не помітити. Цей сезонно повторюваний фітобіотою запит на певну кількість певних поживних речовин у певній пропорції якраз і є екофункціонально тим (постійно діючим у гумусованому профілі) бар'єром, який забороняє вивільненим з рослинних решток біогенним елементам залишати межі ґрунту. Основу такого бар'єру становить винятково гумус (разом з високодисперсними мінералами) — чи не єдина з біоорганічних речовин, спроможна бути термодинамічно стабільною поза межами фітобіоти, що створила їх. Біосферно впливовим наслідком означеного феномена невідворотно стає перманентне упорядкування елементного хімічного складу ґрунту. У еволюційній стратегії це означає існування притаманного біосфері тренду до поступового зближення трофічної «комори» ґрунту не лише з елементним складом рослин, а й зі складом всієї біоти.

Концептуально важливий постулат про синонімічність гумусоутворення з типами ґрунтогенезу підтвердимо кількома конкретними прикладами.

Дерновий тип ґрунтогенезу репрезентує класичну для ґрунтосфери гумусо-акумулятивну (чорноземну) трансформацію біоорганічних речовин, вік гумусу в яких становить 3 – 8 тис. років.

Підзолистий тип ґрунтогенезу, що відбувається винятково під покривом лісової (дерев'янистої, багаторічної) формації, має ту притаманну лише йому рису гумусоутворення, що більша частина рослинного опаду в лісі надходить на *поверхню* ґрунту. Це суттєво відрізняє опідзолювання від *дернового* процесу ґрунтотворення під трав'янистими угрупованнями, де значну частку фіторешток становлять корені, зосереджені переважно у верхніх горизонтах. У лісах кореневих решток утворюється значно менше, ніж наземних (загалом їх щорічне надходження до ґрунту збільшується в лісах з густими травостоями). Перетворення фітогенних решток у лісі коригу-

ються багатьма чинниками, внаслідок чого накопичення гумусу та його профільного розподілу в лісових ґрунтах дуже диференціюється. Здавалося б, що надходження основної фітомаси на поверхню ґрунту, де ніщо не заважає вільному доступу кисню та оптимальному зволоженню, повинно сприяти їх швидкому розкладу, але в реальних лісових БГЦ цього не відбувається. Розклад загальмовується його кислими продуктами, нейтралізувати які здатні лише основи, які містяться в рослинних рештках (наявність їх на поверхні ґрунту вилучає мінерали з процесу нейтралізації).

При кислій реакції вже на початку розкладу найбільш ґрунтогенно впливові основи (Ca і Mg) легко вимиваються з фітомаси, що розкладається. Цьому сприяє й поверхнева наявність фіторешток, а також будь-яке уповільнення їх розкладу. Таке прогресуюче його уповільнення супроводиться накопиченням кислих продуктів розкладу як розчинних, так і нерозчинних у воді. Перші просочуються вниз по профілю, зумовлюючи там характерні зміни: кислий гумус у верхніх горизонтах майже не закріплюється, а нерозчинні кислі продукти перетворення фітогенних решток накопичуються на поверхні ґрунту у вигляді лісової підстилки (до 8 – 10 см), нерідко набуваючи характеру торфу.

Гальмуванню розкладу фітогенних решток та ініціації зазначених явищ сприяють передусім зонально-ландшафтні чинники, притаманні бореальному біокліматичному поясу: надлишок вологи при знижених температурах (вологий і прохолодний клімат); недостатня освітленість зімкнених насаджень та їх видовий склад (рештки хвойних рослин розкладаються значно повільніше через великий вміст у них смолистих речовин антисептичної дії); водонепроникність материнських порід важкого гранулометричного складу та горизонтальність плакорових поверхонь (застій вологи погіршує аерацію, уповільнюючи цим розклад); трофічна збідненість літогенного (моренного, флювіогляціального тощо) підґрунтя загалом і передусім основами (особливо кальцієм), що спричинює їх низький вміст у рослинних рештках; відсутність у лісових фітоценозах дощових черв'яків, здатних перемішувати рослинні рештки по профілю ґрунту та гомогенізувати їх з його мінеральною частиною.

Зовсім інший перебіг гуміфікації спостерігається в лісах помірного поясу, де розклад рослинних решток відбувається настільки швидко, що фітомаса, яка розкладається, не встигає збіднитися основами і тією чи іншою мірою за участю дощових черв'яків змішується з мінеральною частиною ґрунту. Швидкому розкладу фітомаси в таких ландшафтах сприяють такі умови: теплий клімат та розрідженість насаджень (забезпечується достатнє надходження світла, тепла, вологи); їх змішаний (або переважно листяний) склад (опад, позбавлений антисептиків, розкладається прискорено); відсутність застою води за доброї водопроникності літогенетичного (на ле-

сах) профілю ґрунту; трофічна збагаченість (у тому числі й Са), що забезпечує високий його вміст у рослинних рештках; наявність ґрунтової фауни (сприяє перемішуванню решток, що розкладаються, з мінеральними часточками). Саме такий комплект ґрунтогенних чинників призупиняє формування на поверхні ґрунту лісової підстилки, грубизна якої не перевищує 2 см, а зазвичай буває ще меншою і нерідко під кінець літа зовсім зникає. При цьому формується добре виявлений горизонт *He* (A_1) значної грубизни (як за рахунок відмирання коренів трав, так і деревних решток, що потрапляють до ґрунту завдяки дощовим черв'якам та дрібним тваринам, а також вмитих у ґрунт водорозчинних (у тому числі й колоїдних) продуктів розкладу). Кислотність підстилки і горизонту *He* (A_1) є в таких ґрунтах незначною.

Жоден із перелічених чинників сам по собі не здатний визначити тенденцію *розкладу* органогенних решток і *вилуговування* (чи накопичення) його продуктів, оскільки цей тренд зумовлюється *співвідношенням* їх швидкостей, яке суттєво впливає на ступінь нейтралізації утворюваних при розкладі решток кислих продуктів. Наприклад, у ландшафтно-біокліматичних умовах півночі, але на карбонатних породах тренд гумусоутворення задається саме цим чинником, який сприяє нейтралізації гумусових кислот. І навпаки, на південній окраїні лісо-лучної зони з її помірним, відкоригованим зімкнутим лісом кліматом, на важких водонепроникних породах гумусоутворення спрямовується за першим (кислотно-агресивним) типом.

Описані дві тенденції розкладу фітогенних решток у лісі і відповідні їм форми трансформації органічних речовин у лісових ґрунтах були оригінально названі (Мюллер): «*сирий (грубий) гумус* (*Rohumus* — *мор*)» для кислих продуктів гумусоутворення; і «*м'який гумус (муль)*» — для їх нейтралізованих основами аналогів. «Грубим гумусом» названо лісову підстилку (звичайно, вона містить й гумусові речовини, але «гумусом» в його сучасному розумінні не є), а «м'який гумус» повністю відповідає такому розумінню. Перехідні форми «лісового гумусу», одночасно представлені в ґрунтовому профілі лісовою підстилкою і суто гумусовими речовинами *He* (A_1) горизонту, отримали назву «модер» (у ґрунтах під змішаними шпильково-листяними насадженнями).

Оглеення відбувається в заболочених мінеральних ґрунтах і привносить у трансформацію фіторешток лише йому притаманні особливості, у тому числі й накопичення торфу, заболочування, утворення H_2S , CH_4 , H_2 , $FeHS$.

Галогенез за будь-яких інших обставин до невпізнанності модифікує первинні процеси гумусоутворення, передусім за рахунок пептизуючої дії іону натрію (солончак — солонець — солодь тощо).

Фералітний ґрунтогенез сприяє тому, що гумус легко закріплюється у складі органо-мінеральних сполук, завдяки коагулюючій дії Fe^{3+} і Al^{3+} . Неодмінною рисою цього типу ґрунтогенезу є кислотний фон гумусових трансформацій.

У річкових *заплавах* відбувається фактично *ґрунтолітогенез*, який є азональним, у тому числі і для гумусоутворення. Тут є майже позбавлені органічних речовин *піонерні суто літогенні (алювіально-повеневі)* стадії на мінеральних (трофічно найбідніших) пляжних пісках прируслов'я, а також цілком зрілий *торфогенез* у знижених притерасових едафотобах заплави (аналогічний гумусоутворенню феномен *вуглезакопичення* зафіксовано в палеоландшафтах *мезокайнозою* та більш віддаленого *карбону*). *Лучні алювіальні ґрунти* центральної заплави класично представляють їх підвищене (але не надмірне, як при *торфогенезі*) зволоження, у зв'язку з чим у подібних *ґрунтово-екологічних нішах* біосфери гарантовано стабільно акумулюється гумус, а з ним і поживні елементи — формуються трофічний фонд цих найбагатших ґрунтів планети. Буквально поряд з ними в прируслов'ї формуються зовсім інші за типом гумусоутворення алювіальні *дернові* малогумусні піщані шаруваті ґрунти з вмістом гумусу 1 – 2 %.

Вплив антропогенних (у тому числі окультурювальних) технологій на гумусоутворення та зумовлені ним *ґрунтово-екологічні* режими (трофності тощо) є однією з актуальних проблем у ґрунтознавстві. Значний масив інформації про вміст, якість, динаміку гумусу в різних ґрунтах, про вплив на ці показники сільськогосподарської культури з її агротехнологіями зібralи М.А. Єгоров, О.М. Гринченко, О.А. Чесняк та Г.Я. Чесняк, М.І. Лактіонов, В.А. Ковда, В.Д. Муха, Д.Г. Тихоненко та їх продовжувачі, які довели існування в агрогенних варіантах зональних (чорноземних, каштанових) ґрунтах екоцидного тренду *дегуміфікації*. Активізована сільськогосподарським використанням ґрунтів мінералізація гумусу спричинила їх перехід з багато- та середньогумусних видів до розряду менш родючих — малогумусних. Спалах дегуміфікації відбувається в перші 50 років після розорювання цілини. Цю закономірність було ретельно досліджено на прикладі чорноземів, а для багатьох інших ґрунтів вона є вкрай завуальованою. Ще фатальнішою є пряма втрата гумусу в разі руйнації ґрунтових профілів під час ерозії, дефляції тощо.

3.6. Гумусовий стан ґрунтів

Канонізоване В.В. Докучаєвим уявлення про грубізну гумусованого ґрунтового профілю, як найбільш узагальнений параметр родючості, набуло сьогодні подальшого поглиблення. При вирішенні генетико-еволюційних, еколого-біогеохімічних, агровиробничих, еко-

соціальних та багатьох інших проблем ґрунтознавства в умовах реформування аграрного виробництва актуалізувалося завдання узагальненої характеристики гумусового стану різних ґрунтів на підставі невеликого комплексу простих та зручних параметрів.

Гумусовий стан ґрунтів є одним з небагатьох інтегральних екологічно інформативних параметрів, не менш індикативних за хіміко-аналітичну характеристику органічних і органо-мінеральних сполук у різних типах ґрунтів. Гумусовий стан ґрунту характеризується комплектом морфогенетичних показників, які інформують про загальні запаси в ньому органічних речовин, їх властивості та еколого-біогеохімічні тенденції утворення гумусу, його трансформації, акумуляції та міграції в ґрунтовому профілі, а також у природно-антропогенних ландшафтах.

Система оцінок гумусового стану ґрунтів охоплює вміст і запаси в них гумусу, його профільний розподіл, збагаченість азотом, ступінь гуміфікації, типи та специфіку гумусових речовин (у тому числі їх груповий та фракційний склад). Вона інформує про вплив гумусоутворення на генезис ґрунтів, надаючи можливість зробити висновок про роль гумусових речовин у формуванні забарвлення, структури, стабілізації або руйнуванні глинистих мінералів і міграції по профілю органо-мінеральних речовин.

Якісні особливості гумусу характеризує його фракційно-груповий склад (співвідношення найважливіших компонентів). І.В. Тюрін назвав *груповим складом гумусу* набір і кількісний вміст у ньому специфічних і неспецифічних сполук, вважаючи *групою* сукупність споріднених за будовою і властивостями речовин, передусім гумінові кислоти, гіматомеланові кислоти, фульвокислоти, гумін, неспецифічні сполуки. Фракційний склад характеризує розподіл речовин, які входять до різних груп гумусових сполук, за формами їх зв'язку з мінеральними компонентами ґрунту, як функція вмісту та складу солей, мінералогії та умов гуміфікації, серед яких найважливішою виявляється ступінь кислотності, лужності, нейтральності ґрунтів, тісно пов'язаний з їх насиченістю основами. Неважко помітити, що всі ці чинники впливають і на груповий склад гумусу, через що кореляція між груповим і фракційним його складом є звичайним явищем.

Викладене ілюструється таким прикладом: накопичення в ґрунтах чорних ГК неодмінно супроводиться зростанням їх частки, зв'язаної з Са, оскільки підвищена його концентрація в ґрунтовому розчині згідно із законом масової дії спричинює утворення гуматів кальцію. Водночас у збагачених кальцієм ґрунтах створюються найбільш сприятливі для гуміфікації умови, які забезпечують переважання чорних ГК. Така еколого-біогеохімічна ситуація є типовою для чорноземів. У підзолистих ґрунтах утворюються переважно бурі ГК практично за відсутності гуматів Са. Проте в разі насиченості

ґрунтів Са, коли в них утворюються його гумати, існує немало ґрунтово-екологічних ніш, де гуміфікація завершується на стадії бурих ГК (сухі степи, напівпустелі).

Термін «*фракція гумусових речовин*» є двозначним. Так називають частину групи, яка відрізняється від своїх аналогів формою зв'язку з мінеральними компонентами ґрунту. Такими є фракції гумусових речовин: *вільні* (не зв'язані з мінеральними компонентами) та *зв'язані* (з рухомими формами R_2O_3 , з Са, зі стійкими R_2O_3 , з глинистими мінералами, з гуміном). Розширене трактування фракції стосується кожної частини групи, яка відрізняється будь-якою умовно обраною ознакою (чорні ГК — за молекулярною масою тощо).

Для визначення групового та фракційного складу гумусу існує кілька методів, з яких найбільш поширеним є метод В.В. Пономарьової та Т.О. Плотнікової.

Співвідношення гумінових кислот (ГК) і фульвокислот (ФК) у всіх фракціях діагностує *груповий* склад гумусу. *Тип гумусу* визначають за співвідношенням Сгк : Сфк: гуматний (>2), фульватно-гуматний (1 – 2), гуматно-фульватний (0,5-1), фульватний (<0,5). Повний набір фракцій характеризує фракційний склад гумусу.

Гумінові кислоти: 1 — безпосередньо розчинна в 0,1 н. NaOH-витяжці фракція (вільні та зв'язані з R_2O_3 ГК); 2 — розчинна в 0,1 н. NaOH після декальцинування 0,1 н. H_2SO_4 (ГК, зв'язані з Са); 3 — розчинна в 0,02 н. NaOH при нагріванні (ГК, зв'язані зі стійкими R_2O_3 та глинистими мінералами).

Фульвокислоти: 1а — розчинна в 0,1 н. H_2SO_4 фракція (вільні та зв'язані з R_2O_3 ФК); 1 — безпосередньо розчинна в 0,1 н. NaOH-витяжці (ФК, зв'язані в ґрунті з фракцією 1 ГК); 2 — розчинна в 0,1 н. NaOH після декальцинування 0,1 н. H_2SO_4 (ФК, зв'язані в ґрунті з фракцією 2 ГК); 3 — розчинна в 0,02 н. NaOH при нагріванні (ФК, зв'язані в ґрунті з фракцією 3 ГК).

Умовність поділу гумусових кислот на фракції підкреслював І.В. Тюрін, дуже обережно зазначаючи, наприклад, що гумінові кислоти, *можливо* зв'язані з кальцієм. Будь-яке фракціонування, у тому числі і вказаними вище розчинниками, навряд чи спроможне надати повну й вичерпну інформацію щодо форм зв'язку, що існує в реальній еколого-біогеохімічній обстановці ґрунтового профілю і загалом ландшафту.

Говорячи про «вміст ГК і ФК», варто пам'ятати, що в ґрунті гумусові речовини не можуть перебувати в кислотній формі. Навіть у кислих ґрунтах вони насичуються основами, які вивільнюються при мінералізації органічних решток та при гіпергенних перетвореннях первинних мінералів.

Далеко не завжди потрібно визначати повний набір показників гумусового стану ґрунтів (у тому числі й фракційно-груповий склад гумусу). Таке завдання конкретизується залежно від поставленої мети (наукове дослідження, бонітування ґрунтів, еколого-економічна, грошова оцінка земель тощо). Сама оцінка набуває при цьому яскравого зонального (ландшафтно-біокліматичного) еколого-генетичного відтінку.

Гумусовий стан *тундрових ґрунтів* характеризується слабким проявом гуміфікації органогенних речовин, середніми їх запасами та різко спадаючим профільним розподілом, гуматно-фульватним типом гумусу, дуже низькою оптичною густиною гумусових кислот, низьким вмістом азоту, загальмованим «диханням» самого ґрунту. Ці ґрунти відрізняються також наявністю або відсутністю повсті, вмістом гумусу та різних фракцій гумусових кислот.

Гумусовий стан непорушених *підзолистих ґрунтів* характеризується наявністю значної підстилки з трьох підгоризонтів, дуже низьким вмістом і запасами гумусу, середнім ступенем гуміфікації органічних речовин, бімодальним розподілом його по профілю, середньою збагаченістю азотом, фульватним і гуматно-фульватним типом гумусу, високим вмістом у препаратах вільних ГК, низьким вмістом фракцій, зв'язаних з кальцієм і ще міцніше — з мінеральною частиною. Оптична густина препаратів ГК, як і активність «дихання» ґрунтів, є середньою.

Дерново-підзолисті лісові ґрунти характеризуються наявністю підстилки середньої грубизни, низьким вмістом гумусу і його запасів, середнім ступенем гуміфікації, різко спадаючим розподілом органічних речовин, середньою збагаченістю його азотом, гуматно-фульватним типом гумусу, дуже високим вмістом у препаратах вільних ГК, дуже низьким вмістом фракцій, зв'язаних з Са і міцно зв'язаних з мінеральною частиною ґрунту. Оптична густина препаратів ГК та інтенсивність «дихання» ґрунтів — середня.

Окультурювання дерново-підзолистих ґрунтів сприяє підвищенню вмісту гумусу в орному шарі від низького до середнього рівня, зростанню його запасів. При цьому різкий профільний розподіл органічних речовин змінюється більш поступовим, збагаченість азотом зростає до середньої, у складі препаратів гумусових кислот збільшується частка ГК і тип гумусу стає фульватно-гуматним. Зменшується до середнього рівня вміст вільних гумусових кислот, зростає від дуже низького до середнього рівня вміст ГК, зв'язаних з Са. Оптична густина та інтенсивність «дихання» також зростають.

Гумусовий стан *орних чорноземів типових* характеризується високим вмістом органічних речовин та їх великими запасами, поступовим розподілом їх по профілю, середньою збагаченістю азотом, дуже високим ступенем гуміфікації, фульватно-гуматним і гуматним типами гумусу, низьким вмістом у препаратах вільних ГК, ви-

соким вмістом кислот, зв'язаних з Са, дуже низьким вмістом міцно зв'язаних з мінералами ГК і залишку, що не гідролізується, значною оптичною густиною та високим рівнем «дихання» ґрунтів.

Чорноземно-лучні ґрунти мають багато спільних ознак у гумусовому стані з чорноземами типовими, відрізняючись від них дещо меншими запасами та різкішим падінням вмісту гумусу в метрової товщі, меншим ступенем гуміфікації в разі підвищеного вмісту вільних ГК та зниженого — ГК, зв'язаних з Са. Гумусованість профілю чорноземних ґрунтів України становить 0,6 – 1,5 м, а в Приазов'ї, пониззях Дунаю і на Кубані (РФ) перевищує 2 м.

На південь і північ від зони чорноземів грубизна гумусованого профілю і вміст у ньому гумусу зменшуються. Зовсім незначною є кількість гумусу в сіроземах, розподіл його там неоднорідний, різко спадаючий з глибиною, грубизна гумусових горизонтів не перевищує 40 см. Органічна частина ґрунтів пустель і напівпустель характеризується інтенсивною гуміфікацією та мінералізацією і фульватно-гуматним типом гумусу, збагаченого азотом.

Одним з основних показників гумусового стану ґрунтів є загальний вміст гумусу в їх верхньому горизонті (%), у зв'язку з чим саме цей параметр найчастіше використовують для оцінки рівня родючості ґрунтів, які В.А. Ковда поділяє на:

| | |
|-------------------------------|---------|
| Негумусовані | < 1 |
| Дуже низькогумусовані | 1 – 2 |
| Низькогумусовані | 2 – 4 |
| Середньогумусовані | 4 – 6 |
| Високогумусовані | 6 – 10 |
| Дуже високогумусовані (гучні) | 10 – 15 |
| Перегнійні | 15 – 30 |
| Торф'яні | 30 |

Наведені градації гумусованості ґрунтів є умовними. Для багатьох ґрунтових типів приймаються свої локальні градації, які дещо відрізняються від наведених, але межі 15 % (раніше 12 %) і 30 % є стандартними.

При агрономічній характеристиці гумусу враховують його дві колоїдні форми — *активну* (здатну до пептизації) і *пасивну* (не здатну до пептизації після декальціювання ґрунту Na^+ з NaCl).

Оскільки пасивний гумус включає в себе не лише СГР, а й детрит, то доцільно для характеристики гумусового стану ґрунту визначати і його вміст за Шпрингером (табл. 3.14). Це дає можливість з'ясувати, яка частина СГР безпосередньо взаємодіє з мінеральною частиною ґрунту (незворотно), а яка через полівалентні катіони (зворотно), а також окремо визначити участь детриту у складі пасивного гумусу.

Таблиця 3.14. Якісний склад колоїдного гумусу чорноземів типових у шарі 0 – 10 см, % («Михайлівська цілина»)

| Варіанти | Загальний гумус, % | Суто гумусові речовини, % | Активний гумус, % | Пасивний гумус, % | | |
|------------------|--------------------|---------------------------|-------------------|-------------------|------------------------|--------|
| | | | | Усього | Суто гумусові речовини | Детрит |
| Абсолютна цілина | 10,16 | 4,85 | 1,61 | 8,55 | 3,24 | 5,31 |
| Кошена цілина | 9,75 | 4,63 | 1,73 | 8,02 | 2,90 | 5,12 |
| Переліг 42 роки | 8,59 | 4,45 | 3,54 | 5,05 | 0,91 | 4,14 |
| Оранка 65 років | 6,15 | 3,70 | 2,64 | 3,51 | 1,06 | 2,45 |
| Оранка 120 років | 5,88 | 3,23 | 2,38 | 3,50 | 0,85 | 2,65 |

Резюмуючи викладене, наголосимо, що вивчення хімічного, елементного, фракційного та групового складу гумусу разом з динамікою активних та пасивних форм колоїдального гумусу та детриту формує дуже цінні в сучасних умовах господарювання масиви ґрунтово-екологічної інформації.

Баланс гумусу — це різниця між його новоутвореною у ґрунті і мінералізованою за певний період кількістю. Він буває бездефіцитним (втрати гумусу поновлюються його новоутворенням), позитивним (активним — приріст гумусу превалює над його втратами), дефіцитним (негативним або пасивним — втрати перевищують його новоутворення). Його розраховують для умов сівозміни, господарства, району в т/га.

Загальні втрати гумусу з ґрунту за ротацію сівозміни визначаються розмірами його мінералізації під окремими культурами (на чорноземах: чорний пар — 2,0, горох, соя — 1,5, озима пшениця на зерно — 1,4, просо, сорго — 1,1, буряки, кукурудза на зерно — 1,6, люцерна — 0,6; на дерново-підзолистих ґрунтах: зернові — 0,7, льон — 0,9, картопля — 1,5, буряки — 1,6, люпин — 0,7).

Мінімальна норма органічних добрив на 1 га сівозмінної площі для забезпечення бездефіцитного балансу гумусу виражається також у т/га.

Баланс гумусу в орних ґрунтах України на кінець 1989 р. був з дефіцитом в 0,1 т/га. У Тернопільській, Чернівецькій, Чернігівській, Житомирській областях дефіцит досягав 0,23 т/га, у Херсонській, Черкаській, Хмельницькій, Рівненській, Київській, Волинській, Закарпатській баланс виявився бездефіцитним (–0,05...+0,05 т/га), а у Вінницькій та Львівській — навіть позитивним (+0,07...–0,11 т/га).

Дефіцит органічних добрив сьогодні у більшості областей становить 1,5 — 3,0 т/га (за мінімальної їх норми для забезпечення бездефіцитного балансу гумусу: на Поліссі — 14,3, в Лісостепу — 10,7, Степу — 8,8 і в середньому по Україні — 10,4 т/га). Для цього необхідно в Поліссі продукувати їх 73,9, у Лісостепу — 124,8, в Степу — 134,4 і в цілому в Україні — 333,1 млн т. В окремі роки в Україні

загалом вироблялось до 280 млн т органічних добрив. Є багато фермерських і приватних сільськогосподарських підприємств (ПСП, ВСАТ тощо), які зберігають мудру селянську традицію раціонального застосування гною, компостів та інших біоорганічних відходів для удобрювання ґрунів.

Підтримання запасів органічних речовин ґрунту означає збереження його еколого-енергетичного потенціалу. Однак ведення сільськогосподарського виробництва без турботи про накопичення гумусу у ґрунті призводить до помітного їх зниження. У ґрунтах Великих рівнин США за останні півстоліття років уміст гумусу (а з ним і азоту) знизився на 30 %. Зниження кількості гумусу встановлено і в наших чорноземах за останніх 100 років. Стабілізація і збільшення запасів гумусу у ґрунтах є однією з найактуальніших проблем сучасного біосфероцентричного (ландшафтно-адаптивного) землеробства. Важливість цього завдання визначена багатосторонньою роллю органічної частини в підвищенні біосферно значущої родючості ґрунтів.

Безумовно, в орних ґрунтах практично не вдається поновити первинний рівень гумусованості, отже, необхідно орієнтуватися на їх реальну, можливу гумусованість, яка забезпечує в певній ґрунтово-біокліматичній зоні високу родючість. Наприклад, для буроземів помірно теплої зони, сірих лісових і дерново-підзолистих середньосуглинкових ґрунтів вона становить 2,5–2,7 %, дерново-підзолистих пілувато-супіщаних — 1,1–1,2, пілувато-піщаних — 0,8–0,9 %. Основними прийомми стабілізації гумусованості є внесення органічних добрив, включення до сівозмін певної кількості сільськогосподарських культур, які залишають значну кількість збагачених азотом поживно-коренових фіторешток, а також внесення кальцієвмісних хімічних меліорантів (вапно, гіпс, дефекат), що посилює фіксацію ґрунтом новоутворюваних гумусових речовин. При цьому завжди слід мінімізувати інтенсивність розпушування ґрунту його обробіткою.

Для бездефіцитного балансу гумусу рекомендуються такі середньосівозмінні дози гною: 8–10 т/га для чорноземів північного Степу і Західного Лісостепу; 11–12 — на сірих лісових середньосуглинкових ґрунтах; 15–16 т/га — на дерново-підзолистих ґрунтах Полісся (тут віддають перевагу сидератам, особливо на віддалених ґрунтах). Оскільки основна кількість поживних речовин вивільняється з органічних добрив (під час мінералізації) в перші два місяці, то гній і компости раціональніше вносити безпосередньо під сільськогосподарські культури, а не під чорний пар.

Важливим резервом поповнення запасів гумусу в ґрунтах є солома, коефіцієнт гуміфікації якої більш як удвічі перевищує зеленоукісні рештки, проте вона не позбавлена недоліків. Головним з них є мінімальний вміст азоту (не більше ніж 0,5 %), тоді як мікроорга-

нізми потребують його вмісту при розкладі фітогенних решток у три, а то й чотири рази більшого, отже, його решту вони добирають (імобілізують) з ґрунту, вносячи цим суттєвий дисбаланс в азотне живлення висіяних по соломі сільськогосподарських рослин, за винятком бобових, які фіксують атмосферний азот, а отже, менше залежать від його ґрунтових форм. Запобіжними проти імобілізації ґрунтового азоту прийомами є внесення по соломі гноївки (рідкого гною), сечівки, азотних добрив з розрахунку до 20 кг азоту на 1 т соломи на трофічно збіднених ґрунтах і 5 – 10 кг/т соломи на ґрунтах, середньозабезпечених азотом. Саму солому вносять заздалегідь, спочатку загортають її луцильниками, а через місяць заорюють (це прискорює її розкладання, сприяє втраті з неї фітотоксичних речовин). Краще розвинені на удобрених агрофонах сільськогосподарські культури залишають після себе більше фіторешток, позитивно впливаючи цим на інтенсифікацію мікробіологічних процесів у ґрунті. Існує пряма залежність між родючістю ґрунту та врожаєм сільськогосподарських культур, крім того, помічено зворотний зв'язок — високий врожай підтримує високу родючість.

3.7. Екологічні функції та агрономічна роль органічних речовин ґрунту

Усі групи ґрунтової *органіки* (фіторештки, детрит, похідні чорних гумінових та жовтих фульватних кислот, мікробна плазма, ферменти, неспецифічні речовини) виконують надзвичайно важливі, спеціалізовані (аккумулятивну, транспортну, регуляторну, протекторну, фізіологічну) функції.

Акумулятивна функція полягає в накопиченні у ґрунтах у формі органічних сполук вуглецю, азоту, фосфору, інших біогенних елементів.

Транспортна функція причетна до формування біогеохімічних кругообігів цих елементів, включених до складу стійких, але легко рухомих сполук гумусових речовин з катіонами металів, гідроксидами, біоорганічними молекулами або адсорбованих орґано-алюмосилікатними комплексами.

Регуляторна функція органічних речовин є складною й багатопланою — формування структури та водно-фізичних властивостей ґрунту; передусім регулювання: рівноваги в іонно-обмінних, кислотно-лужних, окисно-відновлювальних процесах; мінерального живлення рослин через вплив гумусових речовин на розчинність мінеральних компонентів; теплового режиму ґрунтів через коригування альbedo (відбивної здатності) ґрунтів, їх теплоємності і теплопровідності; профільної диференціації хімічного складу ґрунтів.

Протекторна функція забезпечується здатністю гумусових речовин зв'язувати в малорухомі і важкодисоціюючі сполуки токсичні

елементи не лише в екосистемі ґрунт – рослина, а й в усьому ландшафті (біогеоценозі).

Фізіологічна функція прив'язана до стимулюючої дії гумусових речовин на мікроорганізми, рослини, живі тканини. Вона зумовлена великим набором функціональних груп (карбоксильних, фенольних, спиртових, хінонних, амінних, амідних тощо), здатних утворювати електрвалентні і ковалентні зв'язки та внутрішньокомплексні (хелатні) сполуки.

Екологічні функції органічних речовин, пов'язані з *типом ґрунтогенезу*, конкретизуються в оформленні морфогенетичних ознак ґрунту, його речовинного складу, агрономічних та інших властивостей, передусім: формування гумусового профілю (унікального у кожного зонального та а зонального типу ґрунту); агрегування (структурування) за рахунок взаємодії гумусу та мінералів з утворенням глино-гумусових біотермодинамічно стійких сполук; вплив на структуру, водно-фізичні властивості, на формування лабільних сполук, залучення мінеральних компонентів до БКґу; формування вбирних, кислотно-лужних і буферних властивостей ґрунту.

Екологічні функції, прямо пов'язані з участю органічних речовин у *живленні* (ґрунтовому й повітряному) рослин, передбачають формування фондів: азотно-зольного (N, P, K, S, Ca, мікроелементи) і органогенного (для гетеротрофів) живлення; біоактивних речовин (ферментів, вітамінів, ауксинів...); постачання CO₂ в приземну атмосферу та активізацію фотосинтезу.

Санітарно-протекторними (захисними) та *пурифікаційними* (очисними) функціями є: ферментативне (біокаталітичне, за участю мікроорганізмів) прискорення розпаду пестицидів; нейтралізація токсикантів та забруднювачів ґрунту за рахунок їх фіксації (сорбція, утворення комплексних сполук тощо) та зниження доступності для рослин, а отже, для тварин і людини; прискорене видалення забруднювачів біосфери з ґрунту за рахунок утворення мобільних (переважно фульватних) мігрантів.

Екологічні функції *загальнобіосферної* значущості забезпечуються формуванням гумусфери, яка стабілізує (через енергонасичення) всі життєпрояви на планеті Земля. Енергію біоорганічних речовин, акумульовану в ґрунтовому профілі, використовують для своєї життєдіяльності мікроорганізми та безхребетні тварини, за її рахунок відбуваються біофіксація екологічно чистого азоту та інші внутрішньоґрунтові процеси, без яких неможливо собі уявити формування найголовнішої для біосфери екологічної функції ґрунту — його *родючості*. Якщо в одному грамі сухих фітогенних решток, які надійшли у ґрунт, запасено 17 – 21 кДж енергії, то 1 г гумусових речовин акумулює їх не менше (18 – 22 кДж). Це означає, що ґрунти із середнім вмістом гумусу в 4 – 6% (200 – 400 т/га) запасують на 1 га кіль-

кість енергії, еквівалентну 20 – 30 т антрациту. Екологічне значення накопичення запасів органічних речовин криється в необхідності збереження (згідно із законами термодинаміки відкритих екосистем), а при можливості й збільшення еколого-енергетичного потенціалу ґрунту як унікального екзогенного біогеореактора.

Екологічні функції гумусу здійснюються, а отже, й виявляються в конкретних ґрунтових та фізіобіохімічних процесах, пов'язаних з розвитком рослин, їх живленням, метаболізмом тощо. Екологічно першоосновою відтворення та підвищення родючості ґрунту є біогеохімічний кругообіг речовин (насамперед органічних) у ландшафті. Формування унікального в кожному конкретному ґрунті органо-профілю відбувається за участю численних фіто- та мікробіоценозів, які створюють речовинну та біоенергетичну базу живлення для наступних поколінь, оптимізуючи при цьому ґрунтово-екологічну обстановку в цілому. Різні угруповання рослин, наприклад, трав'янисті та дерев'янисті, сильно відрізняються своїми вимогами до зовнішніх умов, у тому числі і до гумусового режиму. Екологічний оптимум для існування лісу створюється за наявності лісової підстилки та сильноагресивних водорозчинних жовтих фульвокислот, які утворюються в умовах промивного водного режиму. Для трав екологічний оптимум забезпечується зовсім іншою комбінацією чинників: акумуляцією в профілі нерозчинних темнозабарвлених нейтральних гуматів кальцію, а разом з ними і елементів зольного та азотного живлення в умовах непромивного водного режиму (за відносного дефіциту вологи). Ці приклади ілюструють екологічно непросту поєднаність рослинного організму і органо-мінерального субстрату ґрунту, яка виникла в ході коеволюції основних життєвих форм біоти і ґрунтогенезу.

Агрономічне значення гумусу визначається його провідною роллю в оформленні родючості (для будь-якого ґрунту гумус є його основною частиною). Гумус — найважливіший чинник утворення агрономічно цінної структури в ґрунті і поліпшення його агрофізичних властивостей, які зумовлюють сприятливий водно-повітряний режим. Гумус робить більш зв'язними легкі ґрунти і, навпаки, сприяє розпушуванню ґрунтів важкого гранулометричного складу. Як природна колоїдна поверхнево-активна високодисперсна речовина гумус активізує всі ґрунтові процеси, практично повністю зумовлюючи вбирну здатність верхнього шару ґрунтів та суттєво підвищуючи їх трофність. Незважаючи на застосування мінеральних добрив, гумусові речовини ґрунтів здебільшого продовжують залишатися важливим джерелом азоту, фосфору, сірки для живлення рослин та мікроорганізмів. Їх здатність вбирати окремі іони та цілі молекули зберігає поживні елементи, що вносяться до ґрунту, від вимивання дощовими та поливними водами. Присутні в органічній частині ґрунтів вітаміни, ауксини, антибіотики та інші фізіологічно

активні сполуки стимулюють ріст і розвиток сільськогосподарських рослин. Завдяки яскраво вираженій буферності гумус стабілізує реакцію (рН) ґрунтового розчину. Як джерело CO_2 в приземному шарі атмосфери гумус сприяє підвищенню врожайів вирощуваних сільськогосподарських культур через інтенсифікацію фотосинтезу. Темне, завдяки гумусу, забарвлення ґрунту сприяє його прогріванню сонячним промінням, підвищує його теплоємність і знижує теплопровідність. Водночас гумус опосередковує вплив ультрафіолетових променів сонячного світла на біологічну активність та родючість орного шару ґрунтів.

Певно, не менш важливі роль і значення гумусу в інших складних процесах у ґрунтах, що підкреслює необхідність продовження пошуку еколого-біогеохімічних закономірностей, покладених в основу утворення, закріплення гумусу в ґрунтах, його динаміки при їх сільськогосподарському використанні.

При інтенсифікації землеробства не вдається зупинити дегуміфікацію орних ґрунтів, у тому числі чорноземних. Найпомітніше втрачається гумус в перші 30 – 50 років сільськогосподарського використання чорноземів після розорювання цілини. У подальшому вміст гумусу в ґрунтах стабілізується, особливо в разі їх *окультурювання*, яке стримує втрати гумусу.

ґрунтово-екологічний моніторинг дає змогу стежити за вмістом гумусу в ґрунтах при їх сільськогосподарському використанні та моделювати бездефіцитний баланс гумусу. В умовах України комплекс спеціальних заходів, що перешкоджають втратам гумусу з орних ґрунтів, включає: внесення органічних добрив у зонально зумовлених нормах; посів багаторічних трав та пожнивних культур; залишання високої стерні зернових культур; мінімалізація обробітку; оптимізацію співвідношень культур у сівозмінах; застосування вапна, гіпсу, дефекату, мергелю, інших Са-вмісних матеріалів, які забезпечують фіксацію ґрунтом новоутворюваних гумусових речовин.

Екологічно значущим є той факт, що чим більший вміст у ґрунті гумусу, тим вищою виявляється біопродуктивність сільськогосподарських культур та інших фітоценозів. Найпомітніша акумуляція гумусу в класичному варіанті спостерігається під впливом дернового процесу ґрунтогенезу, який відбувається на багатих на кальцій лесовидних суглинках під трав'янистими фітоценозами. Це зумовлює утворення стабільного орґано-мінерального ГВК, який створює дуже сприятливий екологічний фон для розвитку переважної більшості рослин, у тому числі й сільськогосподарських.

До біосферно впливових та агрономічно значущих функцій органічних речовин ґрунту належить їх фізіологічна та ферментативна активність. У дослідях з пшеницею, вирощуваною на дистильованій

воді з добавкою гуматів і фульватів Na в мізерній (0,0006 %) концентрації, виявлено помітний стимулюючий вплив на розвиток кореневої системи. Із збільшенням концентрації > 0,1 % стимулююча дія зникає, а при ще більших концентраціях рослини пригнічувалися. Характерно, що стимулююча дія гумусових речовин виявляється ефективніше за несприятливих ґрунтово-екологічних умов (коли сухо та жарко, або, навпаки, холодно та волого).

Гумусові речовини оптимізують більшість фізичних властивостей ґрунту. Багатогумусні ґрунти важкого гранулометричного складу обробляються значно легше і майже не ущільнюються порівняно з аналогічними малогумусними ґрунтами або тими ґрунтами, які втратили частину або весь гумус під час ерозії або дефляції. Чим вищий вміст у ґрунтах органічних речовин, тим ширшим стає діапазон їхньої фізичної стиглості — це означає, що ґрунти можна обробляти в більш широкому інтервалі вологості. Біологічна стиглість також багато в чому залежить від вмісту гумусу, оскільки темнозабарвлені (багатогумусні) ґрунти краще прогриваються. Світловий і гумусовий режими ґрунту теж тісно між собою пов'язані. Чітко виражена гідрофільність гумусу сприяє збільшенню агрономічно важливої водоутримувальної функції ґрунтів. Гумусові речовини оптимізують ефективне використання мінеральних добрив — їх дія на ґрунтах з вмістом гумусу в 2,2% стає втричі ефективнішою, ніж при вмісті гумусу 1,0%, а коефіцієнт засвоєння фосфору на ґрунтах з вмістом гумусу в 4,5% був у 10 разів більшим, ніж при його вмісті в 1,5% (Г.Н. Кулаковська).

Зв'язок між запасами гумусу в ґрунтах та врожайністю зернових культур дає підстави для визначення ціни 1 ц зерна в т/га гумусу (табл. 3.15) для різних культур на різних ґрунтах — із зменшенням вмісту гумусу він стає активнішим у створенні врожаю, а гумус різних ґрунтів неоднаково впливає на врожайність.

Таблиця 3.15. «Ціна» 1 ц зерна в запасах гумусу на сортодільницях Ростовської області, т/га

| Ґрунт | Озима пшениця | Ячмінь |
|--------------------------|---------------|--------|
| Чорнозем передкавказький | 9,1 | 10,6 |
| Чорнозем південний | 7,7 | 9,2 |
| Каштановий ґрунт | 4,3 | 6,4 |

Кількісно ефективне використання гумусових речовин у створенні врожаю виражається коефіцієнтами, ґрунтово-екологічне значення яких показує, наскільки гумус бідних ґрунтів є ефективнішим, ніж гумус багатих. Для прикордонної з Україною Ростовської області РФ ці коефіцієнти дорівнюють: чорнозем передкавказький — 1,00 (еталон); чорнозем приазовський — 1,17; чорнозем пів-

денний — 1,22; каштановий ґрунт — 1,43. Ця екологічна особливість добре відома українським селянам, які називають чорноземні еталонно родючі ґрунти «багатими, але жадібними».

Реалізуючи ці ґрунтово-екологічні закономірності в господарській діяльності, слід пам'ятати, що не може бути однакового підходу до ціни балу за вмістом гумусу для генетично віддалених ґрунтів, тим більше, що вплив вмісту гумусу на родючість ґрунту є неоднаковим для різних сільськогосподарських рослин. Азональні алювіальні ґрунти не можна оцінювати за цим критерієм в одному ряду із чорноземами, сірими опідзоленими, реградowanними та іншими зональними ґрунтами, а еродовані ґрунти взагалі потрібно оцінювати з огляду на величезний масштаб втрат гумусу за рахунок процесів змиву. Так що настав час відповідально поставитися до захисту екологічних функцій чи не найсуттєвішого компоненту ґрунту — його органічної частини.

Контрольні запитання і завдання



1. Назвіть основні джерела органічних речовин у ґрунті.
2. Що Вам відомо про чинники та умови гумусоутворення?
3. Яка роль біоти у формуванні органічного фонду ґрунтосфери?
4. У чому полягають особливості трансформації біогенних решток і роль у ній окремих груп організмів?
5. Дайте загальну характеристику органічної частини ґрунту.
6. Як впливає сільськогосподарське використання ґрунтів на їх органічну частину?
7. Охарактеризуйте суто гумусові речовини.
8. У чому полягає відмінність між гуміфікацією, гуміфіксацією і гумусоутворенням?
9. Розкрийте сучасні погляди на гумусоутворення при різних типах ґрунтогенезу.
10. Опишіть колоїдно-хімічну природу гумусу.
11. Яка класифікація гумусових речовин як дисперсних систем?
12. Назвіть особливості групового і фракційного складу гумусу в різних ґрунтах.
13. Охарактеризуйте органічну частину чорноземів, лісових, галоморфних, заплавних ґрунтів.
14. Наведіть основні показники гумусового стану ґрунтів.
15. Опишіть баланс гумусу та його розрахунок.
16. Опишіть екологічні функції та агрономічну роль гумусу.
17. Який вміст гумусу в різних ґрунтах та його динаміка в агроценозах?

Розділ 4

ХІМІЧНИЙ СКЛАД ҐРУНТУ

Ґрунт, як найсуттєвіше біолітогенне породження космопланетарного екзогенезу (продукт тривалої паритетно-корпоративної взаємодії біоти з літосферою в конкретних умовах клімату та рельєфу), має свій неповторний, еволюційно відшліфований біосферою хімізм. Елементний та ізотопний склад ґрунту інформує про його мінералогічну успадкованість від літогенної матриці, а водночас і речовинно-біоенергетичну органогенну унікальність, еволюційно відкориговану в ґрунтогенному біогеореакторі ландшафтної сфери Землі не ймовірно розмаїтими та строкатими представниками біоти. Головною особливістю хімізму ґрунту, як біосферного утворення, є неодмінна присутність органічних речовин, а в їх складі — гумусу, специфічної, суто ґрунтової, групи, зв'язаної в ґрунті в органічно-мінеральні сполуки. Гранична непостійність (динамічність) хімічного складу поєднується з їх термодинамічно-агрегативною стабільністю, гарантованою біогенно ініційованим локальним зниженням Вселенської ентропії на єдиній з планет Сонячної системи. Тому не дивно, що маса ґрунту на 80 – 90 % (і більше) складається з мінеральних речовин, знижуючись до 10 % (і менше) лише в органогенних (торф'яних) ґрунтах.

Елементний, статистично усереднений, **склад ґрунту** є однією з його обов'язкових характеристик, придатних для порівнювання зі складом інших природних тіл. Таку хімічну статистику вивчає *хімія ґрунтів* (А.Є. Возбуцька, Д.С. Орлов), на відміну від *геохімії*, яка відстежує міграційно-аккумулятивну поведінку хімічних елементів у тих самих ґрунтах, ландшафтах (Б.Б. Полинов), біосфері (що В.І. Вернадський визначив як предмет біогеохімії, в нашому випадку — біогеохімії ґрунтового покриву).

Вважають, що перші хімічні аналізи ґрунту виконав Ф. Ахард (1786) за сто років до оформлення генетичного ґрунтознавства як самостійної науки, засновник якої в своїх працях (1883 – 1899) вже широко використовував дані про валовий склад у ґрунтах N, P₂O₅, K₂O, Na₂O, CaO, MgO, Fe₂O₃, Al₂O₃ тощо. Усереднений (% або мг/кг) фоновий вміст елемента в літосфері та в ґрунтах О.Є. Ферсман назвав *кларком* (на честь американського геохіміка Ф.У. Кларка). За хімічним складом ґрунтів О.П. Виноградов виділив *біогеохімічні провінції*, які відрізняються від сусідніх територій підвищеним (чи

заниженим) вмістом одного або кількох мікроелементів, що є типовим явищем і для України.

Елементний склад ґрунту є комплектом притаманних йому хімічних елементів та їх кількісними співвідношеннями. Його синонімами є терміни «хімічний склад ґрунтів» і менш точний — «валовий склад ґрунтів».

Ґрунт, розтертий у порошок, як і літосфера, складається майже наполовину з кисню, більш як на чверть із силіцію (кремнію), трохи $> 10\%$ становлять разом Al та Fe, декілька відсотків — Ca + Mg + Na + K, а на всі інші елементи сумарно припадає $< 1\%$ (серед них такі необхідні рослинам елементи, як C, N, S, P, становлять десяті і соті частки відсотка). Найяскравішими представниками останніх є два елементи, біогенно привнесені в біокосний ґрунт з атмосфери і депоновані там в його органічній частині — *карбон (вуглець)* і *нітроген (азот)*, кількість яких зростає внаслідок ґрунтогенезу відповідно в 20 і 10 разів. Їх накопичення в ґрунті є тотальним підсумком життєдіяльності організмів, які вміщують за О.П. Виноградовим $18\% \text{ C}$ і $0,3\% \text{ N}$ (в розрахунку на *живу речовину*). Не змінюючи загальної ієрархії у вмісті хімічних елементів, ґрунтогенез також неодмінно нарощує кількість *кисню (кисню)* та *гідрогену (водню)* — конституційних елементів **води**, без якої поява та еволюція на Землі будь-яких життєпроявів, а разом з ними й ґрунтів, були б неможливими. Подібна корекція відбувається на тлі загального зменшення вмісту в продуктах ґрунтоутворення Al, Fe, K, Ca, Mg. Якщо повернутися до *системи атомів*, які становлять хімічну першооснову ґрунту, то виявиться, що вона успадковує притаманну літосфері стабільну матрицю, майже повністю змонтовану з нечисленних атомів *кисню* та *силіцію*, посеред маси яких розпорошені інші атоми, які, іноді концентруючись, утворюють у певних точках (вузлах згущення матерії — вершинах кристалічних ґраток) цілком конкретні (у тому числі й біологічно активні) сполуки.

Середньостатистичний елементний склад ґрунтів для метрової товщі є малоінформативним щодо участі окремих елементів у профільформуючих процесах, оскільки не враховує профільної диференціації вмісту хімічних елементів, особливо помітної в органогенних (збіднених Si), елювіальних, карбонатних (збагачених Ca), засолених та всіх інших генетичних горизонтах.

Оскільки в своїй основній масі (окрім гумусу та інших органічних речовин) ґрунт складений мінеральними речовинами, то й валовий хімічний його склад переважно визначається складом та співвідношенням мінералів з різних за розмірами фракцій, охоплених ґрунтоутворенням. У великих фракціях домінують кварц і польові шпати, а тонкодисперсні фракції представлені переважно глинистими алюмосилікатами при мінімальному вмісті інших мінералів, чим, власне, й пояснюється переважання в хімічному складі ґрунтів O,

Si, Al за зменшеної кількості Fe, Ti, Ca, Mg, K, Na та мінімуму інших елементів, представлених лише в мікрокількостях. Незважаючи на широке варіювання вмісту окремих хімічних елементів навіть в одному типі ґрунту, все ж його інтервали є цілком чіткими. Так, вміст Si коливається в межах 22 – 44 % (за масою), Al — 1 – 8 %, Fe — 0,5 – 6,0 %. Вуглець карбонатів трапляється лише в ґрунтах з непромивним водним режимом, вміст C, N, P, S тісно корелює з вмістом гумусу, максимуми вмісту Al (14 %) і Fe (12 %) спостерігаються у червоноземах, а водню (5,33 %) — у кислих торф'яниках.

Розподіл хімічних елементів по окремих фракціях є вкрай нерівномірним, наслідуючи їх мінералогічні розбіжності. Так, збагаченість уламковим кварцом фракцій > 0,25 мм водночас зумовлює і найвищий вміст у них оксиду кремнію, підвищення участі в тонших фракціях польових шпатів та інших первинних (передусім Fe-вмісних) мінералів спричинює їх збагачення сполуками Fe, Al та деяких інших елементів. Ще помітніше впливає на хімізм фракцій різка зміна мінералогічного складу в пилюватій фракції, а ще більше — в мулі. Це підтверджує закономірність, що вміст SiO₂ максимізується у міру зменшення вмісту Al₂O₃ і Fe₂O₃ і не залишає сумнівів у тому, що валовий хімічний склад материнських порід (а отже, й ґрунтів) є функцією їх гранулометричного (в першооснові — мінералогічного) складу.

Профільно-ґрунтогенна модифікація хімічного складу є найяскравішою, вперше поміченою В.В. Докучаєвим, рисою, яка надає можливість опанувати ті, суто ґрунтові хімічні перетворення, які відбуваються в монотонно-однорідній на старті породі в процесі ґрунтогенезу. Її мінералогічний (а отже, й хімічний) каркас залишається стабільним при дерновому типі ґрунтоутворення, який лише збагачує материнську породу органічними речовинами, формуючи класичний гумусово-акумулятивний профіль чорноземів. Ґрунти з *E–I* диференціацією профілю вражають альтернативністю хімічного складу генетичних горизонтів — збіднення *E*-горизонту оксидами Al і Fe на тлі його збагачення SiO₂, а в ілювіальній частині профілю — зворотна картина. Проте хімічний склад залишається інформативно нічим для генетичної інтерпретації, якщо його не доповнено даними інших специфічних аналізів ґрунтового профілю (гранулометричного, мінералогічного тощо).

Стартові відмінності у складі окремих гранулометричних фракцій дуже ускладнюють використання результатів валового хімічного аналізу для оцінки генетичних змін у профілі ґрунтів, сформованих на двочленних або шаруватих відкладах. При *E–I* диференціації профілю за вмістом мулу, скажімо в опідзолених або лесивованих ґрунтах, погоризонтні відмінності у валовому хімічному складі можуть бути наслідком лише одного перерозподілу збагаченого півто-

раоксидами мулу, що само по собі не дає змоги робити висновків про характер хімічних змін у мінеральних компонентах генетичних горизонтів *in situ*. Надійно про це інформують лише результати валового хімічного аналізу кожної окремої фракції. Через високу вартість та трудомісткість виконання таких аналізів вони обмежено застосовуються лише у спеціальних поглиблених дослідженнях ґрунту.

Валовий хімічний склад мінеральної частини ґрунту зазвичай виражають у вигляді відсоткового вмісту вищих оксидів елементів (передусім макроелементів — SiO_2 , Al_2O_3 , Fe_2O_3 , CaO , MgO , K_2O , Na_2O , P_2O_5 , SO_3). Зручність такого способу подання елементного складу полягає в можливості перевірки правильності аналізу визначенням їх суми, яка повинна наближатися до 100 % (з допустимим відхиленням в 1,5 – 2 % при 5 % точності аналізу). Умовність подібної перевірки є очевидною, оскільки конкретні форми сполук у ґрунті є вкрай різноманітними. Для змінно валентних елементів (Fe, Mn, S, P) їх форма достеменно ніколи не є відомою, а деякі з названих оксидів взагалі не здатні існувати в ґрунтах. Хімічні елементи можуть перебувати в різних ступенях окиснення (не завжди вищих) і не обов'язково у формі кисневих сполук. При перебігу в оглеєних ґрунтах відновлювальних процесів залізо може бути представлене його дисульфідом FeS_2 (марказит, пірит). Якщо представити результати аналізу піриту у вигляді оксидів Fe_2O_3 і SO_3 , то їх сума буде > 200 %. Подання елементного складу ґрунту в оксидах загалом спотворює реальну картину співвідношень між хімічними елементами. Для перерахунку результатів валового хімічного складу у відсотковий вміст елементів застосовують процедуру перемноження відсотків оксидів на відповідний коефіцієнт (частку від ділення атомної маси потрібного елемента на молекулярну масу відповідного оксиду).

Оскільки хімічні реакції здійснюються, хоч і масою, але обов'язково в певній пропорції атомів, іонів, молей, це накладає певні обмеження на використання результатів аналізу у вагових (масових) відсотках. Так, при вмісті Al 5 % і Fe 2,5 % співвідношення між ними становитиме 2, тоді як реальне співвідношення між їх атомами дорівнює 4,75. Зазвичай кількість алюмінію в ґрунтах за масою перевищує вміст заліза вдвічі-втричі, а за кількістю атомів — у чотири-п'ять разів. Вміст Ca за масою може перевищувати вміст Mg вдвічі, а за кількістю атомів їх рівень вирівнюється, а інколи магній навіть переважає. У зв'язку з цим при здійсненні ґрунтово-біогеохімічного моніторингу (міграція, акумуляція хімічних елементів тощо) результати визначення елементного складу виражають у моль/кг. Щодо розрахунків норм внесення хімічних меліорантів для вапнування чи гіпсування ґрунтів, то їх кількість подають у т/га, а

для поживних елементів (N, P, K) — в ц/га селітри, суперфосфату, амофосу тощо), хоча першоосною таких розрахунків є, безумовно, мольні (еквівалентні) співвідношення, часто перераховані на безгумусний, безкарбонатний, прожарений ґрунт. Останній спосіб включає водночас і два попередніх, є найбільш прийнятним для порівняння валового складу гумусово-аккумулятивних і мінеральних горизонтів ґрунту, а ще більше — фракції мулу, збагаченої органічними речовинами та міцнозв'язаними формами води. При цьому найточніше уявлення про профільний перерозподіл того чи іншого елемента дають порівняння їх запасів у певних шарах з урахуванням об'ємної маси (щільності ґрунту). Особливо ефективним цей спосіб подання результатів аналізу валового складу ґрунту стає за наявності різних погоризонтних відмінностей у об'ємній масі (скажімо, оторфованих та мінеральних оглеєних горизонтів). При розрахунках запасів того чи іншого елемента його вміст (% або г/м³) виражають на сухий (а не прожарений) ґрунт.

Елементний склад ґрунтів широко використовують при розрахунках співвідношення мольних величини таких пар, як C : H, C : N, C : O, SiO₂ : Al₂O₃, і SiO₂ : Fe₂O₃, SiO₂ : R₂O₃ (вміст елементів ділять на їх атомну масу).

Атомні співвідношення C : H, C : O, C : N вказують на кількість атомів C, що припадають на один атом H, O, N. Вищі показники при цьому індикують більшу роль у побудові органічної частини атомів вуглецю. Пропорція C : H інформує про тип будови вуглецевого скелета гумінових кислот (її зростання діагностує його ускладнення), C : N характеризує рівень збагаченості гумусу азотом, а C : O — ступінь окиснення гумусових речовин. Величина SiO₂ : R₂O₃ в мулистій фракції інформує про тип кори вивітрювання (алітна — < 2,5, сіалітна — > 2,5). Співвідношення SiO₂ : Al₂O₃ у каолініту і мусковіту дорівнює 2, а у мінералів монтморилонітової групи — 4.

Тенденцію втрати або накопичення лужних та лужноземельних елементів оцінюють за співвідношенням (Na₂O + K₂O)/Al₂O₃ і (CaO + MgO)/Al₂O₃, а елювіально-аккумулятивні тенденції визначають за елювіально-аккумулятивним коефіцієнтом А.А. Роде: $EA_R = R_1 S_0 / R_0 S_1$, де R_1 і R_0 — вміст елемента відповідно в горизонті та породі, S_1 і S_0 — вміст немігруючого по профілю свідка (SiO₂) в горизонті та породі. Форма подання вмісту (окис чи елемент) тут не має значення, оскільки відповідні перерахунки входять і у чисельник, і у знаменник.

При дослідженні еколого-біогеохімічних закономірностей ґрунтогенезу в конкретній ландшафтно-біокліматичній обстановці, де ґрунтотворний *макропроцес* представлено розмаїтою гамою *мікропроцесів* та суто хімічних, біохімічних реакцій, елементний склад ґрунту майже втрачає свою інформативність. На сьогодні ще не іс-

нує стрункої класифікації цих добре відомих процесів: гіпергенез мінералів (гідроліз, розчинення, окиснення, відновлення); мінералізація та гуміфікація органічних речовин; осадоутворення; міграція речовин з їх перенесенням через межу ґрунт – доквілля (вода, повітря, порода), у тому числі елюювання, ілювіювання, лесиваж; оглеєння, опідзолювання та подібні до них *цілісні* процеси, представлені багатьма *частковими* реакціями і процесами. Їх розуміння спирається вже не на елементний склад ґрунту, а на її молекулярний (речовинний склад), оскільки в конкретних реакціях беруть участь не атоми, а іони та молекули, на властивостях яких і ґрунтується реальна хімія ґрунтів. Найбільш суттєвою рисою будь-якого ґрунту в таких випадках виявляється його *багатофазність*, коли молекули одного типу можуть входити в різні фази, а отже, ступінь їх участі в хімічних реакціях буде неоднаковим. Нагадаємо, що *фазою* вважають комплект гомогенних часточок гетерогенної системи, наділених (незалежно від маси) однаковими складом і термодинамічними властивостями та відмежованих від інших частин системи деякою видимою поверхнею розділу. Виходячи саме з цього, ґрунт називають багатофазною системою. При цьому видається некоректним звичне для ґрунтознавців уявлення про нього як трифазну (тверда, рідка, газоподібна) чи чотирифазну (+ організована біофаза) систему, оскільки термін «фаза» має суворе хімічне та термодинамічне тлумачення, якого потрібно дотримуватися. Загальна кількість фаз у ґрунті (зовнішніми полями для якого є гравітаційне та геомагнітне поля Землі) може бути скільки завгодно великою (їх повного переліку поки немає). Добре відомо, що однакові за складом, але різні за структурою компоненти утворюють різні фази (CaCO_3 — кальцит і арагоніт). Типово багатофазним є *ґрунтовий розчин*, практично кожен хімічний елемент якого входить до складу кількох речовин і виявляється одночасно в різних фазах, як і сама вода — водночас рідка, пароподібна, а то й тверда. Те саме слід сказати і про *ґрунтове повітря*. У системі **«тверді фази реального ґрунту — ґрунтовий розчин»** рівновага майже ніколи не встановлюється. Колись (можливо, в силурі, а то й ще раніше) наблизившись до неї, ґрунт постійно змінювався внаслідок зміни температури, випаровування, гравітаційного переміщення води, обміну речовинами між ґрунтом та ризосферами рослин, мікробно-ферментативної діяльності тощо.

Форми сполук хімічних елементів визначають основні властивості ґрунтів, передусім доступність рослинам поживних речовин, які пересуваються по трофічному ланцюгу *ґрунт – рослина – тварина – людина*.

Кисень є одним з найпоширеніших елементів ґрунту (близько 50 % за масою). Він входить до складу води, оксидів, гідроксидів,

первинних і вторинних мінералів, органічних сполук та багатьох інших природних речовин. Унікальне значення для рослин, тварин і мікроорганізмів має вміст у ґрунтового повітрі вільного кисню.

Силіцій (кремній) і його сполуки (передусім кварц і меншою мірою первинні та вторинні силікати та алюмосилікати) виконують конституційну роль, створюючи літогенний «скелет» ґрунту (його літоматрицю). Профільний розподіл силіцію є діагностичною ознакою багатьох ґрунтових процесів та властивостей ґрунту (липкість, набухання, ємність катіонного обміну тощо). Найбільш поширеною формою силіцію в ґрунтах є його оксид SiO_2 — хімічно інертна речовина, представлена різними за окристалізованістю і гідратованістю формами. Окрім дуже стійкого кварцу (у фракції піску його вміст може досягати 90 – 98 %), вільна крем'янка трапляється також у біогенному опалі ($\text{SiO}_2 \cdot n\text{H}_2\text{O}$), фітолітах та інших сполуках, які свідчать про те, що SiO_2 частково переходить у ґрунтовий розчин, а отже, й здатний вимиватися за межі профілю. Хімізм взаємодії SiO_2 з водою та розчинні форми *літогенного силіцію* вивчені недостатньо, хоча здатність силіцевих кислот до утворення полімерних форм та колоїдних розчинів є очевидною і загалом аналогічною *біогенному вуглецю*. Наприклад, високий вміст Si в злаках та хвощах вочевидь індикує біогенність цього найважливішого, еконейтрального для біоти елемента, без якого гальмується розвиток живих організмів — його рухомі сполуки постійно контролюють динаміку рухомих сполук Al, Mg, P, помітно впливають на динаміку Fe, Mn та інших змінно-валентних елементів, регулюють біогеохімічні потоки важких металів, посилюють імунітет рослин та їх еволюційно заданий спротив несприятливим ґрунтово-екологічним умовам. У фералітних ґрунтах тропіків уміст SiO_2 знижується нижче від характерних для глинистих ґрунтів 40 – 70 %, внаслідок чого біогенний Si тут стає дефіцитним.

Алюміній посідає серед хімічних елементів ґрунту третє місце, входячи переважно до складу польових шпатів і глинистих мінералів. Не виключається присутність у ґрунтах вільного глинозему (діаспор, беміт, гідраргіліт). Незначна частина Al може перебувати і серед обмінно увібраних катіонів. Руйнація первинних і вторинних мінералів супроводиться вивільненням гідроксиду алюмінію, який через свою малорухомість, як правило, залишається на місці утворення — частково у вигляді гідрозолу, який під час лужної реакції повністю випадає в осад. У кислому середовищі ($\text{pH} < 5$) він стає рухомих і зумовлює появу у ґрунтовому розчині $\text{Al}(\text{OH})_2^+$ і AlOH^{2+} , які виявляють фітотоксичність (хоч є принципово й алюмофільні рослини — чайний кущ, кукурудза — вихідці з фералітних ландшафтів). Водорозчинний і колоїдний гідроксид Al утворює з гумусо-

вими речовинами органо-мінеральні комплекси, здатні переміщуватися по профілю ґрунту. Валовий вміст Al_2O_3 в ґрунтах коливається від 1 – 2 % до 15 – 20, а у фералітних ґрунтах тропіків і бокситих перевищує 40 %.

Залізо (ферум) виступає головним елементом магнетиту, гематиту, глауконіту, рогової обманки, піроксенів, біотиту, хлориту та інших мінералів, у тому числі аморфних (гетит, гідрогетит, лимоніт) і глинистих. Доведено також наявність заліза в увібраному стані та у вигляді ОМС, здатних переміщуватися по профілю ґрунту, відіграючи особливу роль у процесах ґрунтогенезу. При внутрішньоґрунтовому гіпергенезі Fe-вмісних мінералів у ґрунті з'являється гідроксид заліза, добре розчинний у дуже кислих ґрунтах ($pH < 3$): $Fe(OH)_3 + 3HCl \rightarrow FeCl_3 + 3H_2O$; $Fe(OH)_2 + H_2SO_4 \rightarrow FeSO_4 + 2H_2O$. При $pH > 3$ розчинність гідроксиду заліза падає, а на нейтральних ґрунтах рослини можуть відчувати навіть дефіцит цього важливого біогенного елемента (зовні це виявляється як хлороз — побіління листя). Відомі цитратні, тартратні та інші комплексні сполуки заліза (у тому числі і з гумусовими кислотами).

У анаеробних умовах розчинність заліза зростає, що супроводиться накопиченням у заболочених ґрунтах віваніту $Fe_3(PO_4)_2 \cdot 8H_2O$ і ярозиту $KFe_3(SO_4)_2(OH)_6$. Наявність у ґрунтах таких різноманітних сполук заліза робить недоцільним визначення окремих з них. Суттєву генетичну та діагностичну інформацію дає визначення *силікатних* і *несилікатних* груп залізистих сполук. С.В. Зонн виділяє серед несилікатних форм заліза окристалізовані і аморфні з подальшим поділом **окристалізованих** на *сильно-* і *слабкоокристалізовані* форми. Аморфні сполуки заліза поділяють на зв'язані і незв'язані з гумусом форми. Таке групування є умовним, але зручним для еколого-генетичної характеристики ґрунтів. Так, за співвідношенням силікатного та несилікатного заліза С.В. Зонн поділив ґрунти на фералітні, ферсіалітні, сіалітні. У трансформації сполук заліза беруть участь такі процеси й реакції: 1) вивітрювання первинних мінералів і мінералізація Fe-вмісних органічних сполук; 2) окиснення-відновлення; 3) комплексоутворення; 4) адсорбція; 5) утворення нерозчинних сполук. Загальний вміст у ґрунтах Fe_2O_3 коливається в дуже широких межах, %: від 0,5 – 1,0 в кварцево-піщаних ґрунтах і 3 – 5 в чорноземах до 8 – 10 в ґрунтах на елювії феромагnezіальних порід і 20 – 50 у фералітних ґрунтах і латеритах тропіків.

Кальцій є суто ґрунтогенним, дуже потрібним рослинам і тваринам елементом. Він стабілізує кислотно-лужний режим організмів, водночас є класичним елементом старіння. Кальцій та його сполуки визначають фізичні, фізико-хімічні і біологічні властивості ґрунту («сторож ґрунтової родючості»). У ґрунті кальцій міститься в гли-

нистих мінералах, перебуває в обмінно-увібраному стані, у формі простих солей, входить до складу гумусу і рослинних решток. Серед обмінних катіонів у більшості ґрунтів він посідає перше місце. Основним джерелом рухомого кальцію виступають карбонати — CaCO_3 . Вміст CaO в безкарбонатних суглинистих 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 приповерхневої орґано-мінеральної частини профілю. Однак його підвищений вміст може бути успадкованим також від уламків карбонатних порід і первинних Ca -вмісних мінералів, присутніх у великих фракціях, а в ґрунтах сухостепової та аридної зон зумовленим ґрунтогенним накопиченням вторинного кальциту або гіпсу. Багато Ca накопичується в ґрунті гідрогенним шляхом (з вапняковими та гіпсовими новоутвореннями). Карбонат кальцію у ґрунті під впливом вуглекислоти переходить у розчинний стан: $\text{CaCO}_3 + \text{CO}_2 + \text{H}_2\text{O} = \text{Ca}(\text{HCO}_3)_2$. Рослини зазвичай не відчувають нестачі кальцію на більшості ґрунтів, проте внесення Ca -вмісних сполук (гіпсу, вапна) є класичним прийомом їх хімічної меліорації — поліпшення агрономічних властивостей ґрунту.

Магній за вмістом у ґрунтах стоїть близько до Ca , виконуючи у рослинах важливу фізіологічну роль, передусім у складі хлорофілу. У ґрунті він є в глинистих мінералах, у великих фракціях представлений уламками доломіту, олівіну, рогових обманок, піроксенів, а в засолених ґрунтах — хлоридами та сульфатами.

Калій міститься в ґрунтах найчастіше в глинистих мінералах тонкодисперсних фракцій, передусім у гідрослюдах, а також у складі первинних мінералів великої фракції (біотит, мусковіт, калієві польові шпати). Виділяють такі його форми: *недоступний рослинам калій* (у складі кристалічних решіток і фіксований — між шарами глинистих мінералів); *умовно доступний* (у складі мікробної плазми); *доступний* (катіоно-обмінний і водорозчинний). Загалом калійний режим ґрунтів характеризують через калій: водорозчинний (10 – 25 % від обмінного), обмінний (5 – 25 % від кислоторозчинного), рухомий (водорозчинний + обмінний), необмінний гідролізований, кислоторозчинний (об'єднує всі попередні форми, становлячи 2 – 15 % від валового, вміст якого у важких ґрунтах перевищує 2 %, а в піщаних і торф'яних є мінімальним) і необмінний (різниця між валовим і кислоторозчинним). Усі ці форми динамічно між собою пов'язані (при споживанні рослинами обмінного калію його запаси поповнюються з необмінних форм). Є класичні приклади дефіциту доступного рослинам калію на піщаних, торф'яних, висококарбонатних ґрунтах. Калій, на відміну від Ca , є елементом молодості з яскравою фітофільністю і далеко не дослідженими фізіобіохімічни-

ми функціями. Достеменно відомо, що він не утворює органічних сполук, однак регулює обводненість цитоплазми, бере участь у вуглеводневому обміні, входить до складу понад сорока коферментів, надає заряду клітинним мембранам, підвищує жаро- і холодостійкість рослин, протидіє їх виляганням та грибковим захворюванням, є паритетним учасником $K - Na$ -насосів у рослинах.

Натрій надходить у ґрунти в основному з Na -вмісних польових шпатів. Його валовий вміст дорівнює $1 - 3\%$ Na_2O , досягаючи $5 - 6\%$ у великих фракціях та знижуючись до $0,5 - 1,0\%$ у мулі. У засолених ґрунтах Na може перебувати в обмінному стані або у вигляді хлоридів і сульфатів. Його надлишок тут спричинює граничне погіршення агрофізичних та фізико-хімічних властивостей ґрунтів, передусім солонців з їх лужною реакцією. Фізіологічна роль натрію, як і калію, є недостатньо вивченою. Зрозуміло, що на другому поверсі трофічної піраміди в теплокровних організмах Na відіграє роль унікального компонента фізіологічного розчину крові, склад якого в чомусь повторює хімізм морської води. Рослини нестачі Na не відчують, скоріше навпаки — пригнічуються ним на галоморфних ґрунтах (це не стосується галофітів, серед яких є й культурні — цукрові буряки). Вивчення ґрунтової хімії Na зумовлено потребою у поліпшенні агрофізичного та еколого-біогеохімічного стану ґрунтів галоморфного ряду — внесення Na з добривами підвищує врожайність цукрових буряків, поліпшує їх якість на чорноземах, худобі більше смакують галофітні травостої на солонцюватих ґрунтах; удобрення Na (внесення рухомих сполук Si з K та Na) є екологічно вмотивованим прийомом агрохімічного окультурювання ферсальїтних та фералїтних ґрунтів субтропиків і тропиків.

Титан є біогенно індиферентним елементом, хімізм якого повністю визначається його розміщенням в IV (цікаво, разом з C , Si , Ge) групі елементів під номером 22. Проте в ґрунтах він завжди присутній у кількості кількох десятків часток відсотка, іноді спостерігається його накопичення у фракції мулу (до 1%), де він представлений первинними стійкими проти гіпергенних перетворень Ti -вмісними мінералами (ільменіт, рутил, сфен).

Манган (марганець) міститься в ґрунті в кількості лише кількох десятків, а то й сотих часток відсотка MnO . У розсіяному вигляді він може входити до складу деяких гранатів та інших мінералів, акцесорно примішаних до олівіну, піроксенів, епідоту, а в концентрованому — в $Fe - Mn$ конкреціях, які активно продукуються під час глейових процесів під впливом специфічної мікрофлори. Біогеохімічний тандем $Mn - Fe$ виявляється для ґрунтового біогеореактора дуже прикметним, завдяки унікальній властивості Mn з надзвичайною легкістю утворювати розмаїту гаму різноокиснених сполук (з валентністю від $+2$ до $+7$): MnO , Mn_2O_3 , MnO_2 , Mn_3O_4

($\text{MnO} \cdot \text{Mn}_2\text{O}_3$), Mn_2O_7 . Ці окиси цікаві не лише тим, що Mn представлений у них різними ступенями окиснення, а ще й тим, що вони виявляють себе альтернативно з позицій кислотно-лужних взаємодій: основні властивості виявляють $\text{Mn}(\text{OH})_2$, $\text{Mn}(\text{OH})_3$, $\text{Mn}(\text{OH})_4$; кислотні — H_2MnO_4 , HMnO_4 , амфотерні — найбільш стійкий MnO_2 . Як і залізо, манган є перехідним від макро- до мікроелементів. Умовно доступним для рослин є Mn, добутий з ґрунту 0,1 н. H_2SO_4 .

Карбон (вуглець) акумулюється у верхніх горизонтах ґрунтів завдяки біоті, через що головна частина його запасів припадає на органічний C^{-4} (у тому числі у складі гумусу). Мінеральний C^{+4} представлений різними формами ґрунтогенних (і не лише) карбонатів Ca та інших основ. Вміст C^{-4} коливається від часток відсотка (в збіднених органічними речовинами піщаних ґрунтах) до 3 – 5 – 15 % (в добре гумусованих чорноземах), досягаючи десятків відсотків у торфогенних горизонтах. На орних мінеральних ґрунтах потрібно поновлювати запаси біоенергетичного вуглецю (C^{-4}) за рахунок органічних добрив.

Азот, як і C, зосереджений головним чином у гумусі (до 1/20 від вмісту C), акумулюючись (не більш як 0,3 – 0,4, часто 0,1 %, а то й менше) у верхніх горизонтах ґрунту. Він входить до складу всіх білкових речовин, ДНК, РНК, хлорофілу, фосфатидів, алкалоїдів, ферментів та багатьох інших органічних сполук. Як класичний представник змінно-валентних (-3 , $+1$, $+2$, $+3$, $+4$, $+5$) елементів він виявляє неабияку хімічну (і ще більшу фізіобіохімічну) активність, внаслідок якої в ґрунті продукується дуже багато різних N-вмісних сполук. Стабільні в ґрунті та живих (у тому числі й рослинних) організмах їх форми містять N^{-3} і N^{+5} . Мінеральний азот (це 1 – 3 % від його загального вмісту) представлений у ґрунті іонами амонію, нітратів і нітритів. Основними формами засвоюваного рослинами азоту є рівноцінні для них NH_4^+ і NO_3^- , проте на кислих ґрунтах засвоєння NO_3^- є кращим, оскільки поглинанням NH_4^+ заважає іон водню. Фіксований амоній (між шарами глинистих мінералів) є недоступним для рослин. Не виключено, що внесення Ca-вмісних сполук сприяє переведенню такого амонію в доступні для рослин форми. Поповнення мінерального азоту в ґрунті відбувається за рахунок органічних сполук (передусім, гумусу, який щороку мінералізується в кількості до 10 ц/га в розораних чорноземах). Для забезпечення високих і стабільних урожаїв сільськогосподарських культур вносять азотні добрива.

Органічні N-вмісні сполуки в ґрунті входять до складу неспецифічних сполук, гуміну, гумусових та інших речовин у вигляді аміно- та амідогруп, аміноцукрів (вивчені недостатньо, представлені ацетилглюкозаміном, який цікавий тим, що входить до складу хітину в

панцирах комах-гумусотворників), гетероциклів (складових гумусу) та їх похідних.

Біогеохімія ґрунтогенного азоту включає такі основні біосферознакові процеси: 1) фізіобіохімічну фіксацію атмосферного азоту вільноживучими і бульбочковими (симбіотичними з бобовими рослинами) бактеріями; 2) амоніфікацію (біохімічний розклад азотвмісних органічних речовин групою аеробних і анаеробних бактерій, актиноміцетів і плісневих грибів до NH_3); 3) нітрифікацію (окиснення NH_4^+ до NO_3^-); 4) денітрифікацію (відновлення $\text{NO}_3^- \rightarrow \text{NO} \rightarrow \text{N}_2\text{O} \rightarrow \text{N}_2$); фізико-хімічну фіксацію — дефіксацію NH_4^+ глинистими мінералами; вимивання N-вмісних сполук. Нітрифікацію забезпечують бактерії роду *Nitrosomonas*, *Nitrosospira*, *Nitrosocystis* (I етап) і *Nitrobacter* (II етап), а денітрифікація відбувається за участю *Bact. denitrificans*, *Bact. stutzeri*, *Bact. fluorescens*, *Bact. puosyaneum*.

Фосфор («елемент життя й думки» — О.Є. Ферсман), якого в ґрунті мало (не $> 0,1 - 0,2\%$), входить до складу таких життєво важливих сполук, як нуклеотиди, ДНК, РНК, фітин, лецитин, цукрофосфати, але в більшості ґрунтів (особливо піщаних) рослини постійно відчувають його дефіцит, зумовлений не лише низьким вмістом, а й слабкою розчинністю його сполук. У ґрунтах фосфор представлений органічними та мінеральними (домінуючими: 56 – 70 %) сполуками. Серед останніх переважають ортофосфати Ca (в нейтральних ґрунтах — гідроксил-, фтор-, хлорапатит), Fe і Al (в кислих — варисцит, штренгіт). Якщо однозаміщені фосфати Ca добре розчиняються у воді (1,8 г/100г H_2O), то двозаміщені — погано (20 мг/100г H_2O), а тризаміщені у воді зовсім не розчиняються. Класичним ґрунтовим процесом є ретроградація фосфатів, тобто перехід їх водорозчинних форм у нерозчинні $\text{Ca}(\text{H}_2\text{PO}_4)_2 \rightarrow \text{CaHPO}_4 \rightarrow \text{Ca}_3(\text{PO}_4)_2$. Зворотний процес мобілізації фосфатів відбувається за рахунок біохімічного утворення в ґрунті мінеральних та органічних кислот. Поряд з хімічним зв'язуванням фосфатів ґрунти (передусім кислі) здатні обмінно поглинати аніони ортофосфорної кислоти. Значна частина внесеного з добривами фосфору поглинається обмінно і може бути витіснена при взаємодії ґрунту з сольовим розчином (підтверджено експериментами з ^{32}P), а отже, є доступною рослинам. У різних типах ґрунтів аніон HPO_4^{2-} зв'язаний різними катіонами: в карбонатних — Ca; в слабкокислих — Ca, Al, Fe; в кислих — Al і Fe. Всього у ґрунтах ідентифіковано близько 200 мінеральних сполук фосфору. Їх визначення при дослідженнях фосфатного режиму ґрунтів є вочевидь недоцільним, через що його замінюють традиційним для

ґрунтознавства фракціонуванням окремих груп фосфатів (методи Чирикова, Чанга — Джексона, Гінзбург — Лебедевої).

Сірка (сульфур) міститься в ґрунті в кількості, що не перевищує декількох десятих часток відсотка, переважно у вигляді різноманітних органічних сполук (зрідка елементарної S) біогенного походження. У галоморфних ґрунтах її вміст зростає (переважно за рахунок сульфатів дво- і одновалентних металів, часом Al і Fe) до кількох відсотків. Найбільш вміст і запаси сірки характерні для торф'яних, а найменші — для малогумусних піщаних ґрунтів. У крупних фракціях ґрунту (а в торф'яниках загалом) і різноманітних техногенних субстратах (шахтні терикони), які підлягають рекультивації, сірка перебуває у сульфідній формі (пірит, марказит, гідротроїліт — утворюється при болотному процесі). При розкладі органічних речовин у фіналі утворюються сульфати (гіпс, ангідрит, мірабіліт, епсоміт, кізерит та інші найбільш стабільні з її ґрунтогенних форм, за винятком FeSO_4). Сульфати (передусім K, Na, Mg) чудово розчиняються у воді, ледь помітно поглинаються колоїдами у формі аніону SO_4^{2-} і мають добре виражену тенденцію до утворення значних акумуляцій в умовах жаркого аридного клімату (частка мінеральних форм сірки у ґрунті завжди збільшується із зменшенням умісту гумусу, підвищенням рівня мінералізованих підґрунтових вод, при накопиченні гіпсу, а також техногенним шляхом). Потреба рослин у сірці майже така сама, як і у фосфорі. З однією тонною зерна виноситься до 2,3 кг сірки. У рослинах він входить до складу амінокислот (цистеїну, цистину, метіоніну), білків, вітамінів, ферментів тощо. Рослини засвоюють цей елемент лише у вигляді SO_4^{2-} . Трансформація сполук сірки у ґрунті включає такі процеси: мінералізація органічних решток, іммобілізація, окиснення-відновлення. Незважаючи на те, що сірка входить до числа поживних елементів першочергової значущості, застосування сірчаноокислих сполук як добрив вивчено вкрай недостатньо. Однією з причин такого явища є компенсаційне надходження сірки з основними мінеральними добривами (сульфатом амонію, каїнітом, калімагом, калімагнезією, суперфосфатом тощо).

Хімія ґрунтів особливу увагу приділяє сполукам тих елементів, які присутні в мікрокількостях ($< n \cdot 10^{-3} \%$), але виконують феноменальні фізіобіохімічні ролі. Це так звані *мікроелементи*. Дуже багато речовин у малих концентраціях є вкрай необхідними для нормального розвитку організмів, але в підвищених — діють на них токсично. Такий неоднозначний вплив ґрунтового-екологічного (та іншого) довкілля на представників біоти спостерігається на прикладі будь-яких речовин (отруйних речовин принципово не існує, є лише їх отруйні концентрації), але найбільш рельєфно він виявляється

ся у випадку з мікро- та ультрамікроелементами. Ними є всі елементи 5-, 6- і 7-го періодів системи Д.І. Менделєєва (Sr, Mo, Ag, Au), частина елементів 4-го періоду (V, Mn, Co, Ni, Cu, Zn, As, Se, Br), деякі (Li, B, F) елементи 2-го періоду. Із елементів VII групи лише хлор є макроелементом (для тварин та рослин-галофітів), а F, Br, J є мікро- та ультрамікроелементами (не стільки для рослин, як для тварин і людини). Більшість з них приурочена до тих чи інших мінералів ґрунту: носіями Ni, Co, Zn є авгіт, біотит, ільменіт, магнетит, рогова обманка; Cu — авгіт, апатит, біотит, гранати, калієві польові шпати; V — авгіт, біотит, ільменіт, мусковіт, рогова обманка, турмалін; носіями Li — авгіт, біотит, флогопіт, рогова обманка, турмалін; F — флюорит, апатит тощо. Під час активного гумусоаккумулятивного процесу мікроелементи накопичуються в приповерхневих горизонтах, а елювіально-ілювіальні процеси (опідзолювання, лесиваж тощо) можуть бути причиною збіднення верхніх горизонти ґрунтів мікроелементами.

Зауважимо, що дефіцит таких мікроелементів, як B, Mn, Zn, Cu, Mo спричинює значне зниження врожайності культурних рослин та біогеохімічні ендемії (специфічні захворювання тварин і людей, у тому числі і від нестачі в кормах загалом нейтральних для фітобіоти J, Co, F та деяких інших елементів). В Україні занижений вміст I, B, Cu зафіксовано в ґрунтах Полісся і Закарпаття. Для оцінки забезпеченості рослин мікроелементами потрібна інформація про вміст їх рухомих форм (наприклад, в 1 н. HCl — Cu, 1 н. HNO₃ — Co, 1 н. KCl — Zn, оксалатній витяжці — Mo та інших), який сильно варіює залежно від літогенетичних особливостей ґрунтів та його окультуреності (Г.Я. Рінькіс): дуже бідні — при вмісті Cu < 0,3; Zn < 0,2; Mn < 0,1; Co < 0,2; Mo < 0,05; B < 0,1; бідні — відповідно 1,5; 1; 10; 1; 0,15; 0,2 мг/100 г ґрунту. За такого вмісту мікроелементів у ґрунтах рослини непогано реагують на застосування мікродобрив (підвищують урожайність сільськогосподарських культур на 10 – 15 %), які застосовують як у чистому вигляді, так і у вигляді домішок до суперфосфату, нітроамофосок та інших мікродобрив. Шкідливим є й надлишок мікроелементів (наприклад, випасання тварин на угіддях з підвищеним вмістом бору в ґрунтах і рослинах призводить до нервових розладів та пневмонії).

Поділ хімічних елементів на макро- і мікроелементи є умовним. Той самий елемент може виступати в ролі макро- і мікроелемента. Прикладом є залізо, який за вмістом у ґрунті (1 – 4 %) виступає типовим макро-, а в рослинах — мікроелементом (хоч є рослини, до складу яких Fe, як і Mn, входять у макрокількостях).

Існують й інші класифікації. В.М. Гольдшмідт усі хімічні елементи поділив на *літофільні* (S, P, Al, Na, K, Ca, Mg — всього 54 елементи), *халькофільні* (Zn, Cu, Pb, Cd, Ag, Fe, Mn та ін.), *сидерофільні*

ні (Fe, Ni, Co, P, S, Pt, Au, Sn та ін.) й *атмосферні* (H, N, O, C, He, Ne, Ar, Kr, Xe та ін.). Елементи, що концентруються живими організмами, є *біофілами* (C, H, O, N, P, S, Cl, I і меншою мірою B, Ca, Mg, K, Na, V, Mn, Fe, Cu).

А.І. Перельман, врахувавши (з огляду на залежність рухомості елементів від окисно-відновлювальних умов та наявності H_2S) шляхи міграції хімічних елементів у природних ландшафтах, виділив **повітряні** (*пасивні* — He, Ne, Ar, Kr, Xe, Rn й *активні* — O, H, C, N, I) та **водні** (*рухомі* — Cl, Br, S, Ca, Na, Mg, Sr, Ra, B; *слабкорухомі* — K, Ba, Rb, Li, Be, Cs, Tl, Si, P, Ge, Sn, Sb, As; малорухомі — Al, Ti, Cr, V, W, лантанойди) **мігранти**, що дає можливість прогнозувати поведінку елементів у біосфері.

Доцільно виділяти в окрему групу елементи, що є *конституційними* для ґрунтів (Si, Al, O, C, H, N), та деякі інші ґрунтотвірні елементи, які суттєво впливають на будову ґрунту та надають йому певного забарвлення — до них належать кальцій, карбон, силіцій, залізо, манган, частково сірка. Речовини, які зумовлюють колір ґрунту та його генетичних горизонтів, називають *ґрунтовими пігментами*. Сполуки Si, якщо вони переважають у мінеральній масі (у тому числі й ґрунтовій, наприклад в E-горизонтах), надають їй характерного сизуватого забарвлення. Сполуки карбону чинять подвійний (і альтернативний) вплив на забарвлення ґрунту: мінеральні сполуки (ґрунтові карбонати, переважно Ca, Mg, Na) є білими. Дифузно розподіляючись у масі ґрунту або формуючи всілякі новоутворення (псевдоміцелій, білозірку, дутики, журавчики тощо), вони сприяють загальному освітленню забарвлення, яке при їх локальних скупченнях (псевдоміцелій, білозірка) набуває неоднорідного плямистого характеру. Органічні (передусім гумусові) сполуки C забарвлюють ґрунт у жовтувату, буру, майже чорну (в чорноземах) тональність. З атомарним карбоном (графіт) пов'язаний чорний колір так званих володимирських чорноземів, які такими зовсім не є — вони всього лише успадкували свій чорний колір від материнських шунгітів, збагачених інертним графітом. Такого ж темного, майже чорного, забарвлення надає присутність піролюзиту MnO_2 , але воно є неоднорідним, плямистим, виявляється в примазках, ортштейнах, нерідко в породі. Аспидно-чорного забарвлення ґрунту або його окремим горизонтам надають сульфідні деяких металів, передусім заліза (гідротроїліт), які трапляються переважно в сильно оглеєних, збагачених органікою горизонтах. Сполуки заліза взагалі причетні до набуття ґрунтами найрозмаїтішої, яскравої, широкої і строкатої гами кольорів і відтінків — це жовта, полова (світло-бура — «палева»), червонувата, бура, оливкова, сизувата, чорна тональність. Практично всі ґрунтотвірні породи тією чи іншою мірою забарвлені сполуками заліза. Цей загальний палевий (у разі лесових порід), або буруватий, колір зберігається і в ґрун-

товому профілі, але в зв'язку з профільним перерозподілом сполук заліза модифікується, послаблюючись або посилюючись, а в багатьох ґрунтах стає вкрай плямистим за рахунок новоутворених залізистих примазок, прожилок, ортштейнів та інших діагностично важливих новоутворень.

Радіоактивність ґрунтів зумовлена вмістом у них радіоактивних елементів, інтерес до яких особливо актуалізувався після атомного бомбардування Хіросіми та Нагасакі, аварії на ЧАЕС та інших об'єктах. Феномен радіоактивності означає спонтанний (починаючи з № 82) розпад ядер хімічних елементів. Одиницею радіоактивності у системі СІ є бекерель (один розпад за секунду), а поза-системною — Кюрі ($1 \text{ Кі} = 3,7 \cdot 10^{10}$ розпад/с). Розрізняють природну та штучну радіоактивність ґрунтів.

Природна радіоактивність ґрунту зумовлена земними (перейшли у ґрунт з материнських порід) та космогенними (з атмосфери) радіонуклідами. Земні радіонукліди об'єднують 43 радіонукліди трьох радіоактивних родин: ^{235}U , ^{238}U , ^{232}Th . Раніше в природі існувала четверта радіоактивна родина — ряд ^{237}Np ($T_{1/2} = 2,14 \cdot 10^6$ років), усі представники якої на Землі розпались (для дослідження їх нині добувають штучно). У ґрунті можуть траплятися ще 24 радіоізотопи земного походження, серед яких найбільш поширеними є ^{40}K і ^{87}Rb . Космогенні радіонукліди утворюються в атмосфері під час взаємодії вторинного космічного випромінювання (нейтронів, протонів, π -мезонів) з ядрами атомів O, N, Ar, а потім з атмосферними опадами потрапляють на Землю (у тому числі в ґрунт) — передусім це ^3H , ^7Be , ^{10}Be , ^{22}Na , ^{24}Na , ^{14}C . Поділ радіонуклідів на природні й штучні є умовним, оскільки той самий радіоізотоп може мати природне й штучне походження (^3H , завжди присутній у природному стані, водночас напрацьовується при роботі АЕС). Велика кількість штучних радіонуклідів потрапила до ґрунтів внаслідок аварії на ЧАЕС. *Природна радіоактивність ґрунтів* визначається головним чином вмістом у них урану, торію, радію, калію-40, рубідію-87. Вона існувала завжди, задовго до Чорнобиля ставши разом з сонячною радіацією одним з визначальних чинників зародження та еволюції життєпроявів на Землі, а отже, і їх ґрунтотворних наслідків. Найяскравішим підтвердженням цього є знамениті радонові ванни в чеських Карлових Варах та в українському Хмільнику. Ра є продуктом радіоактивного розпаду елементів ряду урану — торію, завжди присутнім у гірських породах, насамперед у гранітах, на які так багата Україна (УКЩ). Тут діє просте правило: «де — граніти, там радонова небезпека».

Радіонукліди перебувають у ґрунтах у розсіяному стані (U — $3 \cdot 10^{-6} \dots 4 \%$, Th — $4 \cdot 10^{-6} - 16 \cdot 10^{-4} \%$, Ra — $1 \cdot 10^{-12} - 1,7 \cdot 10^{-10} \%$, K — $3,1 \cdot 10^{-9} - 3,9 \cdot 10^6 \%$), проте існують ґрунти з підвищеним при-

родним вмістом радіонуклідів, зумовленим наближеним заляганням до поверхні уранових руд, виходом на поверхню торієвих пісків і радонних джерельних вод. Такі регіони є в Індії (штати Керала і Тамілнад), Бразилії (штат Ріо-де-Жанейро), Ірані, Італії, Нігерії, Мадагаскарі, Південно-Африканській Республіці, Росії та інших країнах. У цілому спостерігається тісний зв'язок між вмістом радіонуклідів у ґрунтах і ґрунтотворних породах. Ґрунти, сформовані на елювіях кислих порід (гранітів тощо), містять більше радіоізоотопів, ніж утворені на оснóвних та ультраоснóвних породах. Ґрунти важкого гранулометричного складу значно багатші на радіонукліди, ніж легкі. Невідповідність вмісту радіонуклідів у ґрунтах їх вмісту у ґрунтотворних породах зумовлена ґрунтогенною переробкою останніх. Наприклад, вивітрювання карбонатів сприяє накопиченню у ґрунтах радіонуклідів. Ще більша невідповідність між вмістом радіонуклідів у ґрунтах і материнських породах спостерігається тоді, коли ґрунти (скажімо, торф'яні) за валовим хімічним складом різко відрізняються від породи. Профільний розподіл радіонуклідів задається типом ґрунтогенезу. Опідзолювання, осолонцювання, лесиваж та оглеєння сприяють виносу радіонуклідів з верхніх горизонтів та накопиченню їх в ілювіальних та глейових горизонтах. Профіль сірих опідзолених, чорноземних і каштанових ґрунтів є майже не диференційованим за вмістом природних радіонуклідів, але розподіл радіонуклідів у них чітко корелює з розподілом мулу та R_2O_3 . Спостерігається і просторовий перерозподіл радіонуклідів у ґрунтах парагенетично пов'язаних ландшафтів, зумовлений відмінністю в їх міграційній здатності, за інтенсивністю якої важкі радіонукліди у окиснювальних умовах розміщуються в ряд: $^{238}\text{U} > ^{226}\text{Ra} > ^{232}\text{Th}$.

Вплив природних радіонуклідів на процеси ґрунтогенезу майже не досліджений. Найбільший інтерес представляє їх участь у біогеохімічному кругообігу, оскільки при підвищенні вмісту радіонуклідів у ґрунтах вони можуть стати також додатковим джерелом опромінення рослин, тварин та людей. У хімії ґрунтів виділяють *легкі* і *важкі* радіонукліди.

Легкі природні радіонукліди: ^3H , ^{14}C , ^{40}K .

Водень ^3H (*природний тритій*) — це β -випромінювач з енергією 0,0186 МеВ і $T_{1/2} = 12,34$ року, який утворюється в атмосфері за рахунок взаємодії космічних променів з N, O, Ar. Техногенний тритій напрацьовується при виробництві електроенергії на АЕС. Додатковим джерелом надходження ^3H в довкілля є випробування термоядерної зброї. Близько 99 % природного ^3H перетворюється на збагачену тритієм воду ^3HNO , поведінка якої в ґрунті підпорядковується закономірностям його водного режиму.

Вуглець ^{14}C є β -випромінювачем з енергією 156 МеВ і $T_{1/2} = 5730$ років, який потрапляє в довкілля як за рахунок природних процесів (космогенний радіонуклід), так і при виробництві ядерної енергії. За-

гальна кількість ^{14}C у біосфері дорівнює $8,5 \cdot 10^{18}$ Бк, з яких за рахунок ядерних вибухів до атмосфери потрапило $2,2 \cdot 10^{17}$ Бк. Під час взаємодії ^{14}C з киснем утворюється вуглекислий газ ($^{14}\text{CO}_2$), який включається у звичайний геохімічний цикл карбону.

Калій ^{40}K також є β -випромінювачем з енергією 1,32 МеВ. $T_{1/2} = 1,28 \cdot 10^9$ років. Під час розпаду ^{40}K перетворюється на стабільний ізотоп кальцію (^{40}Ca). У 1 г природного калію міститься 27 Бк ^{40}K . Калій-40 є одним з основних радіонуклідів, що визначає радіаційний фон ґрунту. Оскільки рослини поглинають як стабільний, так і радіоактивний калій, то ^{40}K визначає і радіоактивність незабруднених продуктів харчування. Поведінка ^{40}K у ґрунті не відрізняється від поведінки його стабільного аналога.

Важкі радіонукліди — це U, Th, Ra, Po, Pb, Rn.

Уран природного походження складається з трьох ізотопів: ^{234}U , ^{235}U , ^{238}U . З них найбільш екобезпечним джерелом радіогенного забруднення з яскраво вираженою токсикологічною дією є ^{238}U — α -випромінювач з енергією 4,18 МеВ і $T_{1/2} = 4,5 \cdot 10^9$ років. У біосферу (у тому числі й ґрунти) він надходить передусім з гірських (материнських) порід, чим забезпечується його вміст у чорноземах $3,0 \cdot 10^{-4}$ %, у сірих опідзолених ґрунтах — $3,4 \cdot 10^{-4}$ %, у сіроземах — $2,2 \cdot 10^{-4}$ %. Антропогенне збагачення ^{238}U ґрунтів відтепер провокується ядерно-паливним циклом і використанням фосфорних добрив, до яких він потрапляє з первинної сировини (апатиту). У ґрунтах ^{238}U може бути у вигляді: 1) водорозчинних сполук, 2) адсорбованих глинистими колоїдами іонів і молекул, 3) оксидів, 4) інших важкорозчинних сполук (у тому числі у складі алюмосилікатів). Поведінка і форми перебування ^{238}U у ґрунтах значною мірою залежать від їх ЄКО, рН, ОВП, комплексуютьовального впливу органічних і неорганічних ліганд.

Торій природного походження складається з шести радіоізотопів, найнебезпечнішим з яких є ^{232}Th з енергією α -випромінювання 3,9 – 4,0 МеВ. $T_{1/2} = 1,41 \cdot 10^{10}$ років. Середній вміст ^{232}Th у ґрунтах становить близько 24,0 Бк/кг. Техногенний торій потрапляє до ґрунту з фосфорними добривами та продуктами спалювання вугілля на теплових електростанціях. У ґрунті ^{232}Th утворює багато водорозчинних, обмінних, кислоторозчинних і міцно зв'язаних з R_2O_3 сполук, вміст яких визначається типом ґрунтогенезу і фізико-хімічними властивостями ґрунту, у тому числі й комплексуютьовальним впливом органічних і неорганічних ліганд.

Радій у природному стані існує у вигляді чотирьох радіоізотопів, головним серед яких є ^{226}Ra . Його $T_{1/2} = 1622$ роки, а енергія α -випромінювання — 4,77 МеВ. У природі він є гранично розсіяним, у тому числі акцесорно і в складі мінералів. Чорноземи містять $1 \cdot 10^{-10}$ % ^{226}Ra , на 40 % представлених водорозчинними, катіонообмінними та

кислототорозчинними сполуками, для яких, на відміну від інших важких природних ізотопів, характерна значна міграційна здатність.

Полоній природного походження має сім ізотопів, з яких ^{210}Po (α -випромінювач з енергією 5,29 МеВ при $T_{1/2} = 138,4$ доби) є дуже еконебезпечним. Його вміст у літосфері становить $2 \cdot 10^{-14} \%$. У ґрунтах (особливо кислих) він утворює катіони (з валентностями -2 ; $+2$; $+4$), здатні комплексуватися з органічними речовинами, а отже, активно мігрувати в межах ґрунтового профілю, а загалом у ландшафтах.

Свинець у природі представлений чотирма стабільними і теж чотирма радіоактивними ізотопами. Найбільш небезпечним з радіоізотопів є ^{210}Pb , енергія β -випромінювання якого 0,018 МеВ, $T_{1/2} = 19,4$ року, а вміст у ґрунтах — $1,2 \cdot 10^{13} \%$. Майже весь ^{210}Pb міцно зв'язується з мулистю фракцією ґрунту, яка створює у верхньому гумусово-акумулятивному горизонті основний бар'єр на шляху профільної міграції техногенного Рb, через що найбільш інтенсивна акумуляція Рb спостерігається у високогумусних ґрунтах, де вона коригується величиною рН, концентрацією та складом обмінних основ, якістю органічної частини (у кислих ґрунтах ^{210}Pb є катіоном, а в лужних домінують його нейтральні малорухомі комплекси).

Радон-232 є дочірнім газоподібним продуктом радіоактивного розпаду ^{226}Ra . Він має $T_{1/2} = 3,82$ доби та характеризується енергією α -випромінювання 5,48 МеВ. У ґрунтах ^{232}Rn , як зазначено, утворюється з «материнських» радіонуклідів, а також надходить з літогенного підґрунтя, слабо розчиняється у воді і в рослини не надходить. Згідно зі світовими стандартами «радононебезпечна зона» визначається як територія, на якій 1 % житла мають концентрацію радону, що в 10 разів перевищує національне значення. В Україні та багатьох інших державах реалізуються спеціальні програми захисту від шкідливого впливу радону.



Контрольні запитання і завдання

- Що розуміють під хімічним складом ґрунту?
- Які хімічні елементи переважають у ґрунтах і гірських породах?
- Чим відрізняється хімічний склад ґрунту від хімічного складу гірських порід?
- Який вміст у ґрунті O, Si, Al, Fe, Ca, Na, K, S, P, N?
- Назвіть переваги і недоліки способів подання даних валового складу ґрунту.
- Охарактеризуйте способи розрахунку даних з хімічного складу ґрунту.
- Наведіть приклади використання даних з хімічного складу ґрунту.
- У яких формах перебувають головні хімічні елементи в ґрунті?
- Чим відрізняється хімічний склад різних типів ґрунтів?
- Яка залежність існує між гранулометричним і хімічним складом ґрунтів?
- Чим зумовлена природна і штучна радіоактивність ґрунтів?
- Охарактеризуйте ґрунтову хімію головних радіонуклідів земного походження.
- Назвіть головні джерела радіоактивного забруднення ґрунтів.
- Що Вам відомо про радіоактивне забруднення ґрунтів після аварії на ЧАЕС?
- Що Ви знаєте про радіологічне картографування ґрунтів?

Розділ 5

ВБИРНА ЗДАТНІСТЬ ҐРУНТУ

Гетерогенність, багатофазність, анізотропність, пористість ґрунту є тими дуже специфічними особливостями цього продукту ґрунтогенезу, завдяки яким переважна більшість процесів, що відбуваються в ньому (включаючи живлення рослин біогенними елементами, їх профільну міграцію та акумуляцію, формування ознак, притаманних лише твердим фазам ґрунту тощо), є ініційованою міжфазовим перерозподілом речовин у ґрунті. Його феноменальним породженням виявилася унікальна для біосфери **вбирна здатність ґрунту** — обмінне й необмінне поглинання всіляких твердих, рідких, газоподібних речовин та концентрування їх на поверхні відкритого К.К. Гедройцем ґрунтового вбирного комплексу (ГВК), представленого передусім ґрунтовими колоїдами.

5.1. Види вбирання

К.К. Гедройць виділив у ґрунтах п'ять видів вбирання: механічне, фізичне, хімічне, біологічне, фізико-хімічне. Ця класифікація витримала випробування часом, наповнившись сьогодні багатьма невідомими раніше відомостями про закономірності вбирання речовин у ґрунтах. Властивості ґрунтів поглинати газу, водяні пари, розчинені речовини були відомі ще природознавцям давнього Риму. Проте сучасні уявлення про сорбційні процеси в ґрунтах сформувалися лише завдяки запровадженню в ґрунтознавство законів фізичної та колоїдної хімії (Г.С. Томпсон, Д. Уей), здійсненого К.К. Гедройцем, О.Н. Соколовським, Г. Вігнером, С. Матсоном, Є.М. Гапоном, Б.П. Нікольським, Н.П. Ремезовим, О.Ф. Тюлінім, І.М. Антиповим-Каратаєвим, С.Н. Альошиним, М.І. Горбуновим, Й. Ді-Глєрія, Ф. Келлі.

Механічне вбирання — здатність ґрунту затримувати тверді часточки, які надходять до нього разом зі скаламученою водою чи іншим шляхом, якщо їх розміри перевищують величину ґрунтових пор або не збігаються з їх формою. Прикладом такого поглинання є замулювання ґрунтів дрібноземом після дощу або талими водами. На основі механічного поглинання розроблено засоби боротьби з фільтрацією (кольматаж) штучним замулюванням ґрунтів спеціально приготованими ґрунтовими суспензіями. Кольматаж застосовують для меліорації каменистих, грубопіщаних та інших (ортштейнових у Колхиді) ґрунтів. За такого трактування механічне вбирання не належить до розряду сорбційних процесів, проте останнім часом з'являється

дедалі більше аргументів на користь міжфазового перерозподілу затриманих у такий спосіб речовин (наприклад, дифузія великих молекул органічних або органо-мінеральних речовин у міжпакетні шари глинистих мінералів і слюд тощо).

Фізичне вбирання є здатністю ґрунту концентрувати біля енергонасиченої поверхні своїх тонкодисперсних частинок молекули розчинених або газоподібних речовин. Поверхнева енергія таких часток (добуток від множення поверхневого натягу на сумарну поверхню дисперсної фази) є досить значною і завжди намагається зменшити свою величину за рахунок: 1) зменшення самої поверхні (укрупнення, злипання часточок); 2) зниження поверхневого натягу шляхом *сорбції* (за рахунок ван-дер-ваальсових сил міжмолекулярної взаємодії — електростатичних, поляризаційних, індукційних, дисперсійних) на поверхні часток молекул газів, водяних парів, масел, барвників, алкалоїдів та інших (передусім поверхнево-активних) речовин, здатних знижувати поверхневий натяг. При цьому розрізняють:

- 1) *адсорбцію* — поглинання поверхнею ґрунтових адсорбентів;
- 2) *абсорбцію* — поглинання з проникненням усередину адсорбенту;
- 3) *хемосорбцію* — поглинання газу (CO_2 , NH_3) внаслідок хімічної реакції з адсорбентом (CaCO_3 , NH_4^+);
- 4) *конденсацію* — зрідження парів (H_2O) в найтонших кашліях адсорбенту.

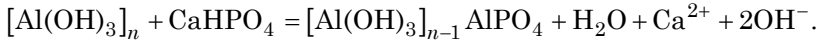
У разі, коли речовини (солі, кислоти, луги, деякі органічні сполуки) збільшують поверхневий натяг води, їх концентрація зменшується в міру наближення до поверхні твердих часток ґрунту, який для зменшення свого поверхневого натягу вибірково адсорбує воду, а не розчинені в ній речовини (Cl^- , NO_3^-), внаслідок чого концентрація електроліту в об'ємі несорбованої води зростає (К.К. Гедройць називав це негативною сорбцією). Т.Д. Страхов на основі фізичної вбирної здатності ґрунтів розробив десорбційно-газовий метод боротьби з хворобами рослин (порошок ґрунту з адсорбованим на ньому газоподібним хімікатом контактує з насінням, вбиваючи хвороботворні мікроорганізми).

Хімічне вбирання зумовлене утворенням у ґрунті (внаслідок суто хімічних реакцій) важкорозчинних сполук, які утворюють осад (нову тверду фазу). У ґрунтових розчинах можуть бути три групи аніонів, які відрізняються розчинністю у воді своїх солей, а отже, й здатністю до хімічного вбирання:

- 1) легкорозчинні (Cl^- , NO_3^- , NO_2^-) — не поглинаються;
- 2) слабкорозчинні (CO_3^{2-} , HCO_3^- , SO_4^{2-}) — частково (CaCO_3 , $\text{CaSO}_4 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$) поглинаються;

З) важкорозчинні у воді (PO_4^{3-} , HPO_4^{2-} , H_2PO_4^-) — під час взаємодії ґрунтових розчинів з багатовалентними катіонами (Ca^{2+} , Mg^{2+}) ці аніони утворюють хімічні осади $\text{Ca}_3(\text{PO}_4)_2$, $\text{Ca}(\text{H}_2\text{PO}_4)_2$, CaHPO_4 .

За наявності в ґрунті іонів Al^{3+} , Fe^{3+} аніони фосфорної кислоти дають настільки міцні сполуки, що стають недоступними для рослин. Осадження фосфатів відбувається також на поверхні важкорозчинних гідроксидів:



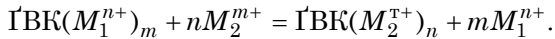
Це явище отримало назву ретроградації фосфатів і негативну агрономічну оцінку у землеробів. До цього ж класу взаємодій належить утворення комплексів — наприклад, $\text{Fe}(\text{OH})^{2+}$ гумусом, сорбованому алюмосилікатами та глиногумусових комплексів (за рахунок хемосорбційної та адгезійної взаємодії), які відіграють важливу роль в утворенні органо-мінеральних колоїдів ґрунту. Наведені приклади засвідчують велике значення хімічних взаємодій для вбирання ґрунтами аніонів фосфорної кислоти, гумусових кислот, полівалентних катіонів за рахунок комплексоутворення на гумусових поверхнях твердих фаз ґрунту.

Біологічне вбирання зумовлено вибіркоvim (фізіобіохімічним) поглинанням рослинами та мікроорганізмами необхідних для їх життєдіяльності елементів живлення з ґрунту та повітря і перетворенням їх на біоорганічні сполуки (білки, нуклеїнові кислоти, клітковину, лігнін тощо), в складі яких вони й закріплюються — поглинаються ґрунтом. Біологічне поглинання виявляється багатогранно і відіграє дуже важливу еколого-біогеохімічну роль у формуванні фонду трюфності, а загалом родючості ґрунту. Зелені рослини та деякі мікроорганізми є головними агентами постачання до ґрунту асимільованого з повітря вуглекислого газу, закріпленого в складних органічних сполуках їх тіл, після відмирання яких вони стають учасниками гумусоутворення. Азот з повітря потрапляє до ґрунту і закріплюється там (у вигляді складних білкових сполук) теж переважно за рахунок мікробіологічної діяльності. Коренева система рослин густою сіткою на значну глибину пронизує профіль ґрунту та його літогенне підґрунтя, вбираючи елементи зольного живлення та акумулюючи їх у приповерхневих горизонтах ґрунту. Фактично фітоценотичний екран є головним біогеохімічним бар'єром, на якому затримуються всі органогенні елементи, що запобігає потраплянню їх у великий геологічний кругообіг. Біологічне поглинання істотно позначається й на інших видах вбирної здатності ґрунтів, оскільки внаслідок накопичення у ґрунті біомаси активізуються процеси гуміфікації та гумусоутворення, які безпосередньо впливають на обмінну адсорбцію.

Фізико-хімічне вбирання К.К. Гедройць визначив як здатність ґрунту вбирати та обмінювати деяку частину катіонів дифузного шару колоїдної міцели (точніше ГВК — ґрунтового вбирного комплексу) на еквівалентну кількість катіонів ґрунтового розчину за схемою:



Формально реакцію обміну катіонів M_1^{n+} і M_2^{m+} записують так:



Подана форма запису засвідчує, що така складова частина ґрунту, як її вбирний комплекс (позначений символом ГВК), віддає в ґрунтовий розчин катіони в обмін на еквівалентну кількість катіонів іншого роду.

З огляду на результати новітніх досліджень, до цього виду вбирання включають також необмінне поглинання катіонів на мінеральних сорбентах ґрунту, спричинене ізоморфними заміщеннями. При кількісному описанні катіонного обміну його нерідко розглядають як один з видів адсорбції на підставі того, що для цього використовують фактично ті самі рівняння, які витікають із закону діючих мас. Проте розбіжності між катіонним обміном і адсорбційними явищами є настільки значними, що про них завжди слід пам'ятати, особливо в разі спроб зрозуміти механізми взаємодії і типи зв'язку адсорбента чи ГВК з адсорбатом та обмінними іонами.

5.2. Ґрунтовий вбирний комплекс та роль колоїдів у його функціонуванні

Катіонообмінна вбирна здатність належить до фундаментальних властивостей ґрунту, матеріальним носієм якої є ґрунтовий вбирний комплекс, представлений сукупністю мінеральних, органічних і органо-мінеральних високодисперсних нерозчинних у воді сполук, здатних вбирати та обмінювати увібрані іони. Згідно з визначенням до складу ГВК неодмінно входять здатні до обміну катіони — в протилежному випадку цей комплекс не зміг би виділяти в ході реагування еквівалентну кількість катіонів в обмін на катіони ґрунтового розчину. Далеко не всі тверді фази ґрунту виявляють катіонообмінні властивості — не наділений ними кварц і дуже ослаблені вони у механічних елементах $> 0,002$ мм. Чітко окреслена здатність до поглинання та обміну катіонів починає виявлятися у передколоїдній фракції мулу ($< 0,001$ мм глиногумусові комплекси), а головними носіями цих властивостей, безумовно, є ультрамікрогетерогенні час-

точки колоїдної (грец. *colla* — клей) розмірності ($< 0,0001$ мм, точніше $1...100$ нм = $10^{-7}...10^{-9}$ м) — «жива плоть ґрунту» (О.Н. Соколовський). Їх кількість у ґрунтах є різною (від 1 – 2 до 30 – 40% від маси ґрунту), але навіть за мінімального вмісту саме колоїди є тією субстанцією, що зумовлює здатність ґрунту до обміну катіонами. Розмір часточок в 1 мкм розмежовує між собою механічні елементи, здатні (< 1 мкм) і нездатні (> 1 мкм) до обмінного вбирання. Причиною цього є ті обставини, що:

1) навіть за мінімального вмісту в ґрунті становлять основну частку його твердої поверхні;

2) фізичні та хімічні властивості поверхонь ґрунтових колоїдів сприяють перебігу на них різноманітних обмінно-вбирних реакцій (загалом процесів).

У ґрунтах колоїди представлені мінеральними, органічними та органо-мінеральними сполуками. *Мінеральні* колоїди об'єднують глинисті мінерали, колоїдні форми крем'янки і півтораоксиди (R_2O_3). Поверхня глинистих мінералів (каоолініт, галуазит, монтморилоніт, мусковіт, біотит, вермикуліт, хлорит) несе на собі негативний заряд, поява якого зумовлена порушенням зв'язків на крайових уламках кристалів (із вивільненням валентностей крайових іонів кисню) та ізоморфними заміщеннями в сітках силіційкисневих тетраедрів і алюмогідратних октаедрів (Si^{4+} на Al^{3+} , Al^{3+} на Fe^{2+} або Mg^{2+}). Завдяки завжди негативному (незалежно від рН) заряду глини здатні до обмінного вбирання катіонів. *Органічні* колоїди представлені переважно гумусовими, білковими та деякими іншими речовинами, які перебувають у диспергованому стані, а *органомінеральні* — сполуками гумусових речовин з глинистими мінералами та осадженими формами півтораоксидів. Це найбільш різноманітна за складом і формами зв'язку група ґрунтових колоїдів, які виділяють неординарними способами (ультразвуком тощо).

Поява (а потім і безроздільне, за висловом Б.Б. Полинова, панування) в корі вивітрювання колоїдів спричинена, як було зазначено, гіпергенною трансформацією первинних масивно-кристалічних порід і мінералів уже на стадії їх суто фізичних (без зміни хімічного складу) перетворень. Загалом відомі два способи штучного переведення речовин у колоїдний стан: дисперсійний та конденсаційний. При диспергації речовина подрібнюється до колоїдної розмірності (наприклад, на шарових млинах), а в процесі конденсації колоїдний стан досягається за рахунок укрупнення часток або агрегації молекул (наприклад, при гідролізі хлориду заліза). У ґрунтах колоїди утворюються, мабуть, тими самими шляхами, які між собою дуже переплітаються внаслідок безперервного перебігу процесів вивітрювання та ґрунтоутворення. Їх наслідком виявилось біосферозначуще зростання загальної та питомої ($m^2/1$ г) поверхні, уявлення про яку

дає виконаний К.К. Гедройцем підрахунок площі всіх сторін кубиків, утворених при подрібненні 1 см^3 твердого тіла (табл. 5.1).

Таблиця 5.1. Збільшення площі поверхонь куба при подрібненні

| Довжина ребра, см | Кількість кубів | Загальна поверхня граней, см^2 | Периметр, см | Кількість кутів |
|-------------------|-----------------|---|--------------------|-------------------|
| 10^{-1} | 10^3 | $6 \cdot 10^1$ | $12 \cdot 10^2$ | $8 \cdot 10^3$ |
| 10^{-2} | 10^6 | $6 \cdot 10^2$ | | |
| 10^{-3} | 10^9 | $6 \cdot 10^3$ | | |
| 10^{-4} | 10^{12} | $6 \cdot 10^4$ (6 м^2) | $12 \cdot 10^8$ | $8 \cdot 10^{12}$ |
| 10^{-5} | 10^{15} | $6 \cdot 10^5$ | | |
| 10^{-6} | 10^{18} | $6 \cdot 10^6$ | | |
| 10^{-7} | 10^{21} | $6 \cdot 10^7$ (0,6 га) | $12 \cdot 10^{15}$ | $8 \cdot 10^{21}$ |

Як свідчить табл. 5.1, при досягненні кожним ребром нового кубика 10^{-7} (0,0000001) см, загальна поверхня (а водночас і питома — в наведеному прикладі вони є однаковими) досягає колосальної величини $60\,000\,000 \text{ см}^3$ (0,6 га). Питома поверхня є одним із найсуттєвіших параметрів, які спричинюють хімічну активність ґрунтів, що закономірно зростає при диспергації частинок. При подрібненні (диспергуванні) збільшуються не тільки загальна і питома поверхні твердих фаз, а й загальний периметр ребер часточок та кількість кутів (для куба — тригранних). Це дуже важливо у ґрунтових умовах, де поверхні колоїдів, їх ребра та кути є головною ареною найважливіших процесів.

Відомо, що особливі властивості поверхні рідини пояснюються тим, що її поверхневі молекули зазнають лише одностороннього притягання розташованих під ними молекул, тоді як молекули всередині рідини перебувають під рівномірним впливом молекул, що оточують їх. Цим створюється ззовні нерівноважений поверхневий натяг, завдяки чому тиск на поверхні рідини іноді досягає тисячі джоулів, а поверхнева плівка завжди є більш щільною, ніж решта рідини. Поверхневий натяг (причому значно вищий, ніж у рідин) існує і у твердих тіл. Тут теж у поверхневих молекул і атомів частково вивільненими (не повністю зрівноваженими) залишаються спрямовані назовні сили. Тому атоми та іони, які лежать на поверхні часточок кристалічного тіла, мають зовсім інші властивості та запас енергії, ніж ті, що знаходяться усередині тіла. Останні не наділені вільною енергією, бо спрямовані на них сили найближчих шести молекул (при кубичній гратці) взаємно зрівноважуються. Вийшовши на поверхню, молекула відчуватиме силовий вплив лише з п'яти напрямків, а зовнішня валентність залишається вивільненою, отже, ненасиченою силовим полем. Зауважимо, що молекула (атом, іон), роз-

ташована на ребрі, має дві вивільнені валентності, а на вершині кута, — три. Поверхнева (як і будь-яка інша) енергія здатна переходити в інші форми. Через це дисперговані тіла, маючи дійсно колосальні запаси поверхневої енергії, спроможні каталітично впливати на перебіг хімічних реакцій, у тому числі і в ґрунтах.

Таблиця 5.2. Кількість O_2 , виділеного 5 г кожної фракції з $20 \text{ cm}^3 \text{ H}_2O_2$ за дві години

| Фракція, мм | Кисень, cm^3 |
|-------------|-----------------------|
| 0,002 | 96 |
| 0,00 – 0,01 | 24 |
| 0,01 – 0,05 | 22 |
| 0,05 – 0,10 | 12 |
| 0,10 – 0,25 | 2 |
| 0,50 – 1,00 | 0 |

Яскравим прикладом може слугувати описаний О.Н. Соколовським вплив ступеня подрібненості ґрунтових часточок на розклад пероксиду водню (табл. 5.2). Наведені дані показують: чим вищий ступінь дисперсної фракції того самого ґрунту, чим більше його питома поверхня, тим

вища здатність ґрунту до прискорення хімічних реакцій.

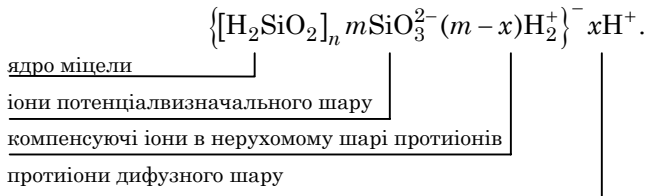
Описаними властивостями в їх класичному прояві наділені ґрунтові колоїди, каталітичні властивості яких такою мірою коригують динаміку ґрунтових процесів, яка є недосяжною в лабораторних умовах.

Прямі вимірювання поверхонь ґрунтових часточок засвідчують, що реальний внесок колоїдів у загальну поверхню ґрунту є ще більшим, оскільки значна частина ґрунтового мулу має пластинчасту форму із суттєво збільшеною поверхнею. Питома поверхня колоїдів різних за генезею суглинистих ґрунтів в гумусовому горизонті становить, $\text{m}^2/\text{г}$: дерново-підзолистих ґрунтів — 29, сірих опідзолених — 33, чорноземів — 48.

Специфіка катіонообмінного вбирання в різних ґрунтах зумовлена складом, будовою та взаємодією колоїдів, з яких утворено ГВК. Загальна схема будови міцели різних ґрунтових колоїдів представлена на рис. 5.1.

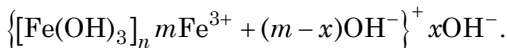
Поряд із загальною схемою 1 тут зображено (в умовно сферичній формі) будову хімічно чистих (ізольованих від ґрунтового розчину) міцел колоїдної крем'янки 2, гумусу 3 та гідроксиду заліза 4. Їх основу становить ядро, природа якого визначає поведінку ґрунтових колоїдів. Воно є складною сполукою аморфної або кристалічної будови найрізноманітнішого хімічного складу. На поверхні загалом нерозчинного (в цьому разі — у воді) ядра формується міцно утримуваний шар потенціалвизначальних іонів, які несуть заряд. Цей шар утворюється за рахунок молекул ядра, здатних дисоціювати на його поверхні на іони. Ядро міцели разом з шаром потенціалвизначальних іонів утворює *гранулу*. Між гранулою і розчином, що оточує колоїд, виникає термодинамічний потенціал, під впливом якого із

Міцелу колоїдної силіцієвої кислоти подано схематично з огляду на те, що поверхневі молекули ядра міцели силіцієвої кислоти (або її солей) дисоціюють за рівнянням: $\text{H}_2\text{SiO}_3 \leftrightarrow 2\text{H}^+ + \text{SiO}_3^{2-}$:



У ґрунті колоїди неодмінно взаємодіють з ґрунтовим розчином, отже, роль протиіонів, окрім H^+ і разом з ним, виконуватимуть K^+ , Na^+ , Mg^+ , Ca^{2+} .

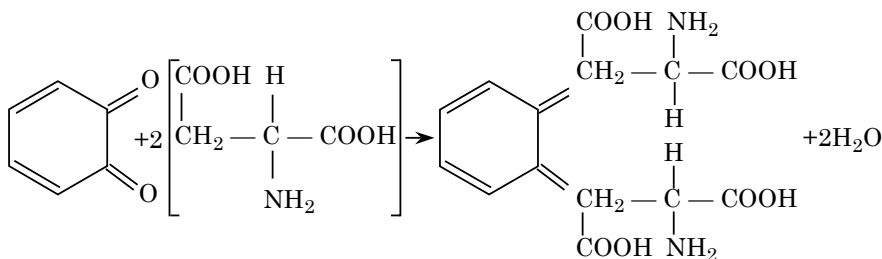
У лабораторії колоїдні розчини гідроксиду заліза $\text{Fe}(\text{OH})_3$ одержують гідролізом розчинів FeCl_3 при кип'ятінні. У ґрунтових умовах, де відсутні високі температури і неможливе тривале кип'ятіння, колоїди гідроксиду заліза утворюються найімовірніше завдяки каталітичним властивостям ґрунту. У зв'язку з цим будову міцели $\text{Fe}(\text{OH})_3$ для ґрунтових умов найчастіше зображують так (IV), що поверхневі молекули ядра міцели $\text{Fe}(\text{OH})_3$ дисоціюють на іони Fe^{3+} та OH^- :



На відміну від колоїдної силіцієвої кислоти для гідроксиду заліза у ґрунтових умовах протиіонами можуть слугувати будь-які аніони ґрунтового розчину.

Запропонована свого часу М.І. Горбуновим схема будови міцели гумінової кислоти дала змогу скласти загальне уявлення про колоїдний гумус, наділений стійким негативним зарядом. Проте препаративна гумінова кислота не може характеризувати гумус загалом. Характеризуючи колоїдно-хімічну природу гумусу, ми вже згадували про належність ґрунтових гумусових речовин до класу колоїдних поверхнево-активних речовин (КПАР).

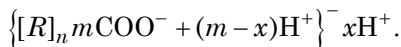
Відповідь на запитання, що ж становлять собою міцели гумусових речовин, витікає з досліджень М.М. Кононової, яка довела, що при гуміфікації утворюються великі молекули гумусоподібних речовин, складені з двох частин — хіноної (гідрофобної) та амінокислотної (гідрофільної):



Однією з причин агрегативної стабільності колоїдних розчинів (протидія утворенню осадів) прийнято вважати наявність довкола колоїдних міцел гідратних оболонок, які заважають їх зближенню та злипанню. Залежно від здатності до гідратації колоїди поділяють на *гідрофільні* та *гідрофобні*. Гідрофільними є колоїди, у яких міцели безпосередньо взаємодіють з водою, а гідрофобні колоїдні міцели здатні переходити в розчинений стан лише за рахунок гідратації іонів дифузного шару. Найвищою серед ґрунтових колоїдів є гідрофільність саме органічних колоїдів.

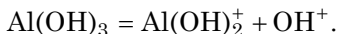
Неважко здогадатися, що у ґрунті, де дисперсійне середовище є винятково водним, існування таких дифільних молекул просто неможливе з причини гідрофобності їх хінонної частини. Безперечно, у водному середовищі ці самі молекули асоціюватимуться (полімеризуватимуться) в ультрамікроагрегати, ховаючи в їх середину гідрофобні (хінонні та вуглеводневі) ланцюги, які сполучаються між собою згаданими вище ван-дер-ваальсовими силами, а їх зовнішня гідрофільна оболонка виповнюється ланцюгами амінокислотних макромолекул. Зазначений хід утворення міцел гумусових речовин загалом є характерним для колоїдних поверхнево-активних речовин.

Модель міцели гумусових сполук як колоїдних ПАР можна уявити так: гідрофобне ядро міцели — це згусток хінонно-вуглеводневих макромолекул, а зовнішня гідрофільна оболонка міцели утворена амінокислотною (пептидною) частиною макромолекул. Переважаючими функціональними групами на поверхні таких міцел будуть карбоксильні ($-\text{COOH}$) та аміногрупи ($-\text{NH}_2$), які й зумовлюють основні властивості колоїдного гумусу, водночас відповідаючи за реакції орґано-мінеральної взаємодії в колоїдах ґрунту. Це дає можливість вважати хімічно дуже складне ядро міцели гумусу своєрідним органічним радикалом R , гідрофобність якого спричинює його колоїдний стан, а зв'язані з ним функціональні групи — його катіонообмінні властивості. Схематично формулу колоїдної міцели гумусу зображують так:



У ґрунтових умовах роль протіонів, окрім H^+ , виконують K^+ , Na^+ , NH_4^+ , Mg^{2+} , Ca^{2+} , Fe^{3+} тощо.

Колоїди, які мають у потенціалвизначальному шарі негативно заряджені іони, а в розчин віддисоціювають H -іони (силіцева кислота, гумусові кислоти), називаються ацидоїдами (кислотоподібними), а ті, що мають у потенціалвизначальному шарі позитивно заряджені іони, а в розчин посилають іони OH^- , — базоїдами. Колоїди гідроксидів заліза, алюмінію, протеїнів залежно від реакції середовища (кислої, лужної, нейтральної) поводять себе то як кислоти (ацидоїди), то як основи (базоїди), тобто фактично є амфолітоїдами (амфотерними колоїдами). Так, у кислому середовищі $\text{Al}(\text{OH})_3$ посилає в розчин OH -іони, дисоціюючи за основним типом:



У лужному середовищі $\text{Al}(\text{OH})_3$ поводить себе як кислота, колоїд якої набуває негативного заряду: $\text{Al}(\text{OH})_3 = \text{AlO}(\text{OH})_2^- + \text{OH}^+$. При підкисленні посилюється базоїдна дисоціація амфотерних колоїдів, а з підлужуванням — ацидоїдна. За деякого значення рН, яке називається ізоелектричною точкою (ізоелектричним рН), колоїд посилає в оточуючий розчин однакову кількість катіонів і аніонів, стаючи електронейтральним. Ізоелектричний рН характеризує ступінь прояву ацидоїдно-базоїдних властивостей ґрунтових колоїдів.

У реальних ґрунтах, мабуть, немає типових базоїдів, а є *амфолітоїди* — колоїди $\text{Fe}(\text{OH})_3$ та $\text{Al}(\text{OH})_3$, здатні змінювати знак заряду залежно від реакції ґрунтового розчину. У кислих умовах вони поводять себе як базоїди ($\text{Fe}(\text{OH})_3 \leftrightarrow \text{Fe}^{3+} + 3\text{OH}^-$), а в лужних — як ацидоїди ($\text{H}_3\text{FeO}_3 \leftrightarrow 3\text{H}^+ + \text{FeO}_3^{3-}$).

Положення про амфолітоїдність колоїдних $\text{Fe}(\text{OH})_3$ та $\text{Al}(\text{OH})_3$ в ґрунтах витікає з експериментів з обробки в лабораторії ґрунту попеременно кислотою та лугом, яка й спричинює зміну знака заряду міцел гідратів півтораоксидів. Однак у природних умовах ґрунти не здатні так різко змінювати свою реакцію, яка є для кожного ґрунтового типу хоч і динамічною, але константною величиною, через що в ґрунтах зміни знака заряду міцел R_2O_3 не спостерігається.

Ізоелектрична точка колоїдного $\text{Fe}(\text{OH})_3$ настає при рН 7,0, а для $\text{Al}(\text{OH})_3$ — рН 8,0. Отже, під час реакції ґрунтового розчину, що наближається до нейтральної (рН 7,0 – 7,5), колоїди гідратів півтораоксидів продовжують залишатися базоїдами, і тільки подальше підвищення лужності ґрунтового розчину (рН 8,0 – 9,0) сприятиме їх перезаряджанню. Це означає, що в кислих ґрунтах, до яких належать дерново-підзолисті та сірі опідзолені, такі колоїди є типовими базоїдами.

Ґрунтові колоїди в розчиненому стані називають *золям*, а їх осад — *гелем*. Їх здатність переходити із гелю в золь (пептизація), а золь в гель (коагуляція) позначається на основних властивостях ґрунтів та їх екологічних режимах.

Коагуляція (осідання) ґрунтових колоїдів може відбуватися з різних причин, наприклад, під впливом розчинів електролітів (*електролітна* коагуляція). Її суть у першому наближенні зводиться до нейтралізації зарядів колоїдних міцел. При дії на гідрозолі ґрунтових колоїдів розчинів електролітів їх окремі іони компенсують заряд міцел, переводячи їх в ізоелектричний стан. Оскільки більшість ґрунтових колоїдів (гумус, глина) є ацидоїдами (мають негативний заряд), їх коагуляцію спричинюють катіони ґрунтового розчину. Нейтралізація заряду колоїдних часточок призводить до втрати ними агрегативної стабільності, вони злипаються, укрупнюються і зазнаючи дії гравітації, випадають в осад.

Мінімальну концентрацію електроліту, за якої відбувається коагуляція цього золю, називають *порогом коагуляції*. Різні електроліти мають різну енергію коагуляції залежно від валентності компенсального іона та атомної маси відповідного хімічного елемента. Тому щодо коагуляції гідрозолей гумусу і глини всі катіони, які найчастіше трапляються в ґрунтах, за силою коагулювальної дії формують такий ряд: $\text{Na}^+ < \text{NH}_4^+ < \text{K}^+ < \text{Mg}^{2+} < \text{Ca}^{2+} < \text{Al}^{3+} < \text{Fe}^{3+}$, тобто коагулювальна дія одновалентних катіонів є слабшою, ніж двовалентних, а двовалентних — ніж тривалентних. Коагулювальна здатність іона водню («голий протон») наближається до коагулювальної дії двовалентних катіонів (табл. 5.3).

Таблиця 5.3. Порог коагуляції гідрозолей глини і гумусу

| Електроліт | Атомна маса катіона | Порог коагуляції (нормальність) | |
|------------------------|---------------------|---------------------------------|------------------|
| | | суспензія глини | гідрозоль гумусу |
| NH_4Cl | 18 | 0,0250 – 0,0125 | 0,4 |
| NaCl | 23 | 0,0150 – 0,0125 | |
| KCl | 39 | 0,0250 – 0,0125 | |
| MgCl_2 | 24 | 0,0012 – 0,0005 | 0,0031 – 0,0125 |
| CaCl_2 | 40 | 0,0012 – 0,0005 | |
| AlCl_3 | 27 | <0,000125 | 0,0015 – 0,0008 |
| FeCl_3 | 56 | | |

Пояснення електролітної коагуляції тільки нейтралізацією зарядів дає приблизне розуміння її механізму, оскільки різниця в енергії коагуляції різними катіонами є надто великою — для одно-, дво- і тривалентних катіонів вона є значно ширшою за співвідношення 1 : 2 : 3. Вочевидь, стійкість гідрозолей ґрунтових колоїдів до осаджен-

ня спричинюється також й іншими чинниками стабілізації. Експериментально встановлено, що електролітна коагуляція ґрунтових колоїдів залежить не тільки від виду катіона, його валентності, атомної маси, ступеня гідратації, а й від виду аніона (із натрієвих солей сильніше коагулює суспензію глини розчин NaCl , слабкіше — Na_2SO_4 , ще слабкіше — $\text{Na}_4\text{Fe}(\text{CN})_6$). Аніони впливають насамперед на співвідношення *вода : колоїди*, коригуючи цим ступінь гідрофільності колоїдів. У описаному випадку співвідношення води і глини становило для NaCl — 4,72, Na_2SO_4 — 7,25, $\text{Na}_4\text{Fe}(\text{CN})_6$ — 7,68, що повністю пояснює результати коагуляції. У дослідях М.К. Крупського при обробці нейтральним розчином NaCl чорнозем утримував 42 % води, лес — 38 %, а при обробці лужним розчином Na_3PO_4 — відповідно 48,5 і 42,5 %. Електролітна коагуляція ґрунтових колоїдів залежить також від виду та якості самих колоїдних систем. Так, органічні колоїди (гумус) завжди коагулюють за значно вищих концентрацій електролітів, ніж мінеральні.

Коагульовані електролітами ґрунтові колоїди міцно утримуються у згуслому стані доти, поки не зміняться умови коагуляції. Порушення цих умов може зумовлювати пептизацію ґрунтових колоїдів, що пояснюється в основному двома причинами: зниженням концентрації електроліту за поріг коагуляції (розбавлення, діаліз) або заміною багатовалентних катіонів-коагуляторів одновалентними катіонами.

Розглянуті вище особливості і закономірності електролітної коагуляції ґрунтових колоїдів характерні для ідеальних умов цього процесу, які можна створювати штучно в хімічних лабораторіях. Але в ґрунті ці реакції ускладнюються низкою дуже специфічних умов і чинників. Так, В.В. Пономарьова і Т.О. Плотнікова встановили, що для надійної електролітної коагуляції гумусових речовин потрібно від 800 до 1600 мг-екв Ca^{2+} на 100 г гумусу. Такої кількості кальцію, який міг би брати участь у коагуляції гумусових речовин, немає навіть у гумусових горизонтах чорноземів, що ставить під сумнів існування в чорноземах умов для надійної електролітної коагуляції гумусу. Це підтверджується тим фактом, що, скільки б не промивався зразок чорнозему водою з метою зниження концентрації електролітів-коагуляторів, пептизація гумусу не настає. Вочевидь, гумус закріплюється в чорноземах не завдяки електролітній коагуляції. Чим же тоді пояснити міцність його закріплення в чорноземах? Відповідь на це запитання дає такий експеримент. Якщо на лійку з фільтром помістити наважку добре гумусованого чорнозему і обробляти її малими порціями 1 н. розчину NaCl до повного вилучення з нього Ca , то при подальшому промиванні декальційованого ґрунту дистильованою водою у фільтрат переходять темнозбарвлені гумусові речовини, пептизовані натрієм. Отже, кальцій,

що є в чорноземах у кількостях, недостатніх для електролітної коагуляції гумусу, є здатним зв'язувати, прив'язувати новоутворені гумусові речовини до вже сформованих у ґрунті органо-мінеральних комплексів (рис. 5.2).

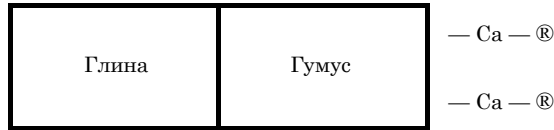


Рис. 5.2. Схема зв'язування гумусу кальцієм у ґрунті
(® — міцели новоутворених гумусових речовин)

Таким чином, закріплення в ґрунтах новоутворених гумусових речовин може відбуватися за допомогою багатовалентних катіонів за відсутності умов для електролітної коагуляції. Власне електролітна коагуляція як один з шляхів закріплення колоїдів у ґрунтах відбувається, мабуть, у тих випадках, коли в ґрунтового розчині утримується багато легкорозчинних солей. У описаному вище експерименті подібна ситуація склалася під впливом обробки чорнозему 1 н. розчином хлористого натрію. Навіть після повної заміни обмінно-увібраного кальцію натрієм пептизація ґрунтових колоїдів не наставала, поки концентрація NaCl не знизилася за поріг коагуляції внаслідок промивання насиченого натрієм зразка чорнозему дистильованою водою. У природних умовах це виявляється в засоленних ґрунтах (солончаках), де після кожного більш-менш сильного дощу відбуваються часткова пептизація та профільний перерозподіл ґрунтових колоїдів. Проте і в цих випадках міцне закріплення ґрунтових (передусім органічних колоїдів) зобов'язане посередницькому (зв'язуючому) впливу багатовалентних обмінних катіонів. Викладене дає змогу дійти висновку, що, на відміну від лабораторних умов, в більшості ґрунтів пептизацію не можна розглядати як процес, протилежний коагуляції.

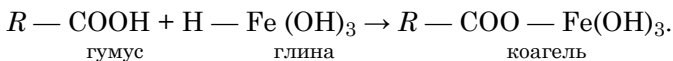
У ґрунтах значно поширена також *взаємна коагуляція* колоїдів, яка відбувається при змішуванні золів з протилежними за знаком зарядами. Взаємна коагуляція має свої специфічні особливості і закономірності. Якщо, наприклад, до певного об'єму гідрозолу позитивно зарядженого гідроксиду заліза послідовно додавати порціями електронегативний золь гумусу, починаючи з мінімальних доз, то спочатку коагуляція не спостерігається. Зі збільшенням порцій гумусу, за певного співвідношення відбувається швидке взаємне осаджування цих колоїдів, а при подальшому збільшенні кількості гумусу коагуляція знову зникає. Це пояснюється тим, що спочатку кількість гумусу є надто малою для нейтралізації зарядів міцел гідроксиду заліза, потім настає таке співвідношення між протилежно

зарядженими колоїдами, за якого відбувається їх взаємна коагуляція; якщо ж додавати гумус, то його міцели, з'єднуючись з міцелами $\text{Fe}(\text{OH})_3$, перезаряджають їх, надаючи новоутвореним комплексам негативного заряду, який протидіє їх злипанню.

Цілком ймовірно, що взаємна коагуляція колоїдів може відбуватися лише за таких співвідношень золів, коли заряди умовно взаємно нейтралізуються. Якщо ж у цих агрегатах переважають позитивно або негативно заряджені колоїди, то такий «зайвий» заряд заважатиме об'єднанню новоутворених, хоча й значно більших, агрегатів міцел.

Співвідношення між позитивно і негативно зарядженими колоїдами, за яких вони взаємно коагулюють, називають *зоною коагуляції*. Навіть під час взаємодії тих самих колоїдів вона може зміщуватися залежно від ступеня дисперсності колоїдних систем і рН середовища.

Взаємна коагуляція колоїдів є незворотною. При електролітній коагуляції гель може бути переведений у стан золю зниженням концентрації електrolіту-коагулятора нижче від порогу коагуляції (розбавлення, діаліз) або заміни в складі електроліту багатовалентних катіонів одновалентними. Перевести ж гелі (коагелі), утворені під час взаємної коагуляції, знову у стан золю практично неможливо, оскільки при цьому коагелі утворюються з'єднаннями міцел хімічним шляхом:



Протилежно заряджені колоїди в нашому прикладі, взаємно нейтралізуючи заряди, з'єднуються між собою за рахунок дуже міцних електровалентних зв'язків. Відділити глину від гумусу в такому разі можна лише окисненням (спалюванням) гумусу. Взаємна коагуляція забезпечує незворотність зв'язків гумусу з глинистою частиною ґрунтів (глино-гумусових комплексів).

Коагуляція гідрозолей електролітами супроводиться відділенням рідкого дисперсійного середовища від дисперсної фази, яка випадає у вигляді гелю, що утримує частину води. Тобто при електролітній коагуляції гідрозоль розділяється на осад (гель) і рідину над ним (так звана гідрофобна коагуляція).

Інший тип утворення гелю (наприклад, застигання желатину) відбувається без розділення системи на рідину і осад. Така гідрофільна коагуляція відбувається з бентонітовими (монтморилоніт, бейделіт) глинами, а також властива для суто ґрунтових колоїдів, насичених натрієм. Такі колоїди схожі на драгли, утворення яких проте не пов'язано зі зміною температур. Драглиста маса таких гелів розріджується вже при простому збовтуванні, що спостерігається

на солонцюватих ґрунтів у разі буксування тракторів, а у спокої вона знову стає драглистою. Цю властивість колоїдів називають *миксотропністю*, а саме явище — *миксотропією*.

Коагуляцію ґрунтових колоїдів можуть зумовлювати також інші причини, у тому числі висушування та промерзання. Проте утворення гелю ще не свідчить про остаточні зміни стану колоїдів, оскільки для коагуляції зовсім не обов'язкова абсолютно повна нейтралізація зарядів — необхідно лише, щоб взаємне відштовхування між міцелами стало меншим за їх взаємне притягання. Тому новоутворений гель продовжує зберігати певну частину попереднього заряду. Такий гель зазнає подальших хімічних впливів. Саме цим пояснюється можливість різко змінювати властивості ґрунтів при їх окультурюванні за допомогою хімічних меліорантів (гіпсу, вапна, мергелю тощо). Гелі зберігають притаманну колоїдам дуже велику зовнішню і внутрішню поверхню, яка відчутно впливає на хімічні та інші процеси в ґрунтах. При цьому сили поверхневого натягу продовжують діяти і в гелях, зменшуючи їх загальний об'єм, а водночас і питому поверхню. Під дією сил поверхневого натягу, зменшуючись в об'ємі, гель віджимає із себе воду, яка зв'язана з міцелами (так само виділяється сироватка у скислому молоці). Таке явище, властиве всім колоїдам, називається *синерезисом*.

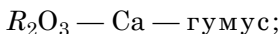
Дослідження показують, що різні колоїди коагулюють неоднаково. Деякі з них здатні переходити в золь одразу ж після змочування висушеного колоїду водою, а інші після висушування взагалі втрачають здатність розчинятися. Деякі з них можуть стати необоротними після їх коагуляції багатовалентними катіонами, зате відновлюють оборотність після заміни багатовалентних катіонів одновалентними. Подібні зміни відбуваються з ґрунтовими колоїдами — глиною та гумусом. Щоправда, колоїди глини не чутливі до висушування при низьких температурах, тоді як гумус після такого висушування стає частково необоротним. Такі властивості ґрунтових колоїдів суттєво коригують поведінку глини та гумусу в реальних ґрунтах, впливаючи на їх агрофізичні властивості (пухкість, здатність до набрякання, опір обробітку, утворення ґрунтової структури тощо).

Органо-мінеральні взаємодії при утворенні ГВК. Яку ж роль в явищах вбирання відіграють мінеральні колоїди глини, а яку — гумусу (органічні колоїди)? Одразу нагадаємо, що в ґрунтах мінеральні та органічні колоїди не розділені, а об'єднані в органо-мінеральні колоїдальні комплекси. Механізм їх утворення по-різному висвітлюється в літературі. Так, М.М. Кононова вважає, що глина та гумус міцно зв'язані між собою через залізокомплекси. На думку інших дослідників, при поєднанні гумусу і глини мають місце як адсорбція, так і хімічні реакції. За даними Д.В. Хана, органо-мінеральні комплекси утворюються у ґрунті внаслідок вбирання

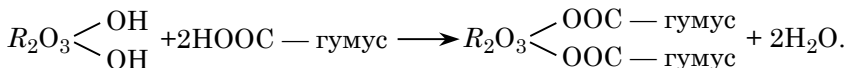
гумінових кислот глинистими мінералами як на поверхні кристалів (каолініт), так і в міжпакетних пустотах (монтморилоніт). Такої ж думки дотримуються П.А. Власюк та І.Д. Седлецький, які підкреслюють, що в мінеральній частині чорнозему переважає монтморилоніт і тому міцність «глино-гумусових комплексів» зумовлюється з'єднанням гумусових речовин з монтморилонітом за рахунок позитивних валентностей, які виникають, як зазначено вище, в місцях розлому його кристалів та внаслідок ізоморфного заміщення алюмінію та силіцію на титан, ванадій, хром тощо. Вільні позитивні заряди можуть виникати і в разі заміни в структурі монтморилоніту силіцій-кисневих тетраедрів на аніони PO_4^{3-} та VO_3^{2-} . Ці дослідники вважають, що міцний зв'язок гумусу з глиною можливий тільки за рахунок позитивних валентностей на поверхнях глинистих часточок, на розломах кристалів або навіть у міжпакетниках. М.І. Горбунов також вважає, що гумінові кислоти вбираються мінеральними колоїдами дискретно (мозаїчно) в місцях поширення позитивних зарядів на поверхнях глинистих часток, а домінуючі на цих поверхнях негативні валентності залишаються вільними. Навряд чи є можливість необоротного з'єднання гумусових речовин у міжплощинних пустотах: міцели гумусових речовин є надто великими, щоб проникати в них.

О.Н. Соколовський описав два шляхи утворення органо-мінеральних колоїдних комплексів у ґрунтах:

1) при поєднанні органічних та мінеральних колоїдних часток з допомогою кальцію:



2) шляхом взаємної коагуляції (дегідратації) міцел органічних та мінеральних колоїдів:

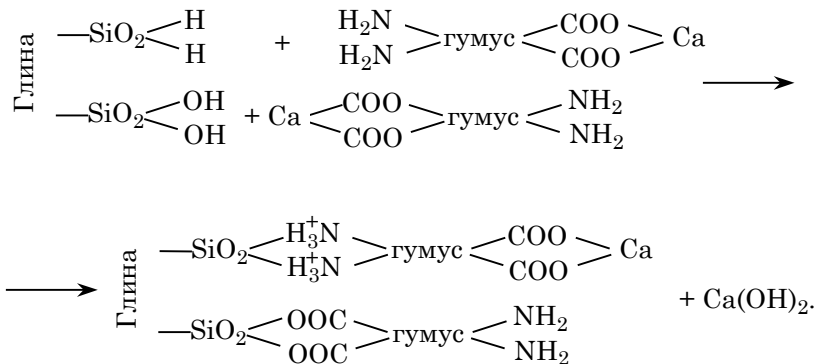


Подібними формами зв'язку гумусу з глиною Є.М. Гапон, О.Ф. Тюлін та інші пояснювали будову органо-мінерального колоїдального комплексу ґрунтів. Численні результати досліджень дають змогу дійти висновку, що при його формуванні одночасно відбуваються поєднання через кальцій і взаємна коагуляція. Утворені при цьому комплекси виявляють неоднакову стійкість проти руйнування. Якщо для руйнування органо-мінеральних комплексів, що утворилися в першому з описаних випадків, достатньо замінити кальцій на одновалентний натрій або калій, то руйнування органо-мінеральних комплексів, утворюваних у другому випадку, стає можлигим лише після повного окиснення (спалювання) гумусу.

Схема О.Н. Соколовського передбачає дві форми безпосередніх зв'язків гумусу з глиною: оборотну — через містки з багатовалентних катіонів та необоротну — взаємною коагуляцією між різномірно зарядженими колоїдами гумусу та глини. Отже, з цих двох форм зв'язків єдиним шляхом необоротного закріплення гумусу у ґрунтах можна вважати лише його зв'язок з глиною. Це положення досі підтверджувалося тільки теоретично, бо гумусові речовини завжди вивчалися як штучно переведені у кислотну форму ретельним діалізом.

Це означає, що такі ненасичені основами електронегативні гумусові речовини з інактивованими аміногрупами можуть необоротно взаємодіяти тільки з позитивними валентностями на поверхні глинистих часток, а з домінуючими на глинистих часточках негативними валентностями такі гумусові речовини можуть поєднуватися тільки зворотню через містки з багатовалентних катіонів. Однак це дуже нестійкий зв'язок, бо багатовалентні катіони можуть бути заміщені одновалентними, які постійно з'являються в ґрунтового розчині внаслідок вивітрювання, мінералізації органічних решток тощо.

Оскільки співвідношення $\text{SiO}_2 : \text{R}_2\text{O}_3$ в ґрунтах становить 3,0 – 3,5, це обмежує кількість позитивних валентностей на поверхнях глинистих часточок. Отже, гумусові кислоти в цих випадках повинні необоротно адсорбуватися дискретно (мозаїчно), нейтралізуючи цю незначну кількість позитивних зарядів. У таких випадках і гумусу в ґрунті буде обмаль.



Проте добре відомо, що при декальціюванні ґрунтів одновалентними основами пептизується і виділяється з ґрунту не більше ніж 50 % гумусу (зазвичай 25 – 35%). За рахунок чого ж необоротно утримується в ґрунті більша половина загальної кількості гумусу? Виявляється, що гумусові речовини парадоксально змінюють свої

властивості залежно від їх насиченості або ненасиченості основами. У насичених основами гумусових речовинах, якими вони бувають у природних умовах, залишаються активними як $-\text{COOH}$, так і аміногрупи $-\text{NH}_2$. У зв'язку з цим такі гумусові речовини здатні необоротно взаємодіяти як з позитивними валентностями на поверхні глинистих часточок через свої карбоксильні групи, так і з негативними валентностями — через аміногрупи.

Тобто гумусові речовини в сольовій формі здатні блокувати як позитивні, так і негативні активні валентності і на поверхні мінеральних колоїдів у ґрунтах. Що ж становить собою механізм необоротної взаємодії негативно заряджених гумусових речовин з такими ж електронегативними твердими поверхнями? Виявляється, аміногрупи, що складають поверхню міцел гумусових речовин, здатні віднімати іони водню від поверхні глинистих часток, перетворюючись на позитивно заряджену групу $-\text{NH}_3^+$, яка відразу ж необоротно з'єднується з негативною валентністю, яка вивільнилася на поверхні глинистої частки. Ця форма необоротного зв'язку гумусу з глиною відіграє дуже важливу роль в акумуляції гумусу, оскільки на поверхнях мінеральних колоїдів у ґрунтах переважають негативні валентності. Необхідні для хемосорбції гумусу іони водню на поверхнях глинистих часточок з'являються внаслідок значно поширених у ґрунтах процесів гідролізу, основна суть яких, як відомо, полягає в заміні різних катіонів іонами водню.

Оскільки на поверхні глинистих часточок переважають негативні валентності, то необоротний зв'язок гумусу з ними відбувається переважно за рахунок аміногруп. Це призводить до такої орієнтації міцел гумусу щодо глинистих часточок, коли на поверхні утворюваних при цьому органо-мінеральних агрегатів концентруються негативно заряджені карбоксильні групи. Тому подальша *когезійна* сорбція гумусу на поверхні таких агрегатів відбувається в основному через містки з багатовалентних катіонів.

Таким чином, формування органо-мінерального ГВК пов'язано з двома типами взаємодій між органічними та мінеральними колоїдами в ґрунтах: *адгезійному* та *когезійному*. *Адгезійне* вбирання гумусу відбувається при його безпосередній взаємодії з «чистою» поверхнею глинистих часточок, тобто коли реагують між собою два різнорідних компоненти. Для сольових форм гумусових речовин така взаємодія веде до їх необоротного зв'язування з мінеральними колоїдами, незалежно від знака заряду їх поверхні. Проте адгезійне вбирання гумусу мінеральною частиною ґрунтів є обмеженим, оскільки полімери та колоїдні ПАР вбираються твердими адсорбентами доти, поки їх адгезійна плівка не перевищить кількох мікрометрів. При подальшому її потовщенні вона набуває здатності самовідриватися від поверхні адсорбента внаслідок об'ємного натягування при

підсиханні. Товщина адгезійних плівок лише незначною мірою може регулюватися домішками деяких пластифікаторів. Для гумусових речовин, наприклад, такими пластифікаторами є активні COOH — групи. Чим більше насичені гумусові речовини основами (будь-якими), тим більше активних карбоксильних груп-пластифікаторів концентрується на поверхнях їх міцел, і навпаки: чим кислотніші гумусові речовини, тим менше у них можливостей до адгезійного вбирання. Про різноякісність гумусових речовин у сольовій та кислотній формах свідчать результати вивчення стійкості їх гідрозелей проти електролітної коагуляції (табл. 5.4).

Таблиця 5.4. Пороги коагуляції гідрозелей гумусових речовин (ГР)

| Спосіб добування гумусу з ґрунту | Кількість Са мг-екв/100 г ГР | |
|----------------------------------|------------------------------|------------------|
| | гумати | гумусові кислоти |
| За Соколовським (NaCl) | 1324 | 882 |
| За Пономарьовою (NaOH) | 2206 | 1776 |

Гідрозолі гуматів, незалежно від способу добування гумусу з ґрунту, характеризуються більшою (в 1,5 – 1,2 раза) стійкістю проти електролітної коагуляції порівняно з гідрозолями гумусових кислот.

Більш високі пороги електролітної коагуляції гідрозелей гумусових речовин, добутих з ґрунту за методом Пономарьової, пояснюються тим, що змінний обробіток ґрунту кислотою (декальціювання) та лугом (пептизація) сприяє помітному додатковому диспергуванню агрегатів міцел гумусових речовин, що збільшує загальний негативний заряд системи.

Дані табл. 5.4 переконують, що властивості будь-якої речовини є наслідком виявлення її внутрішніх зв'язків. Характер внутрішніх та зовнішніх зв'язків гумусових речовин, які перебувають у сольовій чи кислотній формах, є неоднаковим. Так, здатність гумусових речовин необоротно адсорбуватися як на позитивно, так і на негативно заряджених поверхнях — властивість тільки гуматів, тобто сольових форм гумусових речовин. Здатність же гумусових речовин необоротно взаємодіяти тільки з позитивно зарядженими адсорбентами притаманна препаратам гумусових кислот.

Штучне переведення гумусових речовин із сольової форми в кислотну (діаліз) означає їх переведення в інший стан з притаманними йому структурою та властивостями. Відмінність у структурі полягає в тому, що на поверхні міцел гумусових кислот відсутні активні аміногрупи (інактивовані блокуванням карбоксилами кислоти при декальціюванні ґрунту або внаслідок утворення біполярних іонів при діалізі). Таким є механізм адгезійної взаємодії гумусових речовин з мінеральною частиною ґрунту.

Когезійне поглинання гумусу відбувається в тих випадках, коли глинисті часточки вже вкриті його адгезійною плівкою, тобто коли

повинні реагувати між собою однорідні компоненти, обидва з яких у такому разі характеризуються електронегативними властивостями. Взаємодія між ними може відбуватися лише за участю позитивно зарядженого посередника, роль якого у ґрунті найкраще виконує обмінно-увібраний кальцій.

Потреба в кальції, як багатовалентного посередника для закріплення новоутворених у ґрунті гумусових речовин, пояснюється двома причинами. По-перше, адгезійно адсорбований гумус, як було зазначено, не може утворити скільки-небудь товстої плівки на поверхні твердих адсорбентів. Тому свіжоутворені гумусові речовини з активними аміногрупами можуть взаємодіяти з негативно зарядженими органо-мінеральними агрегатами тільки через містки з обмінного кальцію, який при цьому одночасно виконує роль своєрідного пластифікатора, забезпечуючи деяке нарощування товщини гумусу плівки. До того ж, на поверхні адгезійних гумусових плівок, насичених основами, майже не залишається рухомих іонів водню, здатних взаємодіяти з аміногрупами новоутворених гумусових речовин, забезпечуючи цим необоротність зв'язку.

Саме цими двома причинами, мабуть, і пояснюється особливий характер взаємодії гумусу з глиною. У першому випадку відбувається енергійне адгезійне реагування гумусу глиною, в другому — для когезійного закріплення гумусу потрібен позитивно заряджений посередник. Підтвердженням цього є модельне вивчення закономірностей поглинання гумусових речовин ґрунтоутворними породами. У цих дослідках гумусові речовини, одержані з ґрунту декальційованням, необоротно поглиналися породами. Отже, вони мали активні аміногрупи, індиферентні при когезійному закріпленні гумусу, але негайно спрацьовують у разі безпосереднього контакту з мінералами породи (під час адгезійної взаємодії).

Розглядаючи механізми формування органо-мінерального колоїдного вбирного комплексу ґрунтів, ми фактично переконалися в тому, що мінеральні колоїди в гумусованих горизонтах втрачають усі свої активні позитивні та негативні валентності при необоротному реагуванні з гумусовими речовинами.

Характер закріплення гумусових речовин на поверхнях глинистих часточок (мозаїчний, дискретний чи суцільною плівкою) визначається розподілом на них активних валентностей. Оскільки такі валентності зосереджені в основному на ребрах, кутах, розломах мінералів, то гумусові речовини найімовірніше поглинаються на поверхнях глинистих часток у вигляді своєрідної сітки, яка блокує всі активні валентності і водночас не заважає ґрунтовому розчину контактувати з вільною від гумусу поверхнею глинистих часточок, що має значення для воднофізичних та фізико-механічних властивостей ґрунту.

Отже, роль мінеральних колоїдів в явищах вбирання зводиться до поглинання гумусових речовин. Органічні колоїди забезпечують

поглинання ґрунтом різних речовин у молекулярній і особливо в іонній формі. Звідси вбирна здатність ґрунтів зумовлена сукупністю орґано-мінеральних колоїдів, яку називають ГВК (К.К. Гедройць), ККГ (колоїдний комплекс ґрунту — О.Н. Соколовський).

5.3. Закономірності катіонного обміну

Катіонний обмін — це, як було зазначено, фундаментальна властивість натурального ґрунту, класично охарактеризована видатним радянським ученим академіком К.К. Гедройцем у розділі про фізико-хімічну вбирну здатність. Він вважав катіонний обмін одним із випадків іонного обміну, яким у хімії називають зворотний процес стехіометричного обміну іонами між двома контактуючими фазами. Викладені вище погляди різних авторів на можливі варіації ґрунтових взаємодій засвідчують, що ґрунт є надскладним поліфункціональним поглиначем, на якому та сама речовина (у тому числі й катіони) може вбиратися за різними типами взаємодій. Наприклад, K^+ здатний одночасно поглинатися не лише обмінно, а й необмінно (при тому, що Na^+ — його повний хімічний аналог — вбирається лише обмінно), Zn^{2+} — обмінно, а також за типом утворення комплексних сполук, осадів тощо. Ця обставина суттєво ускладнює експериментальне дослідження явищ поглинання в ґрунтах і застосування до них класичних закономірностей, добре відомих з курсів фізичної, колоїдної, біологічної хімії тощо. І все ж зібрані на сьогодні інформаційні масиви по цьому біосферно значущому феномену дають змогу сформулювати не лише загальні закономірності вбирання іонів ґрунтами, а й запровадити його кількісні параметри.

Катіонообмінна здатність ґрунтів:

1) впливає на фізичні властивості ґрунтів, їх агрегованість (класичним прикладом є альтернативна дія Na -пептизатора і Ca -оструктурювача);

2) коригує вбирання орґанічних речовин твердими фазами ґрунту та утворення орґано-мінеральних сполук;

3) майже повністю зумовлює кислотно-лужну рівновагу та сольовий склад ґрунтового розчину залежно від реакцій обміну катіонами;

4) обмінні катіони є одним з безпосередніх джерел елементів мінерального живлення рослин (наприклад, забезпеченість ґрунтів калієм оцінюється за вмістом обмінного калію);

5) склад обмінних катіонів є одним з найважливіших діагностичних показників, запроваджених К.К. Гедройцем для генетичної класифікації ґрунтів (насичені й ненасичені основами тощо);

6) склад обмінних катіонів та прогноз очікуваної зміни є обов'язковим атрибутом проектів промивок засолених ґрунтів та зрошення мінералізованими водами;

7) закономірності катіонного обміну є теоретичною основою вапнування кислих, гіпсування солонцевих ґрунтів та інших видів їх хімічної меліорації.

Ще раз акцентуємо увагу на некоректності синонімізації іонного (в цьому разі катіонного) обміну з адсорбційними явищами (у разі фізичного вбирання). Із розчинів (або газів) ґрунти адсорбують нейтральні молекули (H_2O , NH_3 , органічні, у тому числі гумусові речовини), які утримуються на поверхні за рахунок дисперсійних сил (неполярні молекули) або міцно закріплюються електростатичним полем поверхні адсорбенту в разі полярних молекул (диполі, мультиполі). Найголовнішою ж відмінністю адсорбції та іонного обміну є імперативна обов'язковість присутності обмінних катіонів у складі ГВК — вони можуть бути замінені катіонами іншого роду, але не видалені звідти назавжди. Будь-які спроби просторового розчленування на аніонну (ацидоїдну) частину та катіони закінчуються порушенням принципу електронейтральності, чого не відбувається з класичними адсорбентами (цеолітами, губкою тощо), поверхня яких завжди може бути очищена від молекул адсорбату без будь-яких фатальних ускладнень. Іншими словами, адсорбент і адсорбат можуть функціонувати поодиночі, а ГВК є унікальним цілісним ґрунтогенним утворенням біосфери.

Катіони, які входять до складу ГВК і здатні заміщуватися катіонами іншого роду під час взаємодії з розчинами нейтральних солей, отримали назву *обмінних катіонів* (синонім — *увібрані катіони*). При характеристиці ГВК та обмінних реакцій традиційно використовують термін «*обмінні основи*» винятково для таких обмінних катіонів, як Ca^{2+} , Mg^{2+} , K^+ , Na^+ , NH_4^+ з метою відокремити їх від кислотоутворювального катіона H^+ та амфотерного Al^{3+} (з його проблематичним впливом на ГВК). Отже, обмінні основи становлять лише частину обмінних катіонів (хоча слід зауважити, що в чорноземних, каштанових та багатьох інших ґрунтах степової, сухостепової, напівпустельної зон весь фонд обмінних катіонів представлений винятково обмінними основами). Термін «обмінні основи» не відрізняється коректністю (оскільки основами є не самі катіони Ca^{2+} , Mg^{2+} , K^+ , Na^+ , NH_4^+ , а їх гідроксиди), проте в ґрунтознавстві його широко використовують. Важливо, щоб при цьому не допускалося термінологічних неточностей (на зразок того, що надходження в ґрунти іонів Ca^{2+} , Mg^{2+} , K^+ , Na^+ , NH_4^+ незалежно від аніонного супроводу автоматично сприяє зниженню рівня ґрунтової кислотності, що не завжди відповідає дійсності).

Ємність катіонного обміну (ЄКО) є найважливішою характеристикою ГВК і ґрунту загалом. Як її синонім вживають також менш суворий термін «ємність або місткість вбирання» в розумінні

К.К. Гедройця (сума всіх обмінних катіонів, які зазнають витіснення з певного ґрунту), який небезпідставно вважав цей параметр константним для певного ґрунту. Ми називатимемо слідом за Д.С. Орловим ємністю катіонного обміну сумарну кількість катіонів одного роду, утримуваних ґрунтом в обмінному стані за стандартних умов і здатних обмінюватися на катіони взаємодіючого з ґрунтом розчину. Величину ЄКО виражають у мг-екв/100 г ґрунту (або його фракції) — чисельно вона збігається з величиною ЄКО, вираженою згідно з правилами СІ (Міжнародної системи одиниць) в $\text{сМ}(\text{p}^+)\text{кг}^{-1}$ (сантимольях позитивних зарядів в 1 кг ґрунту). ЄКО не слід ототожнювати з сумою обмінних катіонів, витіснених із незасоленого і безкарбонатного ґрунту нейтральним розчином солі. Сума обмінних катіонів характеризує винятково натуральний стан ґрунту — вона може збігатися кількісно з ЄКО або істотно відрізнятися від нього. З огляду на залежність ємності обміну від рН та потребу характеризувати передусім натуральний ґрунт, а не лише умовно вибраний стандарт, розрізняють три види ЄКО.

ЄКО стандартну визначають з допомогою буферних розчинів при стандартному параметрі рН (ґрунт насичують іонами Ba^{2+} з буферного розчину при рН 6,5, а потім визначають ЄКО за кількістю увібраного ґрунтом Ba^{2+}).

ЄКО реальну (ефективну) визначають шляхом обробки ґрунту небуферними розчинами солей, а також за сумою обмінних катіонів.

ЄКО диференціальна (рН-залежна) характеризує нарощування ЄКО при підвищенні рН урівноваженого розчину ($\Delta\text{ЄКО}/\Delta\text{pH}$).

ЄКО залежить від типу ґрунтів, умісту в них колоїдної та передколоїдної фракцій (загалом гранулометричного складу), будови їх поверхонь, складу й будови ГВК (глинисті мінерали, гумусові речовини), рН, варіюючи в дуже широких межах. Через це наведені нижче її величини (мг-екв/100 г) слід сприймати як орієнтовні для таких ґрунтів:

| | |
|---|---------|
| Дерново-підзолистий піщаний | 3 – 6 |
| Дерново-підзолистий середньосуглинистий | 10 – 20 |
| Дерново-підзолистий глинистий | 10 – 25 |
| Сірий опідзолений середньосуглинистий | 15 – 30 |
| Чорнозем типовий важкосуглинистий | 30 – 70 |
| Чорнозем південний суглинистий | 20 – 50 |
| Світло-каштановий суглинистий | 20 – 40 |
| Сірозем типовий суглинистий | 8 – 20 |
| Жовтозем суглинистий | 12 |
| Червонозем суглинистий | 13 – 25 |

Із збільшенням дисперсності колоїдних і передколоїдних компонентів ГВК величина ЄКО зростає. Значно більшою за мінерали ємністю вбирання характеризується органічна частина ГВК. Висока

емність вбирання мінералів монтморилонітової групи зумовлена здатністю до розширення їх міжплощинних пустот. Зростання величини рН призводить до підвищення іонізації функціональних груп гумусових кислот та глинистих мінералів, зменшення позитивного заряду R_2O_3 і як наслідок — до зростання ЄКО, що зумовлює існування принципу визначення ЄКО при стандартному рН.

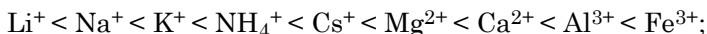
Основними закономірностями обмінного вбирання катіонів є:

1. Еквівалентність обміну між увібраними катіонами ґрунту і катіонами взаємодіючого з ним розчину (приклад наведено вище). Термодинамічна константа цілком оборотного (урівноваженого) обміну двох однаково заряджених катіонів А і В повинна дорівнювати 1:

$$KA/B = a_A a_{BP} / a_{AP} a_{BO} = 1,$$

де a_A і a_B — активності іонів в обмінно увібраному та рівноважному розчині.

2. Різновалентні катіони утворюють ряд, в якому енергія їх вбирання (кількість увібраних катіонів за однакової концентрації в розчині) зростає із збільшенням їх валентності:



3. У рядах катіонів однієї валентності енергія поглинання зростає зі збільшенням атомної маси, атомного номера:

одновалентні: ${}^7Li < {}^{23}Na < {}^{39}K^+ < {}^{39}NH_4 < {}^{89}Pb$;

двовалентні: ${}^{27}Mg < {}^{40}Ca < {}^{59}Co < {}^{112}Cd^{27}$;

тривалентні: $Al < {}^{56}Fe$.

Іон H^+ (точніше H_3O^+ — оксоній) поглинається аномально міцно, що зумовлено його мінімальним розміром. Стабільного положення в ряду вбирання H^+ не посідає, багато в чому залежачи від властивостей поглинача.

4. Енергія поглинання визначається радіусом негідратованого катіона: чим меншим є його радіус, тим слабкіше він зв'язується. Це пояснюється більшою густиною заряду, а отже, і більшою гідратованістю іона (табл. 5.5). Гідратаційні оболонки змінюють властивості іонів: зменшують їх чутливість до електростатичного притягання, змінюють співвідношення між розмірами іонів.

5. Специфіка ГВК здатна змінити не лише положення H^+ , а й порядок інших катіонів у рядах поглинання (скажімо, за наявності в його складі мусковіту одновалентні Rb^+ , Cs^+ і K^+ поглинаються енергійніше, ніж двовалентні Mg^{2+} , Ca^{2+} , Sr^{2+}). Відповідно до закону Кулона сила взаємодії зростає при збільшенні заряду катіону та зменшенні його радіусу, чим пояснюється перевага у поглинанні дво- (і три-) валентних катіонів, але ця закономірність коригується

їх гідратованість — перевагу завжди набувають катіони з менш гідратованою оболонкою (цим, до речі, слід пояснювати встановлену О.Н. Соколовським особливу «жадібність» до поглинання Ca^{2+} ГВК солонців). Зростання окисненості органічної частини ГВК приводить до селективності вбирання полівалентних катіонів, а лужні катіони відходять на задній план.

Таблиця 5.5. Діаметр (нм) катіонів та ступінь їх гідратації (моль H_2O /моль катіона)

| Катіони | Негідратовані | Гідратовані | Ступінь гідратації | Катіони | Негідратовані | Гідратовані | Ступінь гідратації |
|-----------------|---------------|-------------|--------------------|------------------------|---------------|-------------|--------------------|
| Li^+ | 0,078 | 1,003 | 11 – 13 | Mg^{2+} | 0,078 | 1,080 | 20 – 23 |
| Na^+ | 0,098 | 0,790 | 9 – 11 | Ca^{2+} | 0,106 | 0,960 | 19 – 20 |
| K^+ | 0,133 | 0,522 | 5 – 6 | Sr^{2+} | 0,127 | 0,960 | — |
| NH_4^+ | 0,143 | 0,537 | 2 – 3 | Ba^{2+} | 0,143 | 0,880 | 18 – 20 |
| Rb^+ | 0,149 | 0,509 | — | Al^{3+} | 0,057 | — | — |
| Cs^+ | 0,165 | 0,505 | — | H_3O^+ | — | 0,135 | — |

6. Реакція обміну відбувається практично миттєво, що було показано К.К. Гедройцем (за першу хвилину було витіснено з ґрунту обмінного Ca^{2+} 1 н. NH_4Cl таку саму кількість, як і через 30 днів взаємодії). Згідно з сучасними уявленнями висока швидкість обміну спостерігається у тих випадках, коли обмінюються катіони, розташовані на зовнішній поверхні гумусових компонентів ГВК. Прискорюється обмін також при підвищеній вологості, яка не часто буває в природних ґрунтах, отже, там для установаження рівноваги потрібно кілька діб. При ґрунтогенезі, а також у практиці хімічної меліорації кінетика катіонного обміну відрізняється від лабораторної практики розбавлених розчинів. Тут джерелами витісняючих катіонів нерідко стають важкорозчинні солі — гіпс $\text{CaSO}_4 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$ і вуглекисле вапно CaCO_3 (вносять у твердому стані при гіпсуванні солонців та вапнуванні кислих ґрунтів), через що кінетика катіонного обміну стає залежною вже не лише від явищ дифузії, а й від швидкості розчинення цих та інших меліорантів. Вона ж у реальних ґрунтах є незначною, тому витіснення обмінного Na^+ при гіпсуванні солонців відбувається дуже повільно, особливо в аридних умовах їх поширення (у тому числі і в Україні). У деяких простих випадках катіонний обмін вдається описати теоретичними рівняннями, в основу яких покладено закон діючих мас (рівняння Гапона, Керра — Нікольського та ін.).

7. Необмінне вбирання катіонів виявлено у всіх типах ґрунтів і різною мірою очевидно притаманне для всіх катіонів, проте найчутливішим воно є щодо катіонів калію та амонію, для яких його величини

на досягає кількох мг-екв/100 г ґрунту (при цьому вони стають недоступними для рослин). Експериментально виявлено необмінне поглинання Sr^{2+} і Cs^+ , які надходять до ґрунтів у мікрокількостях, а також Ca^{2+} , Mg^{2+} і H^+ . Таке вбирання відбувається за рахунок ізоморфних заміщень, наприклад, Al^{3+} в октаедрах на Mg^{2+} , Fe^{2+} , Zn^{2+} , Li^+ , а також у результаті затискування катіонів у міжпакетниках шаруватих мінералів (інколи при цьому на поверхні глинистих мінералів з'являються заряди). Необмінне вбирання катіонів найчіткіше виражене в добре гумусованих ґрунтах, особливо важкого гранулометричного складу.

8. Деякі закономірності тут більш подібні до хімічного вбирання, яке спричинює вбирання переважно аніонів, які за цією здатністю утворюють такий ряд: $\text{Cl}^- = \text{NO}_3^- < \text{SO}_4^{2-} < \text{PO}_4^{3-} < \text{SiO}_4^{4-} < \text{OH}^-$. З підвищенням у ГВК вмісту алюмінію та заліза, а також при зниженні рН (підкисленні ґрунтів) поглинання аніонів наростає. Оскільки вони є менш гідратованими, ніж катіони, це спричинює дуже високу селективність аніоновбирання, в якому велику роль відіграють процеси утворення нерозчинних солей. Саме в такий спосіб особливо інтенсивно поглинаються ґрунтом іони H_2PO_4^- , HPO_4^{2-} , PO_4^{3-} . Проте механізм поглинання фосфат-іонів є надто складним і різноманітним і включає близько десятка реакцій, які призводять до утворення малорухомих фосфатів, а отже, й до їх накопичення в ґрунтах (при цьому однак знижується ступінь їх доступності рослинам).

9. У ґрунтах, збагачених амфолітоїдами, колоїдними формами півтораоксидів з позитивно зарядженими поверхнями, з'являється можливість обміну гідроксилів на фосфат-іони. У таких ґрунтах експериментально показана можливість перебігу паралельно з процесами катіонного обміну також і обмінного вбирання аніонів Cl^- , NO_3^- , SO_4^{2-} , ускладненого необмінними хімічними реакціями:

$$[\text{I}] \text{Ca}^{2+} + (\text{NH}_4)_2\text{HPO}_4 \rightarrow [\text{I}]\text{Ca}^{2+}, 2\text{NH}_4^+ + \text{Ca}_3(\text{PO}_4)_2 \text{ тощо.}$$

5.4. Вплив обмінних катіонів на властивості ґрунтів

Склад обмінних катіонів у різних типах ґрунтів змінюється в дуже широких межах, що цілком закономірно, бо зумовлено типом ґрунтоутворення, успадкованістю від літогенного підґрунтя, скориговано антропогенною діяльністю. Практично всі ґрунти мають у складі обмінних катіонів Ca^{2+} (зазвичай переважає) і Mg^{2+} . У ґрунтах з промивним типом водного режиму і кислою реакцією присутні H^+ і Al^{3+} , а в галогенних ґрунтах — Na^+ . Важливою складовою обмінного фонду ґрунтів є K^+ , але його частка є незначною (табл. 5.6).

Таблиця 5.6. Склад обмінних катіонів і ЄКО в різних типах ґрунтів, мг-екв/100 г

| Ґрунт | См | Ca ²⁺ | Mg ²⁺ | K ⁺ | Na ⁺ | H ⁺ +Al ³⁺ | ЄКО |
|---------------------------------|-----------|------------------|------------------|----------------|-----------------|----------------------------------|------|
| Тундровий глейовий суглинистий | 0 – 6 | 6,7 | 4,9 | | 0 | 0,7 | |
| | 25 – 55 | 5,0 | 1,5 | | 0 | — | |
| | 63 – 70 | 8,0 | 0,6 | | 0 | — | |
| Торф'яно-глейовий | 0 – 10 | 7,0 | 0,6 | 0 | 0 | 140,0 | |
| | 10 – 20 | 1,0 | 0,1 | 0 | 0 | 122,5 | |
| | 50 – 60 | 2,0 | 0,4 | 0 | 0 | 28,9 | |
| Дерново-підзолистий суглинистий | 1 – 5 | 28,1 | 6,6 | 0 | 0 | 10,5 | 45,2 |
| | 20 – 30 | 1,9 | 1,4 | 0 | 0 | 1,2 | 4,4 |
| | 50 – 60 | 6,2 | 2,1 | 0 | 0 | 6,5 | 14,8 |
| Дерново-підзолистий піщаний | 0 – 10 | 0,9 | 0,3 | 0 | 0 | 2,3 | |
| | 18 – 26 | 0,2 | 0,1 | 0 | 0 | 1,1 | |
| | 50 – 60 | 0,3 | 0,1 | 0 | 0 | 0,6 | |
| | 75 – 85 | 0,5 | 0,1 | 0 | 0 | 0,7 | |
| Сірий опідзолений | 0 – 16 | 12,5 | 2,5 | | 0 | 2,5 | |
| | 18 – 28 | 2,5 | 0,5 | | 0 | 2,0 | |
| | 30 – 40 | 7,0 | 0,8 | | 0 | 3,2 | |
| | 60 – 70 | 10,0 | 1,7 | | 0 | 2,9 | |
| Темно-сірий опідзолений | 0 – 7 | 35,4 | 3,5 | Следи | 0 | 0 | 38,9 |
| | 20 – 30 | 14,3 | 2,0 | » | 0 | 0 | 16,3 |
| | 70 – 80 | 11,9 | 3,0 | » | 0 | 1,0 | 15,9 |
| | 170 – 180 | 14,9 | 3,0 | » | 0 | 0,8 | 18,7 |
| Чорнозем типовий | 0 – 10 | 43,9 | 9,6 | 0,2 | 0,1 | 0 | 53,7 |
| | 70 – 80 | 27,8 | 9,6 | 0,1 | 0,05 | 0 | 37,5 |
| | 160 – 170 | 27,6 | 9,5 | 0,1 | 0,05 | 0 | 37,2 |
| Темно-каштановий | 0 – 10 | 27,6 | 5,5 | | 1,0 | 0 | |
| | 30 – 40 | 26,6 | 5,6 | | 1,0 | 0 | |
| | 50 – 60 | 23,5 | 4,9 | | 1,1 | 0 | |
| Каштановий суглинистий | 0 – 10 | 11,2 | 4,5 | | 1,7 | 0 | |
| | 20 – 30 | 10,5 | 3,0 | | 2,2 | 0 | |
| | 40 – 50 | 3,4 | 5,6 | | 2,4 | 0 | |
| Солонець степовий | 0 – 5 | 10,3 | 5,1 | 1,5 | 0,5 | 0 | 17,2 |
| | 18 – 23 | 16,6 | 9,3 | 1,3 | 2,4 | 0 | 29,1 |
| | 45 – 50 | 17,1 | 8,0 | 1,4 | 2,5 | 0 | 29,4 |
| | 95 – 100 | 14,0 | 6,5 | 1,5 | 2,7 | 0 | 24,7 |
| Сірозем типовий | 0 – 5 | 7,8 | 0,4 | 0,1 | 0,2 | 0 | 8,5 |
| | 20 – 25 | 6,8 | 0,9 | 0,1 | 0,2 | 0 | 8,0 |
| | 70 – 75 | 4,1 | 4,2 | 0,1 | 0,2 | 0 | 8,6 |
| Жовтозем | 0 – 8 | 7,2 | 4,7 | 0 | 0 | 0,2 | 12,1 |
| | 45 – 55 | 6,6 | 2,5 | 0 | 0 | 4,4 | 13,5 |
| | 120 – 130 | 6,5 | 3,0 | 0 | 0 | 7,3 | 16,8 |
| Червонозем | 0 – 10 | 2,4 | 1,7 | 0 | 0 | 7,2 | 11,4 |
| | 30 – 40 | 2,8 | 1,3 | 0 | 0 | 5,1 | 9,3 |
| | 150 – 200 | 0,3 | 0,9 | 0 | 0 | 10,8 | 12,0 |
| «Субтропічний підзол» | 0 – 4 | 1,3 | 1,9 | 0 | 0 | 21,4 | |
| | 5 – 10 | 1,1 | 1,0 | 0 | 0 | 22,5 | |
| | 40 – 50 | 0,9 | 1,1 | 0 | 0 | 16,5 | |
| | 80 – 90 | 0,5 | 1,5 | 0 | 0 | 30,0 | |
| Бурозем | 0 – 8 | 9,8 | 7,4 | | 0 | 8,9 | |
| | 16 – 24 | 2,1 | 3,0 | | 0 | 12,1 | |
| | 40 – 48 | 1,4 | 2,7 | | 0 | 11,6 | |
| | 64 – 72 | 1,4 | 3,0 | | 0 | 12,8 | |

Залежно від вмісту обмінних H^+ та Al^{3+} (точніше, гідролітичної кислотності — див. далі) всі ґрунти поділяють на дві великі групи: *насичені* і *ненасичені основами*.

Насичені основами ґрунти не мають у складі обмінних катіонів H^+ та Al^{3+} — лише обмінні основи, кількість яких відповідає величині реальної ЄКО. Ступінь насиченості ґрунтів основами (V — в % від ЄКО) розраховують за формулою

$$V = S/T \cdot 100,$$

де S — сума обмінних основ; T — ЄКО.

ґрунти не насичені основами, містять деяку кількість обмінних H^+ та Al^{3+} (див. табл. 5.6) і мають завжди $S < T$. До цієї групи входять підзолисті, дерново-підзолисті, болотні, сірі опідзолені ґрунти Лісостепу, фералітні ґрунти вологих субтропіків тощо. Ступінь насиченості основами зазвичай зростає при сільськогосподарському використанні ґрунтів, досягаючи 100% у добре провапшованих ґрунтах. Якщо відомі величини гідролітичної кислотності H і сума обмінних основ S , ступінь насиченості ґрунтів основами розраховують за формулою

$$V = (S/S + H) \cdot 100.$$

Вона є аналогічною наведеній вище за умови, якщо $S + H = T$. Оскільки ЄКО визначають у стандартних умовах, а отже, може істотно відрізнитися від величини S для натурального ґрунту, то при розрахунках величини V перевагу має остання формула.

Насичені основами ґрунти представлені переважно ґрунтами степових і напівпустельних ландшафтів, а також ґрунтами, сформованими за участю «твердих» кальцієвих вод або на карбонатних породах, — це чорноземи, каштанові, бурі і сіро-бурі напівпустельні, сіроземи тощо. Серед ґрунтів, насичених основами, особливу групу становлять ґрунти, які містять у значній кількості обмінний Na^+ — солонцюваті ґрунти, солончі тощо.

О.Н. Соколовський вперше виділив групу ґрунтів, *не насичених кальцієм*, до якої разом із солонцюватими відніс також і кислі ґрунти, не насичені основами. Під солонцевим процесом тут розуміють підвищення під впливом обмінного натрію диспергованості та гідрофільності твердих фаз ґрунту, що супроводжуються зростанням лужності. Це зумовлює різку диференціацію ґрунтового профілю і появу вкрай несприятливих агрономічних властивостей осолонцюваного горизонту (за умови, якщо віддисоціація обмінного Na^+ не пригнічуються надлишком легкорозчинних солей, як у солончакових ґрунтах).

Закономірності зміни складу обмінних катіонів у зональних ґрунтах відображують наростання з півночі на південь (точніше з пів-

нічного заходу на південний схід) Русько-Української та Західносибірської рівнин ступеня мінералізації ґрунтових розчинів та їх склад. Кислим слабкомінералізованим та прісним водам північних регіонів відповідає присутність або навіть домінування в ГВК таких катіонів як H^+ і Al^{3+} , а в сірих опідзолених ґрунтах Лісостепу і особливо в степових чорноземах однозначно домінує Ca^{2+} , який утримується в них значно міцніше, ніж катіони Mg^{2+} і Na^+ . Солонцюваті ґрунти (загалом галогенні) містять багато обмінного Na^+ . Фактично склад обмінних катіонів визначається концентрацією та складом ґрунтового розчину та селективністю розподілу катіонів між ГВК і рівноважним ґрунтовим розчином.

Заданий природним ґрунтогенезом склад обмінних катіонів істотно модифікується сільськогосподарським використанням ґрунтів, особливо якщо воно супроводиться цілеспрямованим використанням цього складу в процесі окультурювання ґрунтів за допомогою вапнування та гіпсування. Проте частими є й випадки, коли зміна складу обмінних катіонів відбувається неконтрольовано. Найбільший вплив на їх склад чинять внесення мінеральних добрив, зрошення ґрунтів та їх осушення, які накладають свій відбиток на сольовий режим, а отже, і на склад обмінних катіонів.

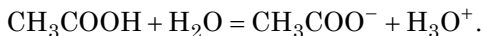
Найоптимальніші умови для живлення рослин створюються при домінуванні у складі ГВК Ca^{2+} в супроводі певної кількості катіонів, необхідних для живлення рослин. Кальцій є «сторожем ґрунтової родючості» (О.Н. Соколовський), а також відповідає за регуляцію кислотно-основної рівноваги в клітинах рослин. Неприятливі умови виникають за значної кількості в ГВК обмінних H^+ та токсичного для рослин Al^{3+} (кислі, ненасичені основами ґрунти), а також Na^+ (в супроводі значної кількості Mg^{2+} та вільних карбонатів одно- і дво-валентних металів). Усе це свідчить про важливість складу обмінних катіонів при оцінках якості ґрунтів. Особливо вагомою при цьому є інформація про ґрунтову *кислотність* та вочевидь фітотоксичну *лужність*, а також про прийоми їх діагностики та усунення.

Кислотність ґрунтів визначається як їх здатність підкислювати ґрунтовий розчин або сольові розчини (витяжки з ґрунту) внаслідок наявності у складі ґрунту кислот, а також обмінних іонів водню та катіонів (передусім Al^{3+}), що утворюють при їх витисненні гідролітично кислі солі. З'ясування питання про природу ґрунтової кислотності (у тому числі й про роль алюмінію в її проявах) спричинило одну з найбільш гострих і затяжних дискусій з проблем ґрунтознавства. У дискусіях з цієї проблеми брали участь П. Мондезір, Т. Вейч і Г. Дайкухара (гіпотеза про роль обмінного алюмінію), К.К. Гедройць (гіпотеза обмінного водню), Г. Каппен (поєднував обидва погляди), В.А. Чернов («О природе почвенной кислотности», 1947), С.Н. Альошин, Н.П. Карпінський, Н.П. Ремезов, Д.Л. Аскіназі,

Й. Ді-Глерія, М.К. Крупський, Г.М. Александрова та ін., чий інтерес до ґрунтової кислотності не був випадковим.

Реакція ґрунту зумовлена наявністю та співвідношенням у ґрунтовому розчині водневих (H^+) і гідроксильних іонів (OH^-) і в класичному вигляді характеризується показником рН — від'ємним логарифмом активності іонів водню в розчині. Залежно від складу розчинених речовин і характеру їх взаємодії з твердими фазами ґрунту, якими визначається співвідношення між концентраціями водневих і гідроксильних іонів у ґрунтовому розчині, ґрунти можуть мати нейтральну (рН = 7), кислоту (рН < 7) або лужну (рН > 7) реакцію.

Кислотно-лужні властивості будь-якої сполуки задаються, згідно з теорією Бренстеда — Лоурі, в такий спосіб: кислотою вважають будь-яку речовину, здатну бути донором протонів (H^+), що переходять при цьому в спаровану з нею основу; основа — це речовина, яка приймає протон, перетворюючись водночас у поєднану з ним кислоту. У водних розчинах кислоти віддають протони воді, а основи приймають протон від води:



Віддаючи протон воді, оцтова кислота стає основою CH_3COO^- ; вода, яка зіграла при цьому роль основи, прийнявши від CH_3COOH протон, переходить у стан кислоти H_3O^+ . Кислотні та основні властивості притаманні: 1) молекулярним сполукам (HCl — кислота, NH_3 — основа); 2) катіони $[\text{Pb}(\text{H}_2\text{O})_4]^{2+}$ — кислота, $\text{Pb}(\text{H}_2\text{O})_3\text{OH}^+$ — основа]; 3) аніони (HCO_3^- — кислота, CO_3^{2-} — основа). Сила кислот та основ кількісно оцінюється константою рівноваги перенесення протона між компонентами кислотно-основних пар. До складу одного з них входить досліджувана речовина, а другого — молекула розчинника (у разі ґрунтового розчину — вода). Добуток констант K_a і K_b будь-якої поєднаної кислотно-основної пари дорівнює іонному добутку розчинника (води):

$$K_a K_b = (\text{H}_3\text{O}^+)(\text{OH}^-) = (\text{H}^+)(\text{OH}^-) = K_{\text{H}_2\text{O}} = 10^{-14},$$

де K_a — константа, яка характеризує перенос протона від кислоти до молекули води (*acid* — кислота); K_b — константа рівноваги, яка характеризує зворотний процес переносу протона від води до основи (*base* — основа).

Реакція ґрунту формується в результаті сукупної дії багатьох чинників — мінералогічного та хімічного складу мінеральної частини ґрунту, присутності вільних солей, вмісту та якості органічних речовин, складу ґрунтового повітря, вологості ґрунту, його біогенно-

сті тощо. Чи не найважливішим регулятором реакції ґрунту є наявність в ньому солі (нейтральні, кислі, лужні). Переходячи з твердих фаз у ґрунтовий розчин при зволоженні ґрунту і залишаючи його при висушуванні, вони відповідно коригують характер ґрунтового розчину, впливаючи тим самим на родючість ґрунту.

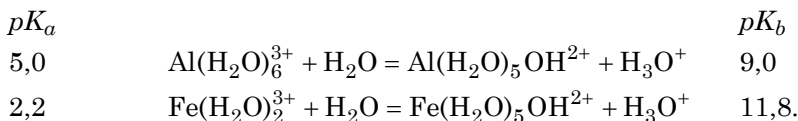
Однією з найпоширеніших у ґрунті мінеральних кислот є вугільна кислота. Залежно від термодинамічних умов і біологічної активності вона спроможна підтримувати рН у межах 3,9 – 4,5 – 5,7. Режим вуглекислоти в ґрунтах тісно пов'язаний із добово-сезонними ритмами погоди та прив'язаною до них ритмікою мікробіологічної (у тому числі ферментативної) активності. Сульфатна кислота також з'являється в ґрунтах і материнських породах внаслідок окиснення сульфідів металів, спричинюючи цим дуже сильне підкислення (при осушенні мангрових або маршевих ґрунтів їх рН може знизитися з 7 – 8 до 2 – 3, а при окисненні сульфідів у шахтних терико-нах — навіть до 1). Сульфатна кислота може надходити в ґрунтовий розчин також під час мікробного розпаду білків (особливо в торф'яниках). Значне підкислення (до рН 3,0 – 3,5) ґрунтового розчину спричинюють ненасичені катіонами гумінові кислоти та фульвокислоти. Лісові підстилки мають рН 3,5 – 5,0, а мох — 2,5 – 3,0. З метаболітами грибів, бактерій, комах та кореневими екзозидленнями у ґрунт потрапляють вільні органічні (оцтова, оксалатна, лимонна, яблучна, піровиноградна) та мінеральні (HNO_2 , HNO_3 , H_2CO_3) кислоти. Рослини споживають у певних пропорціях аніони та катіони в обмін на еквівалентну кількість іонів H^+ , OH^- , HCO_3^- , CO_3^{2-} , чим можуть зрушити реакцію ґрунтового розчину в той чи інший бік. Специфічну роль у регулюванні реакції ґрунтового розчину відіграють мікроорганізми. Азотна та азотиста кислоти є метаболітами нітрифікаторів, які локально знижують на певний час рН на 0,5 – 2,0.

Висока кислотність ґрунтів загальмовує розвиток культурних рослин і сприяє перебігу процесів опідзолювання ґрунтів. Через це вже більше ніж 2000 років землероби бореальних ландшафтів застосовують вапнування. Негативний вплив підвищеної кислотності на рослини зумовлюють такі причини: 1) дефіцит потрібного для рослин Ca^{2+} як елемента живлення; 2) підвищення при підкислюванні до шкідливих концентрацій вмісту токсичних у великій кількості іонів Al^{3+} , Mn^{2+} , H^+ ; 3) порушення доступності рослинам елементів живлення (макро- і мікроелементів); 4) погіршення фізичних властивостей ґрунту.

Розрізняють *актуальну* (активну) і *потенційну* кислотність ґрунтів залежно від того, під час яких взаємодій вона виявляється та вимірюється.

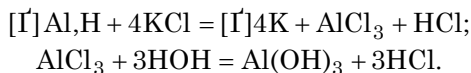
Актуальна кислотність зумовлена присутністю протонів (H^+) у ґрунтовому розчині, активність яких залежить від властивостей (іонної сили) розчину, здатних впливати на коефіцієнт активності іону H^+ . Актуальна кислотність ґрунту вимірюється при його взаємодії з дистильованою водою [водний рН, pH_{H_2O} , $pH(H_2O)$] при розбавленні 1 : 5 і 1 : 25 для торф'яників або в пасти. Значно поширеним є вимірювання рН в ґрунтовому розрізі, за якого в натуральний ґрунт занурюють скляний електрод з H^+ -функцією. Такий спосіб вимірювання актуальної кислотності особливо придатний при стеженні за динамікою біохімічних процесів, але з цієї ж причини (мінливість рН) виміри в природній обстановці є непридатними для типової (стандартної) характеристики цього параметра. Актуальну кислотність можна вимірювати також колориметрично або титруванням.

Потенційну кислотність визначають іонами H^+ та Al^{3+} , які знаходяться в твердих фазах ґрунту, перманентно підкислюючи ґрунтовий розчин у результаті обмінних реакцій при підвищенні в ньому концентрації електролітів (у тому числі і при внесенні мінеральних добрив). Тобто ґрунт при взаємодії з розчинами солей виявляє себе як слабка кислота. Кисла реакція сольових витяжок з ґрунтів пояснюється появою в розчині витіснених з ГВК іонів водню (гідроксонію H_3O^+), а також результатами взаємодії з водою молекулярних кислот і гідратованих катіонів, які поведуть себе, як кислоти. Чіткі кислотні властивості у воді виявляють дво-, а ще більш тризарядні катіони металів:



Залежно від характеру взаємодіючого з ґрунтом розчину розрізняють дві форми потенційної кислотності — *обмінну* та *гідролітичну* (фактично послідовні етапи виділення в розчин додаткових протонів з твердих фаз ґрунту).

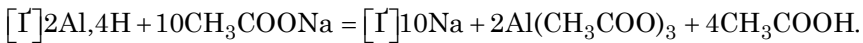
Обмінна кислотність виявляється при взаємодії з ґрунтом розчинів нейтральних солей. При цьому відбувається еквівалентний обмін катіону нейтральної солі на іони водню, алюмінію та інших катіонів ГВК:



Кількісно цей вид кислотності визначають титруванням іонів H^+ та Al^{3+} у витяжці, приготовленій за допомогою розчину нейтральної

солі — 1 н. KCl. Її також характеризують величиною рН цієї сольової витяжки. Для кислих ґрунтів інтервал величин pH_{KCl} є дуже широким — від 3 (іноді менше) до 6. За величиною pH_{KCl} можна орієнтовно зробити висновок про роль різних катіонів у формуванні кислотних властивостей ґрунту: при $pH < 4,0$ кислотність зумовлена переважно обмінним воднем, при pH від 4,0 до 5,5 — Al^{3+} . У кислих (підзолистих, сірих опідзолених, бурих лісових, червоноземних) ґрунтах сольовий рН завжди є меншим, ніж водний рН, що повністю пояснюється наявністю в них обмінних катіонів водню і (або) алюмінію. Визначення сольового рН у насичених основами ґрунтах є некоректним.

Гідролітичну кислотність (H_T) визначають титруванням кислоти, яка виділяється при взаємодії ґрунту з розчином гідролітично лужної солі (утвореної сильною основою та слабкою кислотою). Для визначення H_T використовують 1 н. розчин CH_3COONa з рН 8,2. Реакція відбувається аналогічно наведеній вище, але при дії ацетату натрію величина кислотності виявляється значно вищою, ніж при дії KCl:



Таким чином, обмінна кислотність є частиною гідролітичної кислотності ґрунтів (було б правильно називати гідролітичною кислотністю різницю між H_T та обмінною кислотністю, тобто вважати, згідно з вказівкою К.К. Гедройця, гідролітичною кислотністю лише її приріст при обробі ґрунту розчином CH_3COONa і KCl — приріст за рахунок введення аніону слабкої кислоти). При більш суворому виконанні аналізу варто було б і розчин 1 н. KCl доводити до рН 8,2, але це все ж не призводить до зміни результатів — H_T за величиною завжди буде більшою. Отже, причиною перевищення H_T над обмінною кислотністю є не лужна реакція, а відмінність між кислотами, які є продуктами обох реакцій: при *обмінній* кислотності нею є сильна HCl, дисоційована на 100%, а при H_T — слабка (слабкодисоційована) CH_3COOH , що сприяє перебігу обмінної реакції до кінця (до повного заміщення H^+ кислих функціональних груп).

Наявність потенційної кислотності притаманна ґрунтам, збідненим основами (Ca^{2+} , Mg^{2+} , Na^+) — чим бідніший на них ґрунт, тим він кисліший. У природі поширення кислих (підзолистих, буроземних, сірих опідзолених, фералітних) ґрунтів приурочено до цілком певних ландшафтно-біокліматичних умов. Велика роль тут належить впливу материнської породи — кислі ґрунти зазвичай формуються на породах, вже збіднених основами (морена, флювіогляціальні відклади). Тип ґрунтогенезу вносить суттєві корективи в кислотні властивості ґрунту — підзолистий (а загалом будь-який, у тому

числі й оглеєння) процес посилює втрату основ (отже, сприяє підкисленню), а дерновий (гумусоаккумулятивний) поступово повертає їх у сферу ґрунтоутворення. Клімат накладає на ці процеси свій неповторний відбиток — промивний тип водного режиму стимулює втрату солей з ґрунту та перехід у розчин увібраних Ca^{2+} , Mg^{2+} в обмін на H^+ (а отже, їх втрату з ґрунтового профілю). Фітобіота ще помітніше впливає на оформлення кислотного спрямування ґрунтоутворного процесу — хвойні ліси та сфагновий мох помітно посилюють кислотність завдяки первинній кислотності їх решток, а листяні ліси та трави сприяють накопиченню основ. Сільськогосподарське виробництво теж змінює реакцію ґрунту. Саме відчуження врожаю з ланів призводить до поступового збіднення ґрунту біогенними елементами, серед яких чималу частку становлять основи. Навіть їх внесення з фізіологічно (KCl , NH_4Cl) або хімічно (суперфосфат із домішкою H_2SO_4) кислими формами добрив підвищує кислотність.

Від величини рН залежать рухомість і доступність рослинам практично всіх поживних елементів. Засвоєння фосфору є максимальним при рН 6,5, знижуючись як в кислому, так і в лужному середовищі. У кислих ґрунтах підвищується розчинність сполук Fe, Mn, Al, B, Cu, Zn, які в надлишку стають токсичними для рослин, спричинюючи цим зниження їх продуктивності. Водночас при підвищеній кислотності втрачає свою доступність для рослин такий біосферно важливий мікроелемент, як Mo, що призводить до гальмування в кислих ґрунтах процесів азотофіксації (конюшина з бульбочковими бактеріями не може розвиватися при вмісті Al^{3+} 10 мг/100 г). До цього додається гнітючий вплив обмінного Al^{3+} (М.С. Авдонін саме цим пояснював загибель посівів озимої пшениці на кислих дерново-підзолистих ґрунтах Підмосков'я). Кінцевої однозначної оцінки його фізіобіохімічної дії поки ще не отримано (Ф.П. Топольний), оскільки є культури, які в процесі онтогенезу адаптувалися до дуже високих доз обмінного алюмінію: наприклад, кукурудза відчуває його токсичність при 130 мг/100 г, чайний кущ — 265 мг/100г, цукрова тростина — 720 мг/100 г (С.В. Зонн, А.П. Травлєєв). Оптимум рН залежить не лише від розчинності окремих компонентів ґрунту, а й від фізіологічних особливостей культивованих рослин, які загалом краще витримують кислу, аніж лужну, реакцію. Для одних рослин оптимумом рН є 4,0 – 5,0, для інших — 7,0 – 8,0 (табл. 5.7), залежно від їх конкретних умов азотно-зольного живлення.

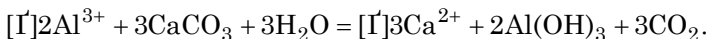
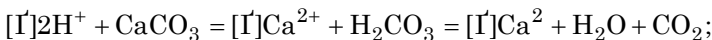
Кислі ґрунти в природних ландшафтах завжди розпізнають за фактом панування у фітоценозах ацидофілів (табл. 5.8). Дуже кислими є сфагнові торфовища. Середньокислі ґрунти розпізнають за зеленомохово-смерековими чорничниками. Слабко- і середньокислі ґрунти під лучними травостоями індикуються крайнім збідненням їх видового складу, а після докорінного поліпшення оранкою — вели-

кої кількістю *Deschampsia*, *Rumex*, *Equisetum*, інших бур'янів-ацидофілів, хоча фітоіндикація ґрунту навіть у кислому інтервалі рН не є однозначною, а при рН > 7 стає ще більш опосередкованою процедурою.

Таблиця 5.7. Діапазон оптимальних рН_{водн} для сільськогосподарських культур і мікроорганізмів

| Культура | рН | Культура | рН |
|---|-----------|---|-----------|
| Гриби | 3,0 | Виноград, вишня, груша, яблуна, слива, персик, грядиця, капуста листовая, огірки, ріпа, пастернак | 6,0 – 8,0 |
| Журавлина | 4,0 – 5,0 | Пшениця яра, ячмінь, бавовник | 6,0 – 7,5 |
| Рис | 4,0 – 6,0 | | |
| Чайний кущ, люпин | 4,5 – 6,0 | Буряк кормовий | 6,2 – 7,0 |
| Бруква, ріпак | 4,7 – 5,5 | Томати | 6,3 – 6,7 |
| Гречка | 4,7 – 7,5 | Пшениця озима | 6,3 – 7,6 |
| Картопля | 5,0 – 5,5 | Цибуля | 6,4 – 7,9 |
| Буяхи, суніці, малина | 5,0 – 6,0 | Шпинат | 6,5 – 7,0 |
| Тимофіївка | 5,0 – 6,5 | Соя | 6,5 – 7,5 |
| Редиска | 5,0 – 7,3 | Нітрифікатори та денітрифікатори, азотофіксатори | 6,5 – 7,8 |
| Овес | 5,0 – 7,7 | | |
| Китник, квасоля | 5,3 – 6,0 | Мак | 6,8 – 7,2 |
| Серадела | 5,4 – 6,5 | Горіх грецький | 6,8 – 8,0 |
| Льон | 5,3 – 6,5 | Ячмінь, райграс | 6,8 – 7,5 |
| Капуста цвітна | 5,5 – 6,6 | Костриця, буряк цукровий | 7,0 – 7,5 |
| Морква | 5,5 – 7,0 | Коноплі | 7,1 – 7,4 |
| Сочевиця | 5,5 – 7,2 | | |
| Просо, жито | 5,5 – 7,5 | | |
| Вика | 5,7 – 6,5 | | |
| Салат, турнепс, селера | 6,0 – 6,5 | | |
| Соняшник | 6,0 – 6,8 | | |
| Конюшина, горох, боби, польовиця, салат, кукурудза, капуста качанна, спаржа | 6,0 – 7,0 | | |

Кислотність ґрунтів знижують, застосовуючи всілякі меліоранти, найчастіше осадові породи, складені переважно кальцитом CaCO_3 , доломітом $\text{CaCO}_3 \cdot \text{MgCO}_3$, у тому числі доломітизовані вапняки, мергелі (глинисто-карбонатні породи, які містять 50 – 70% карбонатів), вапнякові туфи, відходи промисловості — дефекат, доменні та інші шлаки, діючою речовиною яких є CaCO_3 . Карбонат кальцію, як еко-нейтральна сполука, не має жодних протипоказань щодо його застосування для зниження ґрунтової кислотності при здійсненні національних програм підвищення родючості ґрунтів та їх окультурювання. В разі внесення його в кислі ґрунти відбуваються реакції:



Таблиця 5.8. Фітоіндикація рН_{KCl} кислих ґрунтів у природних ландшафтах

| Ґрунт | pH | Фітоіндикатори-ацидофіли |
|--|-----------|---|
| Торф'яник верховий | 3,0 – 4,0 | Pinus, Ledum, Calluna, Eriophorum, Tussilago, сфагнум |
| Дерново-сильнопідзолистий суглинковий і супщаний | 4,0 – 4,5 | Pinus, Nardus, Succisa, Festuca rubra, Polyticum communis |
| Дерново-середньопідзолистий суглинковий | 4,5 – 5,5 | Pinus, Picea, Betula, Populus tremula, Galium, Festuca, Deschampsia, Fragaria, Briza, Anthoxathum |
| Торф'яник низинний | 5,5 – 6,5 | Alnus glutinosa, Salix, Rhamnus, Humulus, Urtica, Impatiens, Lysimachia, Ranunculus repens, Polyticum |
| Алювіальний лучний суглинковий | 6,5 – 7,0 | Festuca pratensis, Trifolium rubens, Dactylis glomerata, Bromus inermis, Alopecurus, Lathyrus pratensis |

Вони мають чітко виражений окультурювальний (О.М. Гринченко) вплив на кислі (ненасичені кальцієм — О.Н. Соколовський) ґрунти: 1) ІВК насичується кальцієм; 2) в ґрунтовому розчині з'являється не фітотоксична вугільна кислота, яка легко розкладається, поставляючи в приземний шар повітря завжди потрібний для фотосинтезу CO₂; 3) обмінний алюміній переводиться в осад Al(OH)₃, який потрібно вивести зі сфери прямого контакту з кореневою системою створенням стабільного в часі параметра рН. Це досягається вапнуванням у повному комплекті окультурювальних прийомів (гній, NPK), про що свідчать результати дослідів М.С. Авдоніна з вирощування озимої пшениці Миронівська-808 на дерново-підзолистих ґрунтах Підмосков'я з такими агрофонами: 1) без добрив — 0; 2) NPK — 0; 3) NPK + Ca — 7; 4) Ca + NPK — 27 ц/га.

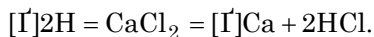
Потрібну для зниження кислотності кількість CaCO₃ розраховують різними способами, у тому числі й за величиною H_T за формулою

$$P_{CaCO_3} = H_T \cdot 5hd,$$

де P_{CaCO₃} — доза вапна, т/га; h — глибина орного шару, м; d — об'ємна маса орного шару; 5 — коефіцієнт переведення мг-екв CaCO₃ в т/га. При параметрах 20 см глибини і 1,5 — об'ємної маси формула спрощується до P_{CaCO₃} = 1,5 H_T. При цьому кожен 1 мг-екв H_T потребує для нейтралізації 1,5 т/га CaCO₃.

Розрахунок доз вапна по H_T має певні недоліки: 1) не враховує специфіку вирощуваних культур (табл. 5.9); 2) опирається на параметр H_T, отриманий при взаємодії ґрунту з розчином 1 н. CH₃COONa, а в ґрунт вносять порошок CaCO₃; 3) умовність самого

розрахунку H_r із застосуванням коефіцієнта 1,75 на повноту реакції ґрунту з ацетатом натрію. Є й інші способи розрахунку доз вапна, серед яких варто згадати оригінальний метод О.М. Гринченка, оснований на донасиченні кальцієм ненасичених ним ґрунтів (не лише кислих, а й солонцюватих, через що цей метод є універсальним):



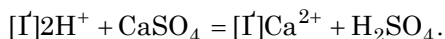
Таблиця 5.9. Чутливість с.-г. культур до кислотності орного шару (за даними БілНДІГА)

| Чутливість до кислотності | Оптимум рН | Культура | Потреба у вапнуванні (реакція на нього) |
|---------------------------|------------|--|--|
| Найбільша | 5,8 – 7,5 | Люцерна, конюшина, буркун, сочевиця, мак, озима пшениця, просо, костриця, грядиця, райграс, коноплі, часник, селера, смородина | Першочергова |
| Помірна | 5,3 – 6,0 | Кукурудза, пшениця, вика, ячмінь, горох, огірки, бруква, турнепс, гарбузи, китник, костриця, слива, яблуна, суніці | Помірна (добра) |
| Мала | 4,5 – 6,0 | Жито, овес, тимофіївка, гречка, груша | Помірна (позитивна) |
| Толерантна до помірної | 4,5-5,7 | Льон, картопля, люпин, томати, морква | Індиферентна (хвороблива на дисбаланс Са : К : Mg : В) |
| Толерантна до підвищеної | 4,5 – 5,0 | Щавель, серадела, агрус | Відсутня (негативна) |

Кількість увібраного кальцію визнається тим його еквівалентом, який використовується при розрахунках потрібних доз.

Неоднакова вибагливість сільськогосподарських культур (причому неоднакова ще й у різному віці — найбільш чутливими є молоді рослини, хоч і тут є винятки — насіння томатів здатне проростати при дуже низьких показниках рН) до реакції ґрунтового розчину не дає змоги вважати оптимальним якийсь єдиний інтервал рН для всіх ґрунтів і всіх видів сільськогосподарських культур, а й регулювати рН ґрунтів під запит кожної культури окремо є нереальним завданням. Тому умовно вибирають той інтервал рН, який є найбільш наближеним до потреб головних культур конкретної ґрунтово-біокліматичної зони. У Німеччині таким інтервалом вважають діапазон 5,5 – 7,0, у Великій Британії — 5,5 – 6,0, в Україні — 5,5 – 7,5.

Класичною є небажаність застосування для хімічної меліорації кислих ґрунтів солей сильних кислот, наприклад гіпсу, оскільки при його взаємодії з ґрунтом утворюється сульфатна кислота:



Проте досліди І.А. Шеларя щодо ідеї О.М. Гринченка показали високу ефективність застосуванням гіпсу для окультурювання сірих опідзолених ґрунтів та чорноземів типових Лісостепу України. Пояснення цього виходить за рамки хімічних реакцій і потребує «фіто-біологічних» аргументів.

Згідно з відомими узагальненнями, найбільші прирости врожаю від вапнування отримують на сильноокислих, дещо менші — на середньоокислих і найменші — на слабкоокислих ґрунтах (табл. 5.10).

Таблиця 5.10. Прибавки врожаю різних культур від вапнування кислих ґрунтів, ц/га

| Культура | Сильноокислі рН < 4,5 | Середньоокислі 4,6 – 5,0 | Слабкоокислі 5,1 – 5,5 |
|-----------------|--------------------------|-----------------------------|---------------------------|
| Озимі зернові | 4 – 7 | 3 – 4 | 1,0 – 1,5 |
| Ярі | 3 – 5 | 2 – 3 | 0,5 – 1,0 |
| Зернобобові | 3 – 5 | 2 – 3 | 0,5 – 1,0 |
| Кукурудза | 40 – 50 | 30 – 40 | 20 – 25 |
| Цукрові буряки | 50 – 60 | 30 – 40 | 20 – 25 |
| Кормові буряки | 80 – 100 | 60 – 70 | 50 – 55 |
| Кормова капуста | 50 – 55 | 30 – 40 | 20 – 25 |
| Столова капуста | 50 – 60 | 40 – 45 | 25 – 35 |
| Морква | 40 – 50 | 30 – 40 | 15 – 20 |
| Конюшина (сіно) | 10 – 20 | 8 – 10 | 3 – 5 |

При вирішенні питання про необхідність вапнування треба враховувати, що в зоні кислих дерново-підзолистих ґрунтів вирощують льон, люпин та картоплю, врожайність і якість яких від цього агроприйому знижуються. Великі дози вапна погіршують доступність рослинам бору та мангану, вносять дисбаланс між кальцієм та іншими катіонами-основами (особливо погіршується при цьому режим калійного живлення). Усе це дало підстави Д.М. Прянишнікову для афоризму «Вапнування збагачує батьків і збіднює дітей». Перспективним є застосування малих доз вапна (1,5 – 2,0 ц/га в рядки при посіві) — виконавши свою екологічну функцію щодо культур, які потребують нейтральної реакції, такі дози виявляються нешкідливими для льону, картоплі, люпину та інших кальцефобів. Середні прибавки від малих доз вапна в рядки становили, ц/га: сіна конюшини з тимофіївкою — 12,2; кормових буряків — 52; капусти — 60; столових буряків — 20 – 30 ц/га, що дорівнює 40 – 60% прибавок, отримуваних від внесення вапна в дозах, розрахованих за H_T (кілька т/га). Однією із суто технічних умов, які забезпечують найбільшу ефективність високорентабельних малих доз вапна, є якомога неглибоке його загорання (під культиватор).

Вапнування є агро меліоративним прийомом довготривалої дії. Досліди, вперше закладені в СРСР на Долгопрудній агрохімічній дослідній станції в середині 20-х років минулого століття, показали,

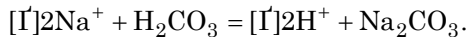
що вапно продовжувало діяти і через 40 років після внесення. На Агробіологічній станції МДУ повна по H_T і половинна дози вапна давали ефект і через 20 років після їх внесення. Усе ж питання про повторне вапнування не може мати єдиного рішення і потребує організації моніторингу тих змін, які відбуваються в ґрунті під впливом цього, поза сумнівом, дуже ефективного чинника культурного ґрунтогенезу.

Лужність ґрунту здебільшого породжується наявністю в них гідролітично лужних солей слабких кислот і сильних основ: карбонатів і гідрокарбонатів лужних та лужноземельних елементів, силікатів, алюмосилікатів, гуматів і фульватів натрію. Загальна лужність визначає ступінь дефіциту протонів щодо умовного нульового рівня. Визначена в ґрунтах загальна лужність завжди виявляється комплексною, залежною від багатьох хімічних сполук і реакцій, що відбуваються у ґрунтах. З'ясуванню її природи сприяли дослідження, що їх здійснили в ХХ ст. на території України К.К. Гедройць, О.Н. Соколовський, О.М. Гринченко, Г.С. Гринь, А.Ф. Яровенко, О.М. Можейко, Г.М. Самбур, Г.В. Новикова та ін.

Розрізняють актуальну та потенційну лужність ґрунту.

Актуальна лужність зумовлюється наявністю в ґрунтовому розчині гідролітично лужних солей, при дисоціації яких утворюється в значних кількостях іон OH^- . При характеристиці актуальної лужності (мг-екв/100 г ґрунту) ґрунтових розчинів, а також природних (у тому числі й підґрунтових) вод виділяють за величинами рН такі її види: загальну лужність (титрують кислотою у водній витяжці з метилоранжем), лужність від нормальних карбонатів (з фенолфталеїном), лужність від гідрокарбонатів.

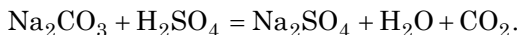
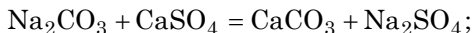
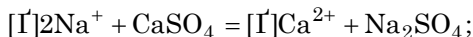
Потенційна лужність виявляється в ґрунтах, що мають у своєму ГВК увібраний Na^+ , який за певних умов може переходити в ґрунтовий розчин і реагувати з вугільною кислотою з утворенням соди:



ґрунти, в яких з'являється сода, мають рН водної витяжки 10 і навіть більше. Уже в разі її вмісту в 0,001 – 0,05% спостерігається різке зниження ґрунтової родючості з причини високої токсичності соди для переважної більшості рослин. Ще токсичнішим є гумат натрію (обмінний Na^+ , особливо зв'язаний з крупними частинками ґрунту, є менш токсичним). Крім того, при взаємодії з ґрунтовою масою сода спричинює пептизацію ґрунтових колоїдів, унаслідок чого руйнується агрономічно цінна структура, гранично знижується водопроникність ґрунтів. Вони відрізняються значною в'язкістю, липкістю у вологому стані, великою твердістю, зцементованістю і безструктурністю в сухому. Єдиної теорії походження соди в ґрунтах поки ще немає. Висловлено декілька гіпотез і запропоновано кілька

механізмів, які пояснюють появу та акумуляцію соди в конкретних ґрунтах. Серед них найбільше значення мають гіпотези походження соди за рахунок: 1) гіпергенних процесів; 2) іонного обміну; 3) біологічних процесів (сульфатредукція), поглиблений розгляд яких буде подано далі при характеристиці солонців.

Лужність ґрунтів прийнято оцінювати лише за величиною актуальної лужності. Водночас потрібно мати на увазі, що актуальна та потенційна кислотність дуже тісно між собою пов'язані через процеси іонного обміну. Не може існувати ґрунту з високою актуальною лужністю, зумовленою присутністю вільних солей лужних металів (ясно, що Na), який би не мав при цьому Na у складі ГВК. Через це засоби хімічної меліорації лужних содово-засолених ґрунтів впливають і на лужність ґрунтового розчину, і на склад ГВК. Лейтмотивом тут є заміна обмінного Na на Ca і нейтралізація вільної соди:



Для хімічної меліорації лужних ґрунтів застосовують внесення гіпсу та нітратів кальцію, а також меліорантів, які містять гіпс (глиногіпс), сульфатну кислоту, сульфат заліза, сірку, піритні недогарки тощо. При цьому дуже доречним буде подальше промивання від солей у разі штучного дренажу. Якщо поєднати усунення лужності ґрунтів з утилізацією кислих промислових відходів (фосфогіпсу, залізного купоросу тощо), це може перетворитись на сучасні моделі екологізованого земле- і природокористування.

Норму гіпсу розраховують диференційовано для різних ґрунтів солонцевого ряду, враховуючи при цьому насиченість ГВК кальцієм, наявність вільної соди, ступінь солонцюватості, присутність увібраного магнію тощо. Наприклад, для високогумусних солонців півдня України, в яких найбільш активна частина Na, зв'язаного з гумусовими речовинами, становить 50 %, застосовують формулу

$$\Gamma = 0,086 \cdot 0,5 \cdot \text{Na} \cdot hd,$$

де Γ — доза гіпсу (т/га), 0,086 — маса 1 моля, $\text{CaSO}_4 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$ (в мг-екв); Na — вміст обмінного Na (мг-екв/100 г ґрунту); h — глибина меліорованого шару; d — об'ємна маса ґрунту (щільність складення).

Професор О.М. Гринченко (30 – 40-ті роки ХХ ст.) розробив універсальний метод розрахунку норм внесення кальцієвмісних хімічних меліорантів у ґрунти, ненасичені кальцієм (вапно — дерновопідзолисті та сірі опідзолені кислі; гіпс — солонцюваті лужні тощо), за допоглинанням Ca^{++} ґрунтом (пропис цього аналізу передбачає

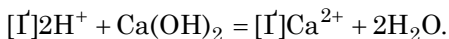
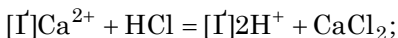
обробку наважки ґрунту 0,2 н. розчином хлориду кальцію — кількість поглинутого при цьому кальцію і є підставою для розрахунку норми меліоранту).

Прийнято такі орієнтовні дози гіпсу, т/га: 1) в зоні каштанових і бурих ґрунтів — від 1 – 3 (слабкосолонцюваті ґрунти) до 8 – 10 (содові солонці); 2) в зоні чорноземів — від 3 – 4 (глибокостовпчасті солонці) до 8 – 10 (кіркові содові солонці). Особливо поширеним у земле-власників є рентабельний метод окультурювання солонцюватих ґрунтів за допомогою внесення малих (2 – 3 ц/га) доз гіпсу, розроблений О.М. Гринченком та В.О. Пелипцем.

Гіпсування є ефективним прийомом тривалої дії з класичного комплексу окультурювання солонцюватих ґрунтів з лужною реакцією. Прибавка врожаю зернових від гіпсування солонців у зоні чорноземів становить 3 – 6 ц/га, а в зоні каштанових ґрунтів — 2 – 7 ц/га.

Буферність ґрунтів — це здатність рідких та твердих фаз ґрунту протистояти змінам його активної реакції під впливом різноманітних чинників (у цьому разі під час взаємодії ґрунту з кислотою або лугом та при розбавленні ґрунтової суспензії). Буферність ґрунту щонайтісніше пов'язана з процесами іонного обміну. Якщо до ґрунтового розчину потрапляє будь-яка сіль (добриво, хімічний меліорант, пестицид тощо), то завдяки явищу іонного обміну, зміна його концентрації щодо нововведених іонів не буде адекватною їх уведеної кількості. Саме в такий спосіб ГВК перетворюється на регулятор концентрації ґрунтового розчину. На сьогодні це поняття набуває дедалі ширшого трактування — буферність ґрунтів визначається як їх поліфункціональна біосферовпливова властивість, завдяки якій стабілізується не лише концентрація ґрунтового розчину, а й загалом його кислотно-лужний стан, окисно-відновлювальний та інші ґрунтово-екологічні режими, про що йтиметься далі. У контексті цього розділу ми називатимемо буферністю саме його здатність протистояти зміні реакції під дією лужних та кислих речовин. Застосування добре розчинних солей у ролі мінеральних добрив стало можливим саме завдяки цій чудовій властивості ґрунту, інакше б довкола гранул (або кристалів) створювалися б згубні для рослин їхні концентрації. Водночас буферність ґрунту робить його інертним у разі спроб людини окультурити його, застосовуючи хімічні меліоранти, іноді в дозах, значно вищих, ніж це потрібно безпосередньо рослинам. Дози добрив, що їх уносять для зміни вмісту рухомих елементів мінерального живлення рослин у ґрунті на одиницю (наприклад, на 1мг/100 г ґрунту), також значно перевищують розрахункові.

Розрізняють буферність проти *кислих* і проти *лужних* агентів. При взаємодії ґрунту з кислотою катіони ГВК обмінюються з іоном H^+ кислоти, через що H^+ потрапляє в полон до твердих фаз, а в ґрунтовому розчині з'являються катіони:



Окрім ГВК тверді фази ґрунту можуть мати багато інших чинників буферності — малорозчинні прості солі основного або кислотного характеру, які здатні взаємодіяти з розчинами, послаблюючи при цьому зсув реакції. Буферність завжди залежить від: 1) кількості ґрунтових колоїдів (чим їх більше, тим вищою є буферність; піщані ґрунти буферністю не наділені); 2) складу ґрунтових колоїдів (чим більший вміст монтморилоніту, гумусу, тим вища їх буферність в обох (кислому і лужному) інтервалах); 3) буферність зростає паралельно збільшенню ЄКО; 4) складу обмінних катіонів (збагаченість Ca^{2+} , Mg^{2+} , Na^+ та іншими основами підвищує буферність проти підкислення; поява в ГВК H^+ Al^{3+} , здатних поглинати луґи, сприяє буферності проти лужності). Буферність ґрунтів і ґрунтових розчинів визначають їх титруванням щодо: 1) кислот — розчинами кислот; 2) луґів — розчинами їдких луґів; 3) соди — розчинами соди (табл. 5.11).

Високою буферністю проти кислот і малою проти луґів відрізняються добре гумусовані не вилугувані (багаті на карбонати) чорноземні, каштанові, бурі напівпустельні та інші подібні ґрунти. Високою буферністю проти лужних агентів наділені глинисті ґрунти, які мають у складі ГВК багато H^+ , Al^{3+} та кислих гумусових речовин. Буферність є неодмінним компонентом родючості ґрунтів, оскільки стабілізує сприятливі для рослин їхні властивості. Її конче потрібно враховувати при хімічній меліорації, оскільки при підвищеній кислотності або лужності високобуферні ґрунти будуть загальмовувати зміну реакції, що вимагатиме коригування розрахункових доз меліорантів.

Таблиця 5.11. Буферність деяких ґрунтів порівняно з піском (за В.А. Ковдою)

| Ґрунт | Проти кислот | Проти луґів |
|------------------------------|--------------|-------------|
| Підзолистий і червонозем | 1 – 2 | 10 |
| Слабопідзолистий | 2 – 3 | 5 – 8 |
| Чорнозем і сірий опідзолений | 5 – 8 | 2 – 3 |
| Каштановий | 8 – 10 | 2 |
| Солонцюватий | 10 | 1 |
| Пісок | 1 | 1 |

Буферність натуральних ґрунтів відрізняється від буферності його окремих проаналізованих зразків. У природних умовах буферність залежить не лише від твердих фаз ґрунту, а й від організмів,

що населяють його, від інтенсивності потоків вологи (вниз-вгору), що постійно порушують динамічну ґрунтово-хімічну рівновагу. Буферність за таких умов стає край динамічною, характеризуючи не лише здатність ґрунту протистояти зміні рН при добавках кислоти, луґу чи солі, а й поновлювати свої екоеволюційні параметри.

Екологічне значення та агрономічна роль вбирної здатності. Вбирна здатність ґрунту є однією з екологічно найвпливовіших властивостей ґрунту, поява якої в біосфері повністю визначила зародження та розвиток самого ґрунтогенезу та його родючості. Вона забезпечує та регулює режим трюфності, сприяє перманентному накопиченню більшості елементів азотно-мінерального живлення рослин, регулює реакцію ґрунту, оптимізує його водно-фізичні властивості. На властивості ґрунту й умови росту рослин великий вплив має склад обмінних катіонів. Так, у ґрунтів, насичених кальцієм, реакція наближується до нейтральної, колоїди перебувають у необоротно скоагульованому стані (гель) і не пептизуються в разі надлишку вологи (в зливу, відлигу тощо). Чорноземи, як приклад таких ґрунтів, водночас є і визнаним еталоном родючості («царь почв», за В.В. Докучаєвим). Така модель ґрунту є звабливою і для екологізованих систем окультурювання ґрунтів, ненасичених не лише основами (підзолисті та інші кислі ґрунти), а й передусім кальцієм (солонці, кислі ґрунти, які мають у складі ГВК алюміній).



Контрольні запитання і завдання

1. Що таке вбирна здатність ґрунту? **2.** Охарактеризуйте види вбирання (поглинання) за К.К. Гедройцем. **3.** У чому полягають особливості усіх видів поглинання в ґрунтах? **4.** Дайте характеристику ГВК, будови міцел гумусу, силіцієвої кислоти, гідроксиду заліза. **5.** Розкрийте поняття «пептизація» та «коагуляція». **6.** У чому полягає електролітна і взаємна коагуляція колоїдів? **7.** Які закономірності фізико-хімічного (обмінного) поглинання? **8.** Охарактеризуйте ґрунти насичені й ненасичені на Ca^{2+} , кислотність і лужність ґрунтів. **9.** Як розраховують дози вапна і гіпсу для різних ґрунтів?

Розділ 6

СТРУКТУРА ҐРУНТУ

Механічні елементи ґрунту можуть перебувати в роздільному стані (піщані, супіщані різновидності) або бути об'єднаними під впливом суто ґрунтогенних чинників у грудочки, призми та інші структурні агрегати різної форми та розміру (суглинисті, глинисті ґрунти, які проте можуть бути також і безструктурними або малоструктурними). Поняття структури має поліфункціональне тлумачення — генетичне, екологічне, агрономічне, меліоративне. Генетичну характеристику структури як одного з головних діагностичних морфологічних показників ґрунту подано в другій частині, а тут традиційно розглядається її агрономічний аспект, давно помічений на практиці — структура оптимізує фізичні властивості ґрунтів та всі його екологічні режими (передусім водноповітряний), є синонімом родючого ґрунту, сприятливого для росту і розвитку рослин. Уже в роботах В.В. Докучаєва і П.А. Костичева було проставлено головні акценти на ролі структури в оформленні позитивних агрономічних якостей ґрунту. Докладно роль грудкувато-зернистої структури в родючості ґрунту дослідив В.Р. Вільямс, що надихнуло в подальшому на розробку теорії оструктурування ґрунтів (К.К. Гедройць, О.Г. Дояренко, М. Пігулевський, І.М. Антипов-Каратаєв, С.О. Захаров, С.С. Нікіфоров, Н.А. Качинський, М.І. Савінов, П.В. Вершинін, Л.Д. Бевер, О.Ф. Тюлін, Д.В. Хан, О.Н. Соколовський, О.М. Гринченко, Е. Рассел, Ф. Дюшофур, В. Кубієна, Р. Брюер, Є. Мюкенхаузен, І. Ліберот).

Структурність ґрунту — це його властивість розпадатися на грудки, а структура — ґрунтові грудочки або агрегати різної величини і форми, варіативно сполучені в ґрунтовому горизонті. Якщо грудочки не розпадаються у воді, пористі, механічно міцні і мають розмір 0,25 – 10 мм, то за М.І. Савіновим їх слід вважати агрономічно цінними макроагрегатами. Структурні окремоті > 10 мм є брилами, < 0,25 мм — пилом (мікроагрегатами). С.О. Захаров виділив за співвідношенням осей три діагностичні типи структури: *кубоподібну* (три вісі однакові), *призмоподібну* (сильніше виражена вертикаль), *плитоподібну* (чітко оформлена горизонтальна вісь), кілька родів (за формою) та видів (за розміром). Цю класифікацію удосконаливали В.А. Ковда, Б.Г. Розанов, Г.С. Гринь та інші вчені, стилізовані нами уявлення яких представлені так:

I. *Грудкувато-глибиста* (однакові крупні вертикальні та горизонтальні осі, слабо або зовсім неоформлені ребра): крупно- (> 10 см) та дрібноглибиста ($10 - 1$ см).

II. *Зернисто-грудкувата* (округло оформлені агрегати з однаковими осями): *грудкувата* (неправильно округлі, нерівні, шершаві, рихлі, шпаруваті агрегати): крупногрудкуваті ($10 - 3$ мм), грудкуваті ($3 - 0,25$ мм), пилюваті ($< 0,25$ мм); *зерниста* (правильно округлі агрегати 1-го порядку, складені дрібнішими добре оформленими багатограними агрегатами — шершавими, матовими, пухкими, ущільненими у глинистих ґрунтів): крупнозерниста ($5 - 3$ мм), зерниста — крупноподібна ($3 - 1$ мм), дрібнозерниста — порохоподібна ($1,0 - 0,5$ мм).

III. *Горіхувата* (крупні, кубоподібні, з трьома рівними осями агрегати, з гладенькими лакованими блискучими площинами, гострими ребрами та кутами, злиті — монолітні — непористі, тверді при висиханні): крупногоріхувата ($10 - 7$ мм), горіхувата ($7 - 5$ мм), дрібногоріхувата ($5 - 3$ мм).

IV. *Призмоподібна* (крупні, вертикально витягнуті, різко грановані щільні при висиханні, гладенькі, нерідко лаковані, злиті малопористі агрегати з гострими ребрами та гранями): *призматична* — крупнопризматична ($5 - 3$ см), призматична ($3 - 1$ см), дрібнопризматична ($1 - 0,5$ см), олівцева (довжина > 5 см, ширина 1 см); *стовпчаста* (правильно оформлені чітко грановані крупні гладенькі, глянцеві вздовж вертикалі, зверху округло головчасті припудрені крем'янковим порошком, з плоскою підшовою, злиті, дуже тверді при висиханні) — тумбоподібна (> 10 см), крупностовпчаста ($10 - 5$ см), стовпчаста ($5 - 3$ см), дрібностовпоподібна (< 3 см).

V. *Плитоподібна* (плоскі, тонкі, пухкі, неграновані агрегати із чітко оформленими горизонтальними пухкими матовими площинами, припорошеними борошнистою крем'янкою, з рідкими вохристіми плямами): плитчаста ($5 - 3$ мм), пластинчаста ($3 - 1$ мм), листоподібна (1 мм), лускувата (вигнуті агрегати $3 - 1$ мм).

VI. *Клиноподібна* (плоскі, крупні, товсті, злиті, щільні сухими, пухкі вологими, різко косограновані, грані рівні з Fe – Mn пунктацією від оглеення, ребра та кути гострі): крупноклиноподібна ($2 - 1$ см вздовж короткої осі), клиноподібна (1 см), лупакова ($10 - 5$ мм), плиткова ($5 - 3$ мм).

Структура в ґрунті утворюється через взаємодію двох протилежних процесів — злипання маси та її подрібнення до вигляду агрегатів. Перший процес охоплює складний комплекс процесів поступового зчіплювання механічних елементів у повній відповідності до колоїдно-хімічної теорії структуроутворення, якої дотримувалися К.К. Гедройць, О.Н. Соколовський, Н.А. Качинський. Другий процес призводить до утворення агрегатів і є аналогом фізико-механічного подрібнення ґрунтової маси згідно з уявленнями

В.Р. Вільямса, П.С. Косовича, С.О. Захарова. Механічні елементи злипаються в суцільну масу під дією коагуляції (флокуляції), що приводить до утворення невеликих за розміром нестійких агрегатів. Злипання відбувається також при цементації, якщо між механічними елементами є прошарок, здатний при висушуванні переходити в нерозчинний стан. У злипанні механічних елементів важливу роль відіграють капілярні сили. Навіть сипучі піски при зволоженні утримуються в суцільній масі. У місцях контакту твердих часток при змочуванні ґрунту формуються меніски, під якими тиск рідини знижується, і частинки зазнають надлишку зовнішнього тиску, що й утримує їх разом. У разі перезволоження ґрунтова маса знову повертається до роздільно-часткового стану.

Злипанню та склеюванню сприяють також і ван-дер-ваальсові (міжмолекулярні) сили, тим більші, чим більшою є поверхня склеювання і міцніше речовини, що клеять. Цьому ж сприяє деякий рівень зволоження, коли частки можуть орієнтуватися певним чином, а також тиск шару, що лежить зверху. Неабияке значення має також і склад поглинених катіонів. Коли в ГВК домінує Са, водостійкість і механічна міцність утвореної від склеювання маси є більшими. Без наявності в ґрунті інших механізмів після склеювання утворилася б суцільна маса, позбавлена агрономічної цінності. Однак злипання часточок ґрунту є лише початком агрегатоутворення, яке триває при висушуванні-зволоженні, усадці-набряканні, замерзанні-відтаванні, тиску коренів, землерийв, ґрунтообробних знарядь тощо.

Формування агрегатів при подрібненні А.Д. Воронін пояснює так. 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, а отже, зв'язки між ними зміцнюються. За осями зрушення формуються грані майбутніх агрегатів і поровий простір, що надалі фіксується водяними потоками, відкладеннями дрібнодисперсних часток, гумусовими речовинами, корневими волосками тощо. Грані макроагрегатів (педів) збагачуються мулистими частками (жутани), дрібнодисперсним мулом, вільним залізом і гумусом (Marshal, Boul, Brewer та ін.). Характер і напрямок тріщин, а відповідно, і форма агрегатів залежать від інтенсивності процесів висушування, гранулометричного складу, вмісту найактивнішої високодисперсної частини ґрунту — колоїдів. Якщо ґрунт містить значну кількість глинистих мінералів типу каолініту з низькою ЄКО, заповненою переважно катіонами водню, він набуває неоднорідної пористої будови за рахунок хаотичного розташування глинистих часточок, зумовленого їх коагуляцією шляхом взаємодії між негативно зарядженими площинами і позитивно зарядженими ребрами. У результаті при висушу-

ванні площин послаблення і тріщин зникає скільки-небудь спрямована орієнтація, внаслідок чого утворюється безліч тріщин, а водночас й агрегатів багатогранної форми. Навпаки, дрібнодисперсна фракція, складена мінералами груп іліту і монтморилоніту з високою ЄКО, насичених кальцієм, характеризується неоднорідною, ущільненою, малопористою будовою, зумовленою коагульованою плазмою і паралельним упорядкуванням глинистих мінералів. Така структура глинистої фракції сприяє утворенню чітких, прямих, перпендикулярних тріщин першого і слабо оформлених між ними тріщин другого порядку, що сприяє кубоподібному агрегуванню.

Насичення ГВК Na + Mg сприяє ущільненню плазми та паралельному упорядкуванню глинистих часток, розбитих прямими великими вертикальними тріщинами в призмоподібних агрегатах, які, висихаючи, стають дуже твердими. У ґрунтах, збагачених дрібноземистими оксидами заліза, утворюється залізо-глиниста плазма, яка виконує роль містків між зернами кварцу, що призводить до утворення надзвичайно пористої матриці з нечастими неправильними тріщинами без будь-яких площин неміцності. Гумусованість і карбонатність глинистої плазми сприяють утворенню пухкої, неорієнтованої матриці, з якої формуються багатогранні агрегати. У гумусово-аккумулятивних верхніх горизонтах (чорноземів) утворюється зерниста, а в карбонатних — горохувата структура. О.Н. Соколовський акцентував увагу на очевидній значній ролі колоїдного гумусу в структуроутворенні. Активний гумус проникає в грудочки, склеює їх, а «старіючи» (пасивуючись), надає їм водостійкості.

Помітний вплив на відокремлення макроагрегатів ґрунту чинить його *замерзання-відтавання*. Вода, збільшуючись в об'ємі при замерзанні, сприяє розриву зв'язків між частками та виникненню різних за розмірами тріщин. Надалі при відтаванні ґрунту ці тріщини сприяють утворенню площин послаблення й оформленню структурних частинок. Ступінь і характер впливу проморожування ґрунту на утворення агрегатів залежать від багатьох чинників, але передусім від ступеня його зволоження, найпомітніше виявляючись за деякої її середньої величини. В разі невеликого вмісту води утворюється незначна кількість льоду, а отже, його вплив на об'ємні зміни в ґрунті є за таких умов несуттєвим. Зате при перезволоженні льодоутворення відбувається майже одночасно у всій масі ґрунту, фіксує його цим і зупиняючи утворення тріщин. При оптимальному зволоженні вода міститься в капілярних порах, утворюючи великі (більші за розмір шпар) кристали льоду, що й призводить до розриву зв'язків між частками і мікроагрегатами та утворення тріщин, розчленовуючи тим самим ґрунт на структурні окремість. При проморожуванні ущільнених ґрунтів великих агрегатів у ньому стає значно більше, а в пухких ґрунтах утворюються оптимальні за розмірами агрегати.

Істотну роль у макроагрегуванні ґрунтів відіграють біоагенти (передусім кореневі системи рослин, особливо трав'янистих). Пронизуючи ґрунт, корені розділяють його в одних місцях і стискають в інших, локально висушують, наповнюють органічними речовинами. Поширюючись в усіх напрямках, вони надають агрегатам форми грудочок або зерен, зв'язують мікроагрегати, сприяючи як механічному зміцненню агрегатів, так і оформленню їх водостійкості. Таку саму агрегуючу роль при оструктурюванні відіграють і гіфи ґрунтових грибів.

Ч. Дарвін показав, що дощові хробаки добре оструктурюють ґрунти. Продукти розкладання фіторешток, тварин і мікроорганізмів також зв'язують ґрунтові частки між собою. Зокрема, полісахариди, незважаючи на їх легку податливість мікроорганізмам, додають значної водостійкості природним агрегатам, а їх видалення з ґрунту різко знижує її. Завдяки своїй видовженій лінійній гнучкій будові, ці речовини тісно контактують з ґрунтовими часточками, зв'язуючи їх, немов містками, активно оструктурюючи цим ґрунти.

Ґрунтообробні знаряддя просторово переміщують ґрунтову масу, розчленовують її на структурні окремоті, хоча загалом вплив механічного обробітку на структуру ґрунту є неоднозначним — агрегати не лише утворюються, а й частково руйнуються. Залежно від гранулометричного складу, вмісту гумусових речовин, застосованого знаряддя, вологості ґрунту та інших умов, за яких здійснюється обробіток, процеси створення або руйнування агрегатів можуть мінятися місцями. Більш того, на тому самому ґрунті застосування однакових знарядь дає як брили, так і злиту (монолітну) масу залежно від вологості, за якої зроблено обробіток. Він буде ефективним лише при проведенні його за оптимальної для агрегатоутворення вологості ґрунту. Через повсюдні порушення законів обробітку ґрунту загальною є тенденція до подрібнювання і руйнування його структурних агрегатів.

Руйнування структури може відбуватися не лише при нераціональному (поза вологістю оптимального кришіння) механічному обробітку, а й у разі втрати гумусу, детриту, інших органічних речовин, декальцинації, перенасичення сівозмін просапними культурами, зрошення мінералізованими водами тощо.

Природний ґрунтогенез (особливо гумусово-акумулятивний, дерновий) сприяє формуванню водостійкої структури, передусім у чорноземних, лучних, дерново-карбонатних та багатьох інших ґрунтах, де в найбільш оптимальному комплекті представлені чинниками структуроутворення, через що структурність тут виявляється щонайкраще, оскільки цьому сприяють значна кількість гумусу, переважання гуматів кальцію, висока мікробіологічна активність. При сільськогосподарському використанні ґрунтів починають діяти чинники (механічні, фізико-хімічні, біологічні) руйнування природної структури.

Механічне руйнування здійснюється згаданими вище нераціональними способами обробітку, при катастрофічних зливах та крупно-краплинних поливах. При вирощуванні просапних культур, які потребують великої кількості механічних операцій, руйнування структури стає їх неодмінним супутником.

Фізико-хімічне руйнування спричинюють фізіологічно кислі добрива, одновалентні катіони, кислотні дощі, мінералізація органічних речовин ґрунту.

Незважаючи на переважно руйнівний для структури землеробський вплив, є чимало способів ефективної стабілізації структурного стану ґрунтів. Одним з найдоступніших агротехнологічних заходів збереження і поліпшення структури ґрунтів є їх своєчасна (за оптимальної вологості) культурна оранка (хоча її вплив також 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 крапель і рідкого стоку. При обороті шару та проході ґрунтообробних знарядь унаслідок стискання ґрунту в підорному шарі утворюється ущільнена плужна підшва. З другого — оранка прискорює розкладання органічних речовин і втрату 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 утраті великих шпар, що лише почасти компенсується безперервною порового простору, створюваного ходами хробаків і корінням рослин.

Мінімальний і безполицевий обробітки є ефективними заходами охорони ґрунтів від ерозії та дефляції, однак при вирішенні проблем, пов'язаних з інвазіями комах, грибів, паразитів, бур'янів, звичайний плужний обробіток є кращим (особливо для ранніх із сильним розвитком коренів культур). Істотно поліпшують агрегатний склад ґрунтів (підвищують водостійкість агрегатів) багаторічні трави, оптимально включені в сівозміну, — цьому сприяє розгалужена тонковолокниста коренева система конюшини, люцерни, тимофіївки, багатьох інших трав.

Застосування гною є не лише джерелом додаткового живлення рослин і підвищення мікробіологічної активності ґрунтів, а й засобом поповнення запасів гумусу в ґрунтах як основного компонента, що агрегує мінеральну їх частину. Втрати гумусу в разі нераціонального сільськогосподарського використання ґрунтів позначаються насамперед на зниженні водостійкості агрегатів, призводячи до їх руйнування та загального знеструктурування. Поповнення запасів гумусу, достатніх для агрегування (поліпшення структури) ґрунтів відбувається за рахунок систематичного угноєння, яке поліпшує

агрономічну цінність структури, активізує мікробіологічну діяльність ґрунту, слугує джерелом утворення гумусу (головного агрегуючого агента), діє як добриво, що сприяє інтенсивному розвитку ризосфер культурних рослин, а через їх посередництво — утворенню агрегатів. Великий оструктурювальний вплив чинять торфокомпости, зелені добрива (сидерація), заорювані поживні та інші рослинні рештки.

Агромеліоративними методами оструктурювання ґрунтів є вапнування кислих ґрунтів, гіпсування солонців (загалом кальцинація).

Відновлення структури відбувається не лише під впливом багаторічних, а й меншою мірою однорічних сільськогосподарських культур, передусім таких, як пшениця, соняшник, кукурудза та багатьох інших культурних рослин з добре розгалуженою кореневою системою, яка виявляє чітко виражену оструктурювальну дію. Льон, картопля, капуста та низка інших культур зі слабкою кореневою системою подібного оструктурювального ефекту не дають.

Ефективним є й штучне оструктурювання, технологічно добре розроблене, але не затребуване сільськогосподарською практикою через дорожнечу структуроутворювачів — полімери та співполімери з похідних акрилової, метакрилової та малеїнової кислот, у тому числі метакриламід.

Екологічне та агрономічне значення структури. Структурний ґрунт має безліч переваг перед неоструктуреним. Насамперед він здатен краще накопичувати вологу атмосферних опадів, утримувати її тривалий час, повніше і якісніше забезпечувати потребу рослин у воді. Навіть за високого рівня зволоження (найменшої вологості) структурні ґрунти зберігають добру аерацію. Завдяки кращому усмоктуванню при інтенсивних зливах або при поливі на структурних ґрунтах не буває калюж, не формується поверхневий стік, зберігається підвищена стійкість проти ерозії, а внаслідок переважання у поверхневому шарі грудочок, більших за 1 мм, — також і до дефляції. У структурному ґрунті кращим є не лише водний режим (ліпша водопроникність, вища вологості, менше випаровування), а й явно сприятливішими є умови для перебігу мікробно-біохімічних процесів, причетних до перетворення поживних речовин з недоступних форм у доступні для рослин. Структурні ґрунти обробляються з меншими витратами праці, паливно-мастильних матеріалів, коштів, їх питомий опір оранці є набагато меншим, ніж у безструктурному ґрунті. У них кращими є умови для проростання насіння, росту і розвитку коренів рослин, через що врожай вирощуваних культур на них формується неодмінно високим і гарантовано стабільним. Це підтверджується експериментальними даними з різних джерел, у яких зіставляли агрономічні властивості структурного ґрунту, складеного з грудочок оптимального розміру (2,0 – 3,0 мм), і безструктурного — з агрегатів < 0,5 мм (табл. 6.1).

Таблиця 6.1. Порівняння структурного та безструктурного ґрунтів

| Показник | Ґрунт | |
|---|-------------|----------------|
| | структурний | безструктурний |
| Сумарне випаровування вологи за 10 діб, мм | 15 | 40 |
| Вологість на глибині 10 мм після випаровування, % | 30 | 10 |
| Капілярна шпаруватість, % від загальної | 44 | 92 |
| Повітроємність, % від загальної шпаруватості | 33 | 2,7 |
| Вміст кисню в ґрунтовому повітрі, % | 19,2 | 5,4 |
| Повітропроникність, % | 96,0 | 0 |
| Вміст рухомого фосфору, мг/100 г ґрунту | 12,0 | 7,0 |
| Кількість нітратів, мг/кг ґрунту | 132 | 62 |
| Врожай озимого жита, відхилення від середнього, % | +31,8 | -31,8 |

Однак у реальних ландшафтах винятково структурні або безструктурні ґрунти не трапляються — домінують ґрунти, в яких агрономічно цінна макроструктурна фракція становить ту чи іншу частину загальної структури ґрунту. Фактично ж орний шар представлено сумішкою різних структурних агрегатів. Експериментально знайдений оптимум суміші агрегатів ілюструє рис. 6.1, де на розгортці тетраедра показано вплив різних співвідношень агрегатів розміром 20 – 5, 5 – 2, 2 – 0,25 і < 0,25 мм (відповідно x_1 , x_2 , x_3 , і x_4). Дані у вершинах відповідають однокомпонентному варіанту, на ребрах — подвійній суміші, на гранях — потрійній, у середині тетраедра

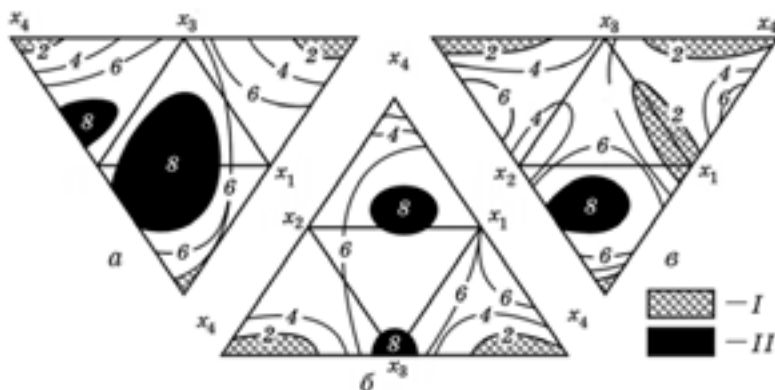


Рис. 6.1. Ізокванти залежності виходу (г/посудину) соломки (а), зерна ячменю (б) і поглинання NPK (в):

а: 2 — 15,3; 4 — 17,6; 6 — 19,9; 8 — 22,2; б: 2 — 5,6; 4 — 7,3; 6 — 10,7; в: 2 — 112; 4 — 122; 6 — 132; 8 — 142. Зона виходу: I — мінімального; II — максимального

ра — чотирикомпонентній суміші. Вихід соломи, зерна та поглинання ячменем NPK оптимізуються при домінуванні (до 60%) агрегатів фракцій x_2 і x_3 . Це підтверджує висновок К.К. Гедройця про залежність оптимального розміру від зволоження (зменшується при підсиханні), що дає змогу застосовувати ці результати при розробці та запровадженні нових знарядь та агротехнологій обробітку ґрунту.



Контрольні запитання і завдання

1. Назвіть типи структури ґрунту, чинники та процеси її утворення.
2. Опишіть генетичне, екологічне, агрономічне значення структури.
3. Як запобігти руйнуванню структури в орних ґрунтах?

Розділ 7

ФІЗИЧНІ ВЛАСТИВОСТІ ҐРУНТІВ

Ґрунтогенез неможливо уявити поза впливом на цей біосферний макропроцес розмаїтого спектра фізичних властивостей усіх його учасників, які завжди взаємодіють у *пористому* (шпаруватому), явно *оструктуреному* субстраті. Саме через це в будь-якому Ґрунті розрізняють два фізичних показники його щільності — *щільність Ґрунту* (об'ємна вага Ґрунту, об'ємна маса Ґрунту, уявна питома вага Ґрунту, питома вага скелету Ґрунту — це її застарілі синоніми) і *щільність твердих фаз Ґрунту* (питома вага, чи маса Ґрунту). Дуже багато Ґрунтових процесів визначаються їх фізико-механічними властивостями, які виявляються в разі дії зовнішніх навантажень. Їх поділяють на *деформаційні* (без руйнування Ґрунту при навантаженнях — стискуваність, просадність, ущільнення, або консолідація), *міцнісні* (поведінка Ґрунтів при руйнівних навантаженнях — зсув, розрив), *реологічні* (характеризують Ґрунт під впливом тиску із часом — в'язкість, пластичність, тиксотропність). Зауважимо, що тлумачення фізико-механічних властивостей у генетичному, екологічному, меліоративному, агрономічному розділах Ґрунтознавства кардинально відрізняється від їх характеристики та використання в геології, літології, будівельній та іншій механіці Ґрунтів — їх діапазон тут значно розширюється, охоплюючи набухання, в'язкість, усадку та інші явища, зумовлені поведінкою вискокодисперсних (передусім колоїдальних) фізико-хімічних систем, які виявляються спонтанно без сторонніх механічних впливів. При цьому вивчення фізико-механічних властивостей Ґрунтів стає важливим не лише з позицій розуміння сутності фізичних процесів, що відбуваються у Ґрунтах, а й передусім з прикладними цілями щодо вимог до них сільськогосподарських, лісових, лікарських, квіткових та багатьох інших рослин. В.Р. Вільямс, а за ним О.Н. Соколовський, О.М. Гринченко вважали, що родючість Ґрунтів залежить не стільки від їх збагаченості поживними речовинами, скільки від забезпеченості водою, а найчастіше все ж лімітується їх «дурними фізичними властивостями» (включаючи безструктурність). Фізико-механічні властивості визначають вибір технологій обробітку Ґрунтів, дають змогу оцінити енергетичні витрати на них, обрати оптимальні терміни проведення польових робіт з їх мінімальними деформаціями та найменшими витратами паливно-мастильних матеріалів і з найвищою продуктивністю землеробської праці.

Фізичні властивості є надзвичайно впливовими чинниками ґрунтогенезу, родючості ґрунтів, онтогенезу рослин, через що вони завжди привертали пильну увагу таких іменитих дослідників, як П.А. Костичев, В.Р. Вільямс, О.Г. Дояренко, Н.А. Качинський, І.М. Антипов-Каратаєв, С.В. Астапов, О.Ф. Лебедев, П.В. Вершинін, О.Ф. Тюлін, О.А. Роде, С.І. Долгов, О.Н. Соколовський, О.М. Гринченко, Г.Я. Чесняк, В.Д. Муха, Д.Г. Тихоненко.

Фізичні показники ґрунту — це його питома та об'ємна маса і пористість.

Питома маса характеризується через відношення маси твердої фази ґрунту до маси води того самого об'єму при 4 °С і є безрозмірною величиною, залежною від хімічного та мінералогічного складу ґрунту. Її вимірюють у лабораторних умовах пікнометричним методом. Переважання в мінеральних ґрунтах кварцу та польових шпатів з питомою масою 2,54 – 2,75 пояснює і питому масу твердої фази верхніх горизонтів малогумусних ґрунтів у межах 2,50 – 2,65, яка знижується в ґрунтах, збагачених гумусом до 2,40 – 2,30, а в органічних ґрунтах — до 1,8 і навіть менше. Навпаки, в ілювіальних, різних перехідних горизонтах, у породі, особливо при їх насиченні R_2O_3 і важкими мінералами (доломіти, біотити, мусковіти, обманки, гранати), питома маса зростає.

Об'ємна маса є масою висушеного ґрунту в одиниці об'єму ($г/см^3$, $кг/л$, $т/м^3$), яка змінюється в широких межах. Одразу після обробітку щільність орного шару мінімалізується, а потім під власною вагою, посиленою атмосферними опадами, ґрунт починає ущільнюватися, досягаючи через певний час (один місяць — для легких ґрунтів, 1,5 – 2,0 — для ґрунтів середнього та важкого гранулометричного складу) *рівноважного стану* (І.Б. Ревут), характерного для кожного ґрунту (табл. 7.1).

Залежно від речовинного складу і будови профілю ґрунту щільність варіює в широких межах, досягаючи максимальних значень у підорній підшві та ілювіальних горизонтах. У ґрунтах з недиференційованим профілем щільність збільшується в нижніх горизонтах за рахунок поступового зменшення в тому самому напрямку вмісту гумусу і тиску шарів, що розміщуються вище. У диференційованих ґрунтах щільність може набувати різних значень в тих чи інших горизонтах (елювіальних, метаморфізованих, піщаних, біогенних тощо). Щільність ґрунту — дуже важливий показник, широко використовуваний у ґрунтово-генетичних, агроеліоративних, агротехнічних дослідженнях для оцінки будови ґрунту, його змін при антропогенному використанні (особливо в разі механічного обробітку), у розрахунках запасів ґрунтової вологи, поживних речовин, солей тощо. Цей показник вимірюється в польових умовах за допомогою кілець різного діаметра й об'єму, що вганяються в ґрунт без

порушення його будови. У ґрунтах важкого і середнього гранулометричного складу, особливо за значного вмісту набухаючих мінералів (монтморилоніт та ін.), щільність потрібно визначати у вологому (цей показник називається, за Н.А. Качинським, абсолютною вагою) і сухому станах.

Таблиця 7.1. Об'ємна маса орного шару основних ґрунтів України, г/см³

| Ґрунт | Культура | Об'ємна маса | |
|---|----------------|--------------|------------|
| | | на час сівби | рівноважна |
| Дерново-підзолистий: суглинковий пилувато-супіщаний глинисто-супіщаний піщаний супіщано-пилувато-піщаний | Ярий ячмінь | 1,22 | 1,28 |
| | Озима пшениця | 1,22 | 1,29 |
| | Картопля | 1,25 | 1,27 |
| | Озиме жито | 1,38 | 1,52 |
| | Картопля | 1,34 | 1,46 |
| Чорнозем типовий легкосуглинковий середньосуглинковий | Озима пшениця | 0,97 | 1,16 |
| | Озима пшениця | 1,10 | 1,23 |
| | Цукрові буряки | 1,00 | 1,21 |
| Сірий опідзолений легкосуглинковий | Горох | 0,99 | 1,21 |
| | Кукурудза | 1,20 | 1,32 |
| Чорнозем південний важкосуглинковий легкоглинистий | Цукрові буряки | 1,18 | 1,22 |
| | Кукурудза | 1,00 | 1,15 |
| | Ярий ячмінь | 0,98 | 1,25 |
| | Кукурудза | 1,00 | 1,27 |
| | Кукурудза | 1,10 | 1,34 |

Загальна пористість (сумарний об'єм шпар усіх розмірів) виражається у відсотках від об'єму непорушеного ґрунту за даними питомою й об'ємною мас:

$$P_{\text{заг}} = \left(1 - \frac{\rho_{\text{п}}}{\rho_0}\right) \cdot 100,$$

де $P_{\text{заг}}$ — загальна шпаруватість, %; $\rho_{\text{п}}$ — питома маса; ρ_0 — щільність (об'ємна маса).

Її величина є зворотною щільності — вона максимальна у свіжозораному чорноземі і мінімальна в ілювіальних та оглеєних горизонтах підзолистого, болотного, глейового та інших подібних ґрунтів.

Шпари в ґрунтах мають найрізноманітніші розміри — від великих тріщин, ходів землеріїв до шпар, недоступних не тільки найтоншим кореневим волоскам, а й навіть мікроорганізмам. Так, найбільш активні кореневі волоски можуть рости лише в шпарах $> 0,01$ мм, найпростіші організми і водорості живуть у шпарах $> 0,02$ мм, бактерії — $> 0,001$ мм. Співвідношення шпар різних розмірів зумовлюють багато

властивостей і процесів у ґрунтах — надходження і випаровування вологи, спрямованість біохімічних перетворень, ріст коренів. Шпари поділяють на активні і неактивні, капілярні і некапілярні, повітряно-і водопровідні, тушкові (не проводять вологу). Н.А. Качинський розрізняє шпари залежно від об'єму, зайнятого вологою різних категорій: міцно- та пухкозв'язаною і вільною. Співвідношення шпар визначають за розмірами, диференціюючи вологу за ступенем рухомості, або на підставі залежності між потенціалом води та її вмістом у ґрунті («основною гідрофізичною характеристикою»), або безпосереднім насиченням шпар полярними, або неполярними рідинами в спеціальних приладах — капілярометрах.

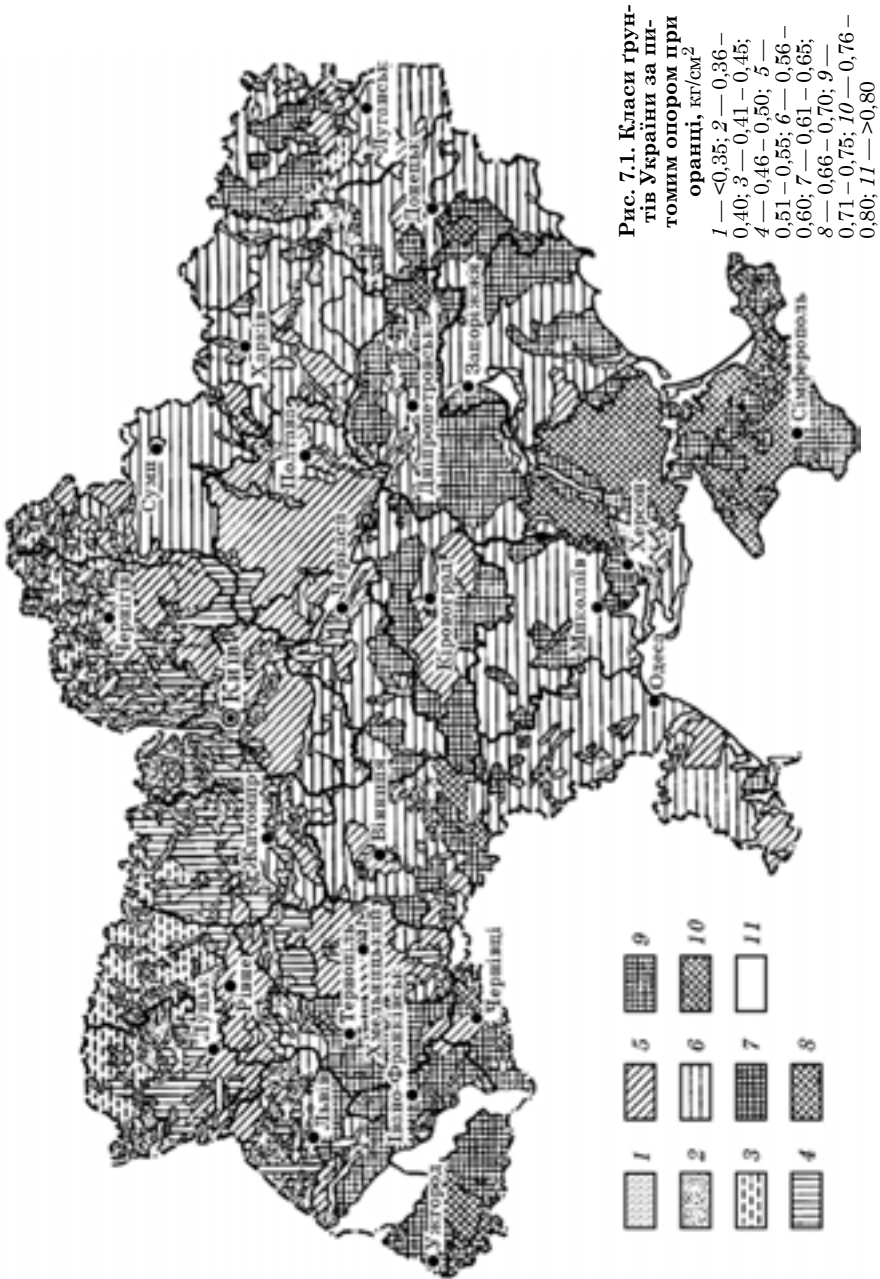
Фізико-механічні властивості ґрунтів враховують при конструюванні й експлуатації сільськогосподарських машин, нормуванні операцій з обробітку ґрунтів, зносу робочих органів, витрат паливно-мастильних матеріалів. Інтерпретація залежності росту і розвитку коренів від ґрунтового-екологічних умов також здійснюється з урахуванням фізико-механічних характеристик ґрунту, тому що опір ґрунту росту коренів енергетично подібний до проникнення в нього металевого клина. До основних фізико-механічних властивостей, як зазначалось, належать твердість, питомий опір, зв'язність, опір розриву, зрушенню та роздавлюванню, липкість, пластичність, набрякання й усадка.

Твердість є не що інше, як опір (кгс/см^2) проникненню в ґрунт будь-якого тіла певної форми (циліндра, конуса, кулі, клина). Він змінюється від 3 – 5 до 40 – 45 кгс/см^2 , а у висушеному важкосуглинковому ґрунті навіть до 150 – 180 кгс/см^2 . Мінімальні значення спостерігаються у зволжених пухких ґрунтах легкого гранулометричного складу. При підсушуванні ґрунту його твердість різко зростає. Так, якщо вологість зменшується від 28 – 30 до 13 – 15%, то твердість збільшується від 5 – 6 до 20 – 25 кгс/см^2 . Твердість є дуже важливим діагностичним показником екологічного стану ґрунту, передусім його придатності для механічного обробітку (при твердості $> 15 - 20 \text{ кгс/см}^2$ витрати на обробіток різко зростають), а також використовується для непрямой оцінки здатності ризосфер освоювати кореневмісний шар. Через велике екологічне значення цієї властивості ґрунту для її визначення запропоновані різноманітні прилади — від простого ломика Железнова (твердість визначають за глибиною входження в ґрунт плунжера, що падає з певної висоти) до сучасного твердоміра з автоматичною реєстрацією і графічною видачею результатів на екран дисплея міні-ЕОМ з докладною диференціацією за глибиною кореневмісного шару.

Питомий опір ґрунту характеризується через зусилля (кгс/см^2), що витрачається на підрізання шару, його оборот і тертя об робочу поверхню плуга. Це, за Горячкіним, сила тяги на гаку трактора

(стискальне зусилля), віднесена до одиниці поперечного перерізу шару. Величину питомого опору ґрунтів установлюють за допомогою різних роботомірів. Виходячи з визначення, питомий опір слід вважати складною властивістю ґрунту, що залежить від його стану, передусім від зв'язності і структурності. У добре оструктурених ґрунтів зв'язність між агрегатами і кількість контактів між ґрунтом і відвалом менші, тому механічний обробіток здійснюється з мінімальними витратами. Ґрунти з кращою структурою мають і менший коефіцієнт тертя. Властивість ґрунтів мати мінімальний опір за найкращої структурності (здатність розпадатися на окремі грудочки) використовується для обґрунтування оптимального терміну проведення механічного обробітку. Питомий опір ґрунтів змінюється в діапазоні від 0,2 – 0,3 до 0,7 – 0,8 кгс/см² і вище та залежить від гранулометричного складу, гумусованості ґрунту, агрофону (після просапних, зернових або багаторічних трав питомий опір дуже розрізняється) і його стану (забур'яненість, наприклад, збільшує опір), а також глибини обробітку (рис. 7.1). Величина питомого опору визначає вибір класу трактора й умов агрегування, кількість причіпних знарядь, витрати пального. Наприклад, на піщаних і супіщаних дерново-підзолистих ґрунтах трактор ДТ-54 з 5-корпусним плугом при оранці на глибину 20 см буде недовантаженим, тому що питомий опір таких ґрунтів дорівнює 0,2 – 0,3 кгс/см², а навантаження на гаку становитиме всього близько 1 т. На суглинкових чорноземах з питомим опором 0,6 – 0,7 кгс/см² навантаження буде нормальним (2,2 – 2,5 т), тоді як на неокультурених суглинкових солонцях за питомого опору 0,9 – 1,0 кгс/см² воно буде більшим, що потребує зняття 1 – 2 корпусів плуга. Для підвищення ефективності обробітку ґрунтів і зниження витрат розробляють спецпокриття плугів, застосовують поліпшені марки сталі для зменшення тертя «ґрунт — метал» тощо.

Зв'язність — це зусилля, здатне розчленувати ґрунт. Воно є найбільшим у глинистих ґрунтів з їх щільним укладанням дрібнодисперсних часточок (у сухому стані досягає майже граничних значень — 50 – 60 кгс/см²). Зв'язність спричинюється різними типами зв'язків — найміцнішими є суто хімічні (виникають при контакті кристалічних решіток мінералів безпосередньо або через шари різного складу — крем'янки, необоротно зкоагульованих гумусових речовин, півтораоксидів) і молекулярними (фізичними, ван-дер-ваальсовими), що виникають у колоїдно-дисперсних системах при їх змочуванні й утворенні менісків вологи в місцях контакту поверхонь. Останні переважають у більшості ґрунтів як оборотно зв'язні (механічно руйнуються у зволоженому стані і зміцнюються при висушуванні). Із збільшенням у ґрунтах вмісту крупнодисперсних елементів та їх оструктуруванні зчеплення слабшає і зв'язність зменшується. Цей показник зумовлює твердість і різні види опорів.



Опір ґрунту стиску, розриву, зрушенню, роздавлюванню, крутінню та іншим впливам є спеціальним міцнісним показником, що широко використовується при конструюванні ґрунтообробних знарядь, для характеристики статичних або динамічних деформацій, які виникають при взаємодії з ґрунтом різних механічних засобів, при будівництві інженерних споруд, доріг, аеродромів, міст. Такі характеристики є об'єктом спеціальної науки — механіки ґрунтів. Проте в останні десятиліття у зв'язку з використанням на ланах різних машинно-тракторних агрегатів їх дедалі більше застосовують в агроґрунтознавстві. Наприклад, такі показники є необхідними при конструюванні нових типів енергозберігаючих робочих органів ґрунтообробної техніки, обґрунтуванні припустимих механічних навантажень на ґрунт та ін.

Липкість — це зусилля (г/см^2), потрібне для відриву ґрунту від металу (липкість «ґрунт — метал») або колеса (липкість «ґрунт — гума»). Н.А. Качинський поділяє ґрунти на виразно липкі (липкість $> 15 \text{ г/см}^2$), середньоліпкі ($2 - 5 \text{ г/см}^2$) і слабколіпкі ($< 2 \text{ г/см}^2$). Липкість виявляється тільки за певного рівня вологості, близького до верхньої межі пластичності. При обробі ґрунту в стані липкості поверхневий шар зазнає найгрубішої деформації. Найбільшу липкість мають солонці і солонцюваті ґрунти важкого гранулометричного складу. Піщані ґрунти не мають липкості. При вологості, коли виявляється липкість, якісно обробити ґрунт неможливо. Він налипає на знаряддя, не кришиться, за таких умов погіршується прохідність машин і збільшуються витрати пального. З цієї причини липкість — у край негативна властивість ґрунту. Будь-які агрозаходи, спрямовані на збагачення ґрунту органічними речовинами, кальцієм, поліпшення структури, сприяють збільшенню періоду, протягом якого липкість не виявляється, і одночасно зменшують її величину.

Набрякання й усадка — здатність ґрунтів змінювати свій об'єм у процесі зволоження-висушування. Прояв цієї властивості зумовлений головним чином наявністю в ґрунті гідрофільних глинистих мінералів типу монтморилоніту з рухомими кристалічними решітками, здатними до так званого внутрішньопакетного або інтраміцелярного (осмотичного) зв'язування вологи. Склад обмінно-поглинених основ у колоїдному комплексі впливає на величину *набрякання* (одновалентні катіони посилюють цю здатність, полівалентні — послаблюють). Засоленість, як правило, зменшує набрякання. Надмірне набрякання ґрунту відчутно зменшує його зв'язність, посилює розмокання і руйнування. *Усадка* — протилежний набряканню процес, підпорядкований тим самим закономірностям. При усадці і підсушуванні ґрунт спочатку ущільнюється, а потім починає розтріскуватися. Якщо висушування попередньо зволоженого ґрунту відбувається швидко, утворюються тріщини досить великого діаметра і глибини. Набрякання й усадку прийнято оціню-

вати за зміною лінійних й об'ємних параметрів зразка ґрунту щодо початкових параметрів. Набрякання й усадка постійно чергуються, спричинюючи цим сезонну динаміку структурного (загалом фізичного) стану ґрунтів.

Пластичність — здатність ґрунтів змінювати свою форму під впливом зовнішнього навантаження і зберігати утворену форму після усунення навантаження. У пересушеному і перезволоженому стані ґрунти не мають пластичності. Ця властивість виявляється тільки у певному інтервалі зволоження між верхньою і нижньою межами пластичності. Різниця між цими межами (межі чи числа пластичності) тим вища, чим сильніше виражена пластичність. За Аттебергом, пластичність високопластичних ґрунтів становить > 17, пластичних — 7 – 17, слабкопластичних — 7 – 1, непластичних — 0. За меншої вологості ґрунт з пластичного переходить у напівтвердий і твердий, а за більшої — з пластичного в текучий чи напіврідкий стан.

Стиглість ґрунту. Діапазон параметрів вологості різних ґрунтів, за якої спостерігається їх найкраща придатність до механічного обробітку, свідчить про *фізичну стиглість* ґрунтів. У генетично різних, але подібних за гранулометричним складом, ґрунтів параметри фізичної стиглості є зближеними (табл. 7.2). У легких ґрунтів діапазон вологості з найкращою готовністю до обробітку є досить широким, а її період — набагато тривалішим. Навпаки, великий вміст фізичної глини і солонцюватість скорочують обидва показники. Із цієї причини дуже важливо визначити період настання фізичної стиглості і вчасно здійснити обробіток ґрунтів. Досвідчені агрономи звичайно без проблем за допомогою прямих і непрямих методів визначають потрібний термін обробітку (за здатністю легко розпадатися зім'ятого в руці ґрунту, за посірінням гребенів тощо).

Таблиця 7.2. Оптимальний діапазон вологості для обробітку середніх і важких ґрунтів, %

| Ґрунт | Обмежено придатна для обробітку вологість | | Агротехнічно припустима (фізична стиглість) |
|---------------------|---|----------------------------|---|
| | нижня (брилоутворення) | верхня (залипання знярядь) | |
| Дерново-підзолистий | 11 | 22 | 12 – 21 |
| Сірий лісовий | 14 | 24 | 15 – 23 |
| Чорнозем | 13 | 25 | 15 – 24 |
| Каштановий | 12 | 24 | 13 – 23 |

Біологічна стиглість є не менш важливим агроґрунтовим поняттям, яке характеризує настання умов для оптимальної біологічної активності. За помірно-континентального клімату біологічна і фізична стиглість збігаються, а з наростанням континентальності

(сезонної і добової контрастності температур) і холодності клімату, що зумовлює повільне наростання тепла навесні, біологічна стиглість щодо фізичної починає істотно запізнюватися.

Стиглисть замінення — здатність ґрунту після збирання врожаю певний час зберігати той стан, в якому він перебував за наявності рослин. У такому ґрунті більше вологи, менше щільність, його легше обробляти. З цієї причини обробляти ґрунт треба відразу ж після збирання врожаю («комбайн з — поля, плуг — у борозну»). В разі затримки з основним обробітком утворюється брилисто-розпошнена рілля і зростають витрати паливно-мастильних матеріалів.

Підорна підшва, поверхнева кірка, зсідання ґрунтів. Ущільнений прошарок між орним і підорним шарами, що є наслідком обробітку ґрунту на постійну глибину, називається *підорною підшвою*. Її утворення пояснюється не тільки дією механічного навантаження техніки і ґрунтообробних знарядь, а й поступовим закупорюванням шар верхньої частини підорного шару, зруйнованими в процесі механічного обробітку і переміщеними вниз дрібнодисперсними компонентами рілли. Підорна підшва негативно впливає на ґрунтово-екологічні режими — обмежує надходження вологи, збільшує поверхневий і внутрішньоґрунтовий стік, зменшує об'єм кореневмісного шару, притискаючи основну масу коренів до верхнього шару ґрунту. Тим самим у разі дефіциту вологи збільшується ризик недоодержання врожаю сільськогосподарських культур (особливо з глибокою кореневою системою).

Об'єктивним способом діагностики наявності підорної підшви є вимірювання твердості ґрунту *твердоміром* вертикального типу з автоматичною реєстрацією параметрів за глибиною кореневмісного шару. Товщина підорної підшви досягає майже 5 см і чітко виділяється в профілі чорнозему при його вертикальному зондуванні (рис. 7.2). Її присутність майже у всіх орних ґрунтах, безумовно, діагностує процес фізичної деградації. Для запобігання утворенню підорної підшви здійснюють диференційований обробіток ґрунту з чергуванням різних технологій, знарядь обробітку, зміною його глибини. Показово, що безполицеві способи основного обробітку (плоскорізний, чизельний) підорної підшви не утворюють.

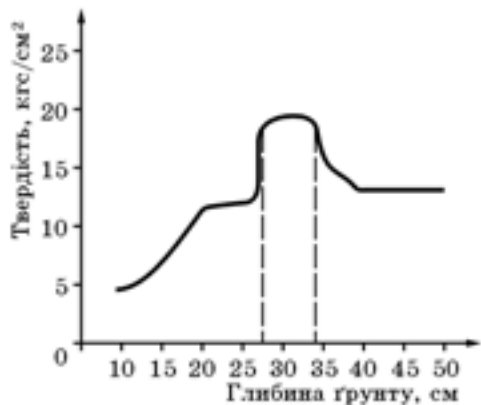


Рис. 7.2. Рівноважна твердість чорнозему типового важкосуглинкового (липень)

Ґрунтова кірка є результатом руйнування структури і накопичення пилюватих часточок, які при наростанні температур навесні створюють на поверхні суцільний ущільнений шар в 2 – 3 см, який погіршує повітряний режим, спричинює кисневе голодування, різноманітні хвороби, перешкоджає появі сходів (особливо дрібнонасіінних культур). Так, у Поліссі кірка перешкоджає появі дружних і своєчасних сходів льону, а в усіх зонах зріджує посіви, знижує врожаї, а то й цілком їх знищує. У аридних умовах Степу осолонцювання посилює кіркоутворення, оскільки навіть незначний вміст натрію в ІВК або в поливній воді сприяє диспергуванню поверхневого шару ґрунтів. Кірка утворюється за певного співвідношення пилюватих і глинистих часточок, при дії зливових атмосферних опадів і подальшому підсиханні ґрунту. Погано оструктурені легкі ґрунти є також дуже податливими до утворення кірки. Однак і в ґрунтах середнього і важкого гранулометричного складу Лісостепу і Степу кірка нерідко утворюється у парових і зайнятих просапними культурами ланах, а під культурами суцільної сівби внаслідок їх помірного прогрівання вона трапляється рідше. Кірка ускладнює сільськогосподарське використання більшості безструктурних ґрунтів. Тому будь-які заходи, спрямовані на збагачення ґрунтів органічними і кальцієвмісними речовинами, що сприяють їх оструктуруванню, одночасно зменшують імовірність появи кірки. Крім цих профілактичних заходів, для боротьби з кіркою можна використовувати різноманітні способи досходового чи післясходового боронування полів та їх мульчування. Фіторештки на ланах сприяють значному поліпшенню водно-теплого режиму і майже повністю усувають утворення кірки.

Осідання і сповзання ґрунто-підґрунтя відбуваються внаслідок об'ємних трансформацій, пов'язаних з осіданням або зрушенням їх маси в ландшафтах, які належать до геоecологічних аномалій природно-антропогенного генезису. Осідання найчастіше виявляється в карстовому рельєфі (Кримські гори, Західне Полісся і Лісостеп) з близьким залеганням тріщинуватих карбонатних, сульфатних, шаруватих порід, які призводять до утворення на поверхні різних за розміром і глибиною осідань, що різко погіршують гідрологічний режим тамтешніх ґрунтів.

Сповзання спостерігається насамперед там, де є змиті, намиті, мочаристі, засолені, солонцюваті та інші схилі ґрунти, підстелені давніми глинами, по поверхні яких перезволожені і деформовані ґрунти сповзають вниз з більш високих топопозицій. Нераціональна господарська діяльність збільшує кількість і площу активних зрушень на південному макросхилі Кримських гір, у північному Причорномор'ї, в районах Києва, Канева, на межиріччях Прут — Серет і Прут — Дністер, у Карпатах та інших аналогічних ланд-

шафтах. Найбільшими за масштабами (до 12 км) є зрушення в Одеській області від с. Чорноморка до мису Великий Фонтан, а також в Одеському порту. Активні зрушення й осідання завдають значної шкоди землеробству, особливо ускладнюючи механізовані польові роботи.

Вплив техніки на фізичні параметри ґрунтів. Ґрунтообробна техніка, крім ущільнення, чинить на ґрунт найрізноманітніші впливи, призводячи до зміни їх структури, щільності, інших фізико-механічних властивостей. Цьому сприяє перевертання, кришіння, розпушування, вирівнювання поверхні ґрунту, створення спеціального мікрорельєфу.

Перевертання забезпечує переміщення вниз знеструктуреного знаряддями верхнього шару, де із часом відновлюється структура ґрунту, а водночас і його родючість. Винесення з глибини шару з поновленою родючістю на поверхню створює умови для більш повної реалізації ґрунтово-екологічного потенціалу. Перевертання описує теорія полицевої оранки (В.Р. Вільямс), яку неодноразово критикували і намагалися замінити на безполицеві способи, але вона все-таки і сьогодні застосовується на великих площах, хоча вже і не є домінуючою. Основними недоліками глибокого полицевого обробітку є погіршення фізичних властивостей: знеструктурення, утворення підорної підшви, ініціювання ерозії, витрати вологи, особливо в посушливі періоди.

Кришіння і розпушування призначене насамперед для поліпшення структурного стану і повітряного режиму ґрунтів. Сільсько-господарські знаряддя полицевого типу більшою, безполицевого — меншою мірою розпушують ущільнений ґрунт, знищують ґрунтову кірку, підорну підшву, подрібнюють брили, поліпшують водопроникність і аерацію.

Вирівнювання поверхні ґрунту сприяє зменшенню випаровування вологи (особливо в аридних ландшафтах), дає змогу якісніше підготувати його верхній шар для рівномірного посіву насіння.

Спеціальний мікрорельєф створюють на перезвожених ґрунтах з дефіцитом повітря в орному шарі. При оранці тут доцільно формувати гребені, які швидше вивільняються від зайвої вологи і краще прогріваються. Бульби картоплі, висаджені в гребені, раніше дають сходи і підвищують урожай. Навпаки, у посушливих умовах, посів на дно борозен сприяє кращому зволоженню насіння. Механічний обробіток дає змогу створити, окрім гребенів, гряд, борозен, щілин для акумуляції вологи, також лунки, вали, здатні регулювати водно-фізичні і фізико-механічні властивості ґрунтів.

Екологічна роль фізичних, у тому числі фізико-механічних, властивостей ґрунту визначається їх впливом на режим вологи, повітря, тепла і трюфності. Одним із узагальнюючих показників щодо

цього є щільність будови ґрунту, оптимальні показники якої змінюються в основному залежно від гранулометричного складу і потреб культур. У глинистих і важкосуглинкових ґрунтах оптимальною є щільність 1,00 – 1,30 г/см³; легкосуглинкових — 1,10 – 1,40; супіщаних — 1,20 – 1,45; піщаних — 1,25 – 1,50 г/см³. Знижені рівні відповідають більш вибагливим культурам — кукурудзі, буряку, підвищені — менш вибагливим: пшениці, ячменю, іншим зерновим колосовим. Зміна щільності ґрунту за межами зазначеного діапазону (ущільнення, розпушення) погіршує водний, повітряний, тепловий, поживний, окисно-відновлювальний, біохімічний режими, спричинюючи зниження врожаю. Переущільнення зменшує водопроникність ґрунтів та знижує доступність води рослинам, погіршує коренепроникність, підвищує опір обробітку та витрати на нього. Ущільнення ґрунтів на схилах посилює поверхневий стік, сприяє формуванню водно-ерозійного ландшафту та деформує міграційні потоки.

Розпушування посилює мінералізацію органічних речовин, випаровування, а отже, збільшує втрати вологи, знижує коефіцієнт продуктивності коренів (співвідношення надземної і підземної маси). Зниження врожаю, залежно від ступеня відхилення показників від оптимального діапазону, може перевищувати 10 – 50 %. Не менш важливою є екологічна роль фізико-механічних властивостей, які зумовлюють насамперед стійкість ґрунтів проти руйнування в умовах навантажень та механічний опір обробітку і росту коренів. На сьогодні добре досліджено умови, за яких ґрунт виявляється стійким, коли не відбуваються нищівні для нього необоротні руйнування (роздавлювання, розпилення тощо). Головним правилом при цьому є проведення будь-якого обробітку у стані фізичної стиглості, за якої ґрунт найкраще кришиться з найменшими витратами і чинить найменший опір росту коренів. Проте за вологості найкращого кришіння ґрунт ущільнюється найбільше, що спонукає шукати вихід із цього суперечливого становища (мінімізувати механічний вплив на ґрунт, кількість проходів машинно-тракторних агрегатів, особливо важких навесні, коли вологість близька до вологості найкращого кришіння).

Поліпшення фізичних властивостей ґрунтів здійснюють агротехнічними, хімічними і біологічними способами.

Агротехнічними є різні способи обробітку ґрунтів, за допомогою яких можна якісно підготувати посівний шар, зруйнувати підорну підшову, брили, здійснити безліч інших агрономічно корисних операцій. Водночас тривалий механічний вплив на ґрунт погіршує структурність, розпорошує його, переущільнює орні шари. Із цієї причини зловживати механічним обробітком не можна. Дослідження довели, що в Лісостепу України глибокий плужний обробіток

чорноземів типових, що супроводиться найбільш інтенсивним впливом на нього, варто провадити не більш ніж у двох полях звичайної 10-пільної сівозміни — у полях культур, де вноситься гній. У інших зонах доцільно обмежитися плоскорізним або взагалі поверхневими способами обробітку. В Україні є всі передумови для широкого впровадження мінімальних способів, які сприяють не лише збереженню, а й поліпшенню фізичних і фізико-механічних властивостей ґрунтів (табл. 7.3).

Таблиця 7.3. Орієнтовні площі земель України для мінімального обробітку, млн га

| Ґрунт | Культура | Обробіток | |
|--|--|-------------|----------|
| | | поверхневий | нульовий |
| Дерново-підзолистий Дерновий і лучний | Озима пшениця | 1,0 | — |
| | Озиме жито | 1,0 | — |
| Чорнозем типовий та опідзолений | Пересівання озимої пшениці ярими (ячмінь, кукурудза) | — | 0,4 |
| | Озима пшениця | 2,5 | 1,0 |
| Темно-сірий | Ярий ячмінь | 2,25 | 0,75 |
| | Кукурудза | 0,7 | 0,3 |
| Сірий та світло-сірий | Пересівання озимини ярими | — | 1,0 |
| | Озиме жито | 0,2 | 0,2 |
| Чорнозем звичайний та південний | Озима пшениця | 1,5 | 1,0 |
| | Ячмінь | 2,0 | 1,0 |
| <i>Усього</i> | | 11,5 | 5,65 |

Хімічними способами є вапнування, гіпсування та штучне оструктурування ґрунтів. Вапнування кислих і гіпсування солонцюватих ґрунтів позитивно впливає на фізичні і фізико-механічні властивості (твердість, опір обробітку, липкість та ін.). Це так звані заходи хімічної меліорації, метою яких є зміна складу поглинених катіонів (водню в кислих дерново-підзолистих та опідзолених і натрію в солонцюватих ґрунтах на кальцій — відповідно вапнування і гіпсування). Позитивна дія цих заходів посилюється при внесенні хімічних меліорантів разом з гноєм.

Біологічні заходи є найбільш універсальними й добре відомими з давніх часів, екологічно орієнтованими, ефективними майже на всіх ґрунтах. Це передусім внесення гною та інших органічних добрив (різноманітних компостів, торфу, сапропелю тощо). Оструктурувальний ефект і відповідно поліпшення фізичних властивостей можливі лише за глибокого їх заорювання під плужний обробіток восени, а в разі неглибокого внесення внаслідок швидкої мінералізації

їх довгострокова (меліорувальна) дія зникає. Сівозміна і використання фітомеліоративних можливостей вирощуваної культури також впливають на фізичні, у тому числі фізико-механічні, властивості. Особливо привабливими тут є культури суцільного посіву з глибокою кореневою системою, сидерати, рослинні рештки.



Контрольні запитання і завдання

1. Дайте визначення фізичних і фізико-механічних властивості ґрунту.
2. Яка щільність складення чорнозему типового важкосуглинкового після обробітку, на час збирання врожаю (рівноважна) є оптимальною?
3. Розрахуйте загальну шпаруватість ґрунту при питомій масі 2,60 і щільності 1,20 г/см³.
4. Що таке фізична, біологічна стиглість ґрунту і стиглість затінення?
5. Назвіть заходи поліпшення фізичних і фізико-механічних властивостей ґрунту.

Розділ 8

ҐРУНТОВО-ЕКОЛОГІЧНІ РЕЖИМИ

Ґрунтово-екологічна режимність (франц. *regime* від лат. *regimim* — система правил, заходів; точно установлений розпорядок) є специфічною, біосферною суттю ґрунтогенезу. Вона є результатом добової, сезонної, річної, багаторічної динаміки складу та стану всіх компонентів ґрунту. Виділяють біоенергетичний (світло, тепло), водноповітряний, поживний (трофність), окисно-відновлювальний, біологічний, кислотно-лужний, сольовий та деякі інші режими.

8.1. Біоенергетичний режим

Космоенергетична підтримка ґрунтогенезу забезпечується променистою енергією Сонця — головним джерелом енергії на Землі. Усі процеси в ґрунті, починаючи з первинних стадій заселення мікроорганізмами геологічних порід і подальшого їх вивітрювання, стають можливими лише завдяки енергії Сонця, яка чітко розділяється на три види радіації:

- **прямий потік паралельних променів від Сонця формує *пряму сонячну радіацію***;
- **ослаблений розсіюванням потік радіації, що падає на ґрунт під різними кутами, дає *розсіяну сонячну радіацію***;
- **ослаблений процесами поглинання потік радіації, яка також падає на ґрунт з різних боків, є так званим *протиопроміненням атмосфери***.

Пряма і розсіяна радіація формуються короткими, а протиопромінення — довгими світловими хвилями. Радіація, залежно від спектра світлових хвиль, має *інфрачервону, видиму й ультрафіолетову* області. Кількісні оцінки сонячного опромінення ґрунту залежать від сезону року, доби, рельєфу і головне — географічного положення місцевості. Встановлено, що в середньому на кожний квадратний сантиметр горизонтальної поверхні ґрунту за хвилину припадає 0,5 кал сонячного опромінення (без урахування часткового поглинання радіації хмарами). Найбільше в Україні сумарне сонячне опромінення спостерігається влітку на південних схилах у Криму — до 52 ккал/см², а всього за рік — 121 ккал/см². Це дає досить значну кількість тепла, навіть якщо врахувати, що частина його випромінюється.

Світловий режим ґрунту характеризується сукупністю процесів надходження і відбиття ґрунтами світла (променистої енергії

Сонця). Промениста енергія Сонця є майже єдиним джерелом тепла, яке здійснює безпосередній вплив на біологічні, біохімічні, фізико-хімічні, біогеофізичні процеси в ґрунті, зокрема на процеси нітрифікації, активність багатьох мікроорганізмів, трансформацію органічних (передусім гумусових) речовин, структуроутворення, режим води тощо. Вивчати світловий режим почали порівняно недавно. Не виключено, що саме *світловий режим* зумовлює диференціацію орного шару за родючістю, максимальною у верхній частині ґрунтового профілю. І.Б. Ревут зі співавторами довели, що сонячне світло сприяє більш інтенсивному накопиченню амонійного азоту в ґрунті порівняно із затемненим ґрунтом. Польові дослідження показали, що диференціація верхнього шару за біологічною активністю і врожаєм відбувається під дією прямого сонячного опромінення. Виділення CO₂ ґрунтом і нітрифікація істотно активізуються під прозорою плівкою порівняно з чорною. Чисельність мікрофлори в приповерхневій частині гумусового горизонту при його ультрафіолетовому опроміненні явно зростала. М.І. Лактіонов дією світла (фотохімічним вицвітанням) пояснює трансформацію гумусових речовин (забарвлені органічні речовини на світлі окиснюються і знебарвлюються). При цьому фотоактивні групи гумусу, здатні інгібувати ферментативні процеси, інактивуються. Це явище (фотометилювання гумусу) призводить до зменшення кількості функціональних груп у колоїдного гумусу. Вважають, що воно відіграє позитивну агрономічну роль, оскільки підвищує загальну біологічну активність ґрунту.

Вплив агротехнологій на світловий режим ґрунту. Можна вважати встановленим факт диференціації верхнього шару ґрунтів (у тому числі цілинних) за властивостями і родючістю під впливом променистої енергії Сонця. Урожай зерна пшениці, вирощеної в посудині, в яку було вміщено 0 – 5 см шар ґрунту, перевищував відповідний урожай із шару 20 – 30 см майже в 50 разів (табл. 8.1). Семирічна оранка (перевертання, перемішування) не усунули різноякісності цих окремих шарів. Навіть після 12-річного перевертання і перемішування ґрунту гетерогенність орного шару зберігалася, і тільки внесення добрив здатне зменшувати таку диференціацію (табл. 8.2).

Таблиця 8.1. Урожай пшениці на цілині та ріллі, г/посудину (за В.А. Францессоном)

| Шар ґрунту, см | Цілина | | Семирічна оранка | |
|----------------|---------------|-------|------------------|-------|
| | загальна маса | зерно | загальна маса | зерно |
| 0 – 5 | 13,2 | 5,3 | 11,3 | 4,7 |
| 5 – 10 | 2,7 | 0,5 | 8,5 | 3,5 |
| 10 – 20 | 1,1 | 0,1 | 9,0 | 3,6 |
| 20 – 30 | 1,2 | 0,1 | 1,8 | 0,3 |

Таблиця 8.2. Урожайність біомаси ячменю після 12-річного безпліцевого розпушування, перевертання і перемішування ґрунту, г/посудину (за І.П. Макаровим)

| Варіант | Фон | Шар ґрунту, см | | | |
|--|-------------|----------------|--------|---------|--------|
| | | 0 – 7 | 7 – 14 | 14 – 21 | 0 – 21 |
| Безпліцеве розпушування Перевертання Перемішування | Неудобрений | 12,0 | 6,8 | 4,9 | 7,4 |
| | | 10,5 | 7,5 | 7,1 | 7,4 |
| | | 9,3 | 7,7 | 6,4 | 7,3 |
| Безпліцеве розпушування Перевертання Перемішування | Удобрений | 10,8 | 7,1 | 6,0 | 7,6 |
| | | 8,1 | 7,7 | 7,3 | 7,2 |
| | | 8,3 | 7,0 | 6,3 | 7,1 |

Диференціація пояснюється тим, що у верхньому шарі ґрунту зосереджується переважна більшість коренів (до 70 – 90% від їх загальної кількості), а також бактерій, грибів та актиноміцетів (табл. 8.3).

Таблиця 8.3. Вміст мікроорганізмів у різних ґрунтах, тис. шт./1 г ґрунту (за І.Б. Ревутом)

| Ґрунт | Використання | Шар ґрунту, см | Вміст | | |
|---------------------|--------------|----------------|----------|--------|---------------|
| | | | бактерій | грибів | актиноміцетів |
| Дерново-підзолистий | Рілля | 0 – 10 | 4967 | 20,2 | 1563 |
| | | 10 – 20 | 2530 | 30,2 | 1865 |
| Чорнозем звичайний | Рілля | 0 – 5 | 11850 | — | 5400 |
| | | 15 – 20 | 5350 | — | 5000 |
| Чорнозем глибокий | Цілина | 0 – 5 | 8950 | 37,0 | 835 |
| | | 5 – 10 | 6650 | 36,5 | 1015 |
| | | 10 – 30 | 835 | 19,5 | 126 |
| Темно-каштановий | Рілля | 0 – 7 | 6300 | 20,0 | 3100 |
| | | 7-22 | 4700 | 15,0 | 4600 |
| Сірозем | Цілина | 0 – 5 | 1500 | 20,0 | 780 |
| | | 5 – 10 | 800 | 12,0 | 750 |
| | | 20 – 30 | 560 | 2,4 | 360 |

Еколого-енергетична роль світлового чинника вивчена ще недостатньо.

Вплив на ґрунтогенез тепла й холоду. Тепло до ґрунту поставляють: промениста енергія Сонця (пряма та розсіяна радіація, атмосферне протиопромінення); приземний шар повітря; тепло екзогенного розкладання біогенних, передусім рослинних, решток; ендогенне тепло літосфери; тепло радіоактивних процесів.

Перше джерело є найістотнішим; друге — ледь помітним, інші — мізерними.

Променисте опромінення поверхні ґрунту підпорядковується добовій і річній періодичності (рис. 8.1). Добовий цикл розпочинається

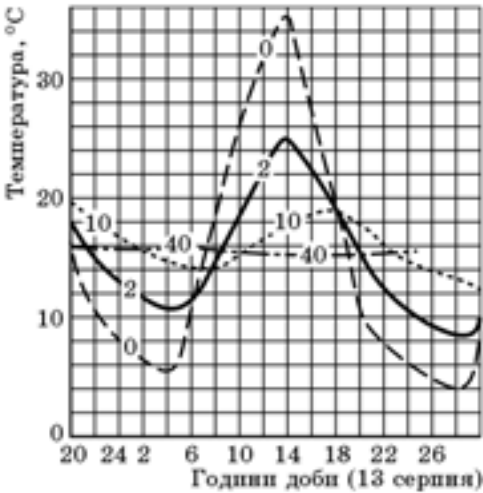


Рис. 8.1. Добові коливання температури ґрунту на різних глибинах, см

нагріванням поверхні ґрунту, яке триває з моменту сходу сонця і до 14 год, змінюючись охолодженням. У річному циклі ґрунт нагрівається з березня до липня, а потім також охолоджується. Поверхневий шар ґрунту слугує джерелом тепла для іншої товщі ґрунту. Максимальні і мінімальні температури на різних глибинах виявляються не одночасно, а із запізненням, тим більшим, чим більша глибина. На глибині 65 – 70 см для ґрунтів суббореального поясу добові коливання згащують. Удень найбільша температура спостерігається на поверхні ґрунту, а в нічні

години — навпаки. Найбільш різкі коливання відзначаються у верхньому шарі ґрунту.

Замерзання ґрунту розпочинається з настанням стійких від'ємних температур і припиняється (або сповільнюється) за стабільного снігового покриву. Найглибше промерзання фіксується в січні – лютому, після чого глибина промерзання починає зменшуватися через відтавання ґрунту знизу, а після сходу снігу відтавання відбувається і знизу, і згори.

На глибину промерзання впливає ліс, де сніговий покрив завжди є глибшим, ніж у полі. Тому замерзання ґрунту під лісом або не буває зовсім, або є менш тривалим і неглибоким.

Промерзання ґрунту має як позитивні, так і негативні еколого-енергетичні наслідки. Першими є сприятливий вплив на структуроутворення, міграція риючих тварин у нижні шари з відповідним їх розпушуванням і поліпшенням водопроникності (після розмерзання). Негативними наслідками вважають: зниження водопроникності і посилення стоку під час промерзання, затримку мікробно-біохімічних процесів, випирання сходів рослин, ослаблення випаровування з ґрунту (особливо небажаного при перезволоженні).

Промерзання ґрунту за вологості, близької до найменшої вологості (НВ) і більш високої, спричинює підтягування до поверхні ґрунту знизу значної кількості вологи (нерідко до межі повної вологості). При цьому глибші шари зневоднюються (втрати можуть досягати 100 мм вологи).

Температура ґрунту дуже впливає на життєдіяльність мікроорганізмів, які відповідно до температури поділяють на: мезофільні — оптимально розвиваються за температури 20 – 40 °С (більшість ґрунтових бактерій, грибів, актиноміцетів); психрофільні з оптимумом 10 – 20 °С; термофільні — 50 – 60 °С.

Чисельність бактеріальної ґрунтової мікрофлори стає найбільшою за температури 20 – 30 °С (табл. 8.4), максимізуючи в цьому інтервалі процеси амоніфікації і нітрифікації, швидкість розкладення органічних добрив, розвиток і розміри бульбочок на коренях бобових тощо. Взагалі, температура дуже впливає на ґрунтогенез, супроводжуючи буквально всі процеси масо- і енергообміну в екосистемі *ґрунт — рослина — атмосфера*. Градієнт температур спричинює безпосередній процес пересування вологи в ґрунті як у скрапленому, так і в пароподібному станах. Процеси ґрунтоутворення згасають у пересушеному ґрунті, але не меншою мірою вони гальмуються також у разі зниження або надмірного підвищення температури. Лише оптимальне поєднання температури і вологості сприяє бурхливому спалаху переважної більшості ґрунтових процесів і як результат — зростанню рівня родючості.

Таблиця 8.4. Вплив температури ґрунту на чисельність бактерій, млн на 1 га посівів сільськогосподарських культур

| Інкубація, діб | 5 – 12 °С | 20 °С | 30 °С | 40 °С |
|----------------|-----------|-------|-------|-------|
| 0 | 8,8 | 8,5 | 8,5 | 8,5 |
| 13 | 73 | 187 | 197 | 148 |
| 25 | 101 | 128 | 145 | 52 |

Ще істотнішу роль відіграє температура для росту і розвитку рослин. Сонячна радіація взагалі імперативно визначає придатність ґрунтів до вирощування польової, овочевої, садової, лікарської, лісової, горіхоплідної чи якоїсь іншої культури. Кукурудзу, наприклад, найкраще висівати тоді, коли в ґрунті (на глибині залягання насіння) стійко встановиться температура 8 – 10 °С (табл. 8.5), оскільки її насіння в холодному ґрунті довго не проростає і може загинути (від дротяників, загнивання тощо). Це призводить до перенесення, наприклад, у Поліссі її висівання на травень, що різко скорочує терміни вегетації і не дає змоги одержати високий урожай цієї культури з качанами.

Таблиця 8.5. Мінімальна і оптимальна температури для проростання насіння

| Культура | Температура проростання, °С | |
|-----------------------------|-----------------------------|-------------|
| | мінімальна | максимальна |
| Пшениця, овес, ячмінь, жито | 1 – 5 | 25 – 31 |
| Гречка, буряк | 3 – 5 | 25 – 31 |
| Соняшник, картопля | 5 – 6 | 31 – 37 |
| Кукурудза, просо | 8 – 10 | 37 – 44 |
| Бавовник, рис, арахіс | 12 – 14 | 37 – 44 |
| Дині, огірки | 15 – 18 | 31 – 37 |

Онтогенез рослин тісно пов'язаний зі складним комплексом ґрунтових процесів, що значною мірою залежать від значень температури. Так, розчинність будь-яких мінеральних речовин має пряму залежність від температури, а в'язкість води — зворотну.

При 4 °С в'язкість води досягає максимуму, паралізуючи її надходження до рослин, посилене зниженням водопроникності протоплазми клітин. Від температури залежать і швидкість газообміну між ґрунтовим і атмосферним повітрям, а також швидкість надходження води до коренів рослин і величина транспірації. У озимій пшениці найбільш розгалужена коренева система розвивається за відносно низьких температур ґрунту (12 – 20 °С). Це саме стосується бульб картоплі, найбільша маса яких формується за середньої температури 15 – 18 °С, тоді як у кукурудзи найінтенсивніший розвиток кореневої і надземної систем спостерігається при більш високих температурах (20 – 28 °С).

Холодостійкі рослини починають свій ріст за температури ґрунту < 5 °С (редиска, цибуля), інші рослини (просо, сорго, бавовник) — 12 – 14 °С (табл. 8.6). Розсада капусти, томатів, огірків, вирощена за низьких температур (ефект загартовування) виявляється більш стійкою проти їх зниження, хвороб і посухи після її висаджування з теплиці в поле.

Таблиця 8.6. Оптимальні температури ґрунту для культурних рослин, °С (за Г.Т. Селяниновим)

| Типові рослини температурних зон | Початок росту | Кінець дозрівання | Сума середніх температур |
|----------------------------------|---------------|-------------------|--------------------------|
| Найскоростигліші овочі | Нижче від 5 | 8 | 500 |
| Ранні коренеплоди | 5 | 10 | 1000 |
| Картопля | 8 | 10 | 1200 |
| Ячмінь | 5 | 10 | 1400 |
| Пшениця яра | 5 | 10 – 12 | 1600 |
| Соняшник | 8 – 10 | 10 | 1800 |
| Просо | 10 | 10 – 12 | 1800 |
| Кукурудза рання | 10 – 12 | 12 | 1900 |
| Бавовник: | | | |
| американський | 13 – 14 | 12 | 3000 |
| египетський | 13 – 15 | 12 – 13 | 4000 |

Загалом, вплив температури ґрунту на процеси ґрунтоутворення, родючість і життєдіяльність культурних та інших рослин є дуже багатогранним.

Теплові властивості ґрунту включають теплоємність, теплопровідність, тепловипромінювальну здатність, альбедо (теплопоглинальну здатність).

Теплоємність визначають за кількістю тепла, яку потрібно затратити, щоб нагріти чи охолодити 1 г (см³) ґрунту на 1 °С, вимірю-

ючи її в кал/г (масова теплоємність) і в кал/см³ (об'ємна теплоємність). На відміну від багатьох органічних та неорганічних речовин зі стандартною теплоємністю для ґрунту її величина не буває стабільною. Мінералогічний і гранулометричний склад, вологість і гумусованість у ґрунті, навіть щільність укладання часток і оструктурованість впливають на цей параметр, який лише для сухого мінерального ґрунту вкладається в звужений інтервал — 0,17 – 1,20 кал/г. Зі збільшенням вологості теплоємність також зростає. Це саме стосується гранулометричного складу (легкі піщані ґрунти вважають теплими, глинисті, навпаки — холодними) і характеру поверхні (ущільнення помітно знижує теплоємність).

А.Ф. Чудновський установив, що зростання теплоємності із збільшенням вологості відповідає лінійному закону. Знаючи теплоємність окремих мінеральних компонентів ґрунту, води й повітря, можна розрахувати теплоємність реального ґрунту за рівнянням де Фриза

$$C_V = \sum f_{si} C_{si} + f_w C_w + f_a C_a,$$

де C_V — об'ємна теплоємність ґрунту; f_{si} , f_w , f_a — об'ємні частки кожної складової ґрунту; C_s , C_w , C_a — відповідно теплоємність твердої частини, води, повітря; C_V визначають із співвідношення: $C_V = C_m \rho_b$ (тут C_m — масова теплоємність; ρ_b — щільність сухого ґрунту).

Мінімальну теплоємність (близько 0,2) має ґрунтове повітря, у мінеральної частини твердої фази її інтервал розширюється (0,2 – 0,5), а в органічній частини теплоємність ще вища.

Теплопровідність ґрунту (його здатність проводити тепло) вимірюють кількістю тепла (у кал), що проходить за 1 с через 1 см² заввишки 1 см, тобто через 1 см³. Через те, що повітря має найменшу теплопровідність, у сухому стані добре оструктурений ґрунт має низьку теплопровідність. Теплопровідність мінеральних твердих фаз майже в 100 разів перевищує теплопровідність повітря. При ущільненні, зволоженні, підвищенні температури ґрунт набуває здатності проводити (передавати) тепло різними способами:

- кондукція (є основною у ґрунтах — здійснюється перенесенням тепла через безпосередній контакт ґрунтових часточок);
- конвекція (відбувається лише в рідкій і газовій фазах ґрунту);
- масообмін — припускає переміщення тепла разом з вологою і паром;
- перенесення прихованої теплоти (тепловиділення при конденсації);
- випромінювання від часточки до часточки.

Теплопровідність ґрунту залежить від будови його профілю, особливо, якщо він є елювіально-ілювіально диференційованим, або генетичні горизонти відрізняються за складом, структурою, співвід-

ношенням фаз і вологості, а також змінюється впродовж доби (максимальна вранці і мінімальна о 14 – 16 год).

Тепловипромінювальна здатність означає втрати тепла ґрунтом через:

- випромінювання тепла з поверхні ґрунту в атмосферу;
- контакт з ґрунтом холодного повітря;
- охолодження ґрунту при випаровуванні ґрунтової вологи;
- віддачу тепла більш нагрітих шарів прохолоднішим.

Утрата тепла майже прямолінійно залежить від теплопровідності, а також від стану поверхні ґрунту (вкриті рослинністю чи снігом ґрунти випромінюють менше тепла, ніж оголені). Цікаво, що забарвлення ґрунту не впливає на втрату тепла.

Тепловий режим ґрунту визначається багаторічною, річною, сезонною і добовою динамікою температури в ґрунті, тобто надходженням, передачею і втратою тепла. Кожен ґрунт залежно від географічного та топографічного положення, експозиції схилу, екологічного стану поверхні, будови профілю, інших чинників характеризується певним тепловим режимом, основними показниками якого є середня температура за теплий період, за найтепліший місяць, за холодний період, за найхолодніший місяць, річна амплітуда коливань. Через те, що поверхневий шар має дуже мінливі параметри температури, а на глибині коливань майже немає, прийнято параметри теплового режиму оцінювати на глибині 20 см (табл. 8.7).

Таблиця 8.7. Коливання температури ґрунту в основних ґрунтах на глибині 20 см, °С (за О.М. Шульгіним)

| Ґрунт | Температура | | | | Річна амплітуда |
|---------------|-------------------------|---------------------|---------------------------|-----------------------|-----------------|
| | середня теплога періоду | найтеплішого місяця | середня холодного періоду | найхолоднішого місяця | |
| Підзолистий | 6,0 – 10 | 15 – 18,5 | -2...0,0 | -3...-0,6 | 17 – 20 |
| Чорнозем | 11 – 15 | 18 – 22 | -5...-1,0 | -7...-1 | 20 – 27 |
| Каштановий | 14 – 16 | 23 – 26 | -2...+0,5 | -3,5...-1,5 | 25 – 26 |
| Бурий лісовий | 18 – 20 | 25,5 – 27 | +5,5...+7,0 | +4...+5 | 21 – 22 |

В.М. Дімо виділила чотири типи температурного режиму, які враховують типи випромінювання (перевага позитивного градієнта температури), тип хиткої рівноваги (градієнт температури відсутній або має дуже мале значення) і тип інсоляції (переважає від'ємний градієнт температури):

➤ *мерзлотний* — характерний для областей з вічною мерзлотою, де нагрівання ґрунту супроводиться його відтаванням, охолодженням і промерзанням до верхньої межі багаторічно мерзлого ґрунту, середньорічна температура ґрунту на глибині 20 см у найхолоднішому місяці є від'ємною;

► *тривало-сезонно мерзлотний* — нагрівання в початковій стадії супроводжується відтаванням, а охолодження — глибоким (> 1 м) промерзанням не < 5 міс; середньорічна температура є додатною, температура на глибині 20 см у найхолоднішому місяці від'ємна;

► *сезонно-мерзлотний* — нагрівання спочатку супроводиться відтаванням, а промерзання спочатку є неглибоким; глибина проникнення від'ємних температур не перевищує 2 м, а сезонне промерзання триває від кількох діб до 5 міс; температура на глибині 20 см у найхолоднішому місяці від'ємна, а середньорічна — додатна;

► *немерзлотний* — промерзання не спостерігається, від'ємні температури ґрунту відсутні або ж тривають лише кілька діб; температура на глибині 20 см у найхолоднішому місяці додатна.

За ступенем континентальності виділено підтипи теплового режиму: *помірний* (амплітуда температур на 20 см від 15 до 20 °С); *континентальний* (20 – 25 °С); *різко континентальний* (25 – 30 °С).

Основним показником теплозабезпеченості ґрунтів є сума активних (> 10 °С) температур ґрунту на глибині 20 см, де розташовується основна маса коренів рослин (табл. 8.8).

Таблиця 8.8. Оцінка теплозабезпеченості ґрунтів на глибині 20 см, °С (за В.М. Дімо)

| Сума активних температур | Теплозабезпеченість | Сума активних температур | Теплозабезпеченість |
|--------------------------|---------------------|--------------------------|---------------------|
| 0 – 400 | Низька | 2100 – 2700 | Вище від середньої |
| 400 – 800 | Дуже слабка | 2700 – 3400 | Добра |
| 800 – 1200 | Слабка | 3400 – 4400 | Дуже добра |
| 1200 – 1600 | Нижче від середньої | 4400 – 5600 | Висока |
| 1600 – 2100 | Середня | 5600 – 7200 | Дуже висока |

Теплозабезпеченість ґрунтів основних ґрунтово-біокліматичних поясів знижується із заходу на схід — найнижчою для України вона є в лісовій зоні (Полісся), а високою — в зоні сухого Степу. Найкраще забезпеченими теплом є ґрунти в зоні сухих і вологих субтропіків.

Тепловий режим ґрунту характеризується кількісно його тепловим балансом за рівнянням А.Ф. Чудновського

$$T_6 \pm T_t \pm T_v \pm T_{\Pi} = 0,$$

де T_6 — власне радіаційний баланс (ураховує прибуткові — пряму, розсіяну, довгохвильову радіацію й видаткові статті — відбиту і випромінену радіацію); T_t — потік тепла, що виникає при теплообміні ґрунту з приземним повітрям; T_v — тепло, що витрачається на фізичне випаровування і транспірацію повітря, або те, яке виникає при

замерзанні-відтаванні; T_{Π} — тепло, що виникає при його передаванні з однієї глибини на іншу.

Як і будь-який інший баланс, тепловий баланс ґрунту, згідно із законом збереження енергії, повинен бути нульовим, хоча окремі його статті можуть істотно змінюватися, а ґрунт у багаторічному циклі — еволюціонувати до прохолоднішого чи, навпаки, — більш теплого.

Неважко помітити, що в наведеному рівнянні теплового балансу не враховано надходження додаткового тепла з опадами та деякі інші статті, зате особливого значення в ньому надано параметру T_{σ} , що характеризує радіаційний баланс поверхні, до складу якого входять різні види радіації:

$$T_{\sigma} = T_{\text{п.р}} + T_{\text{р.р}} + T_{\text{д.в}} + T_{\text{в.к.р}} - T_{\text{в.д.р}},$$

де $T_{\text{п.р}}$ — пряма радіація; $T_{\text{р.р}}$ — розсіяна радіація; $T_{\text{д.в}}$ — довгохвильове випромінювання атмосфери; $T_{\text{в.к.р}}$ — віддзеркалювана короткохвильова радіація; $T_{\text{в.д.р}}$ — віддзеркалювана довгохвильова радіація.

Альbedo — специфічна здатність ґрунтів відбивати променисту енергію Сонця, яку виражають у відсотках відбитої ґрунтом енергії, що надходить (інша її частина — зі 100 % — поглинається ґрунтом). Колір, структура, вологість, гумусованість, гранулометричний склад та інші властивості поверхні ґрунтів, їх покритість лісом, травами, посівами сільськогосподарських культур, повнота покриття ними поверхні, їх колір тощо визначають величину альbedo — найважливішу теплову властивість ґрунтів, що визначає надходження до них тепла і загалом їхній радіаційний режим (табл. 8.9).

Таблиця 8.9. Альbedo різних ґрунтів і рослинних покривів, %
(за А.Ф. Чудновським)

| Ґрунти | A, % | Рослинність | A, % |
|----------------------|---------|-------------|---------|
| Чорнозем: | | Пшениця: | |
| сухий | 14 | яра | 10 – 25 |
| вологий | 8 | озима | 16 – 23 |
| Сірозем: | | Трави: | |
| сухий | 25 – 30 | зелені | 26 |
| вологий | 10 – 12 | висохлі | 19 |
| Глина: | | Бавовник | 20 – 22 |
| суха | 23 | Рис | 12 |
| волога | 16 | Картопля | 19 |
| Пісок білий і жовтий | 32 – 40 | | |

Теплові меліорації. Найбільш кардинальним шляхом регулювання теплового режиму ґрунтів є використання різноманітних теплиць (з підігріванням і без нього), дуже поширених не тільки в пів-

нічних і середніх широтах, а й у південних регіонах. Завдяки вкритому ґрунту у більшості розвинених країн було забезпечено цілорічне одержання продукції овочівництва. Є чимало способів змінити температуру ґрунту в потрібному напрямі й у відкритому ґрунті. Регулювання полягає в тому, щоб між атмосферою і ґрунтом створити прошарок або особливим чином модифікувати поверхневий шар ґрунту.

Рослинний або інший покрив (лісовий, трав'яний, сніговий, мульча тощо) послаблює нагрівання ґрунту вдень, а вночі захищає від випромінювання, тим самим згладжуючи добові коливання тепла. Сніг послаблює промерзання ґрунту взимку. Чим глибшим є сніговий покрив, тим на меншу глибину промерзає ґрунт. Оскільки лісова запона перешкоджає здуванню снігу, вона також зменшує глибину промерзання агроекологічним режимом поля.

Мульчування є одним з найефективніших засобів впливу на тепловий режим, активно коригуючи альбедо й особливо випромінювання тепла ґрунтом. Мульчують соломом, листям, піском, різними фарбами, чорним і білим папером, синтетичними латексами, плівками тощо. Прозора плівка в ясний день на півночі Європи здатна підвищити температуру шару ґрунту 0 – 20 см на 4 – 6 °С. Навпаки, в південних країнах мульча з фіторешток може понизити температуру в півметровому шарі ґрунту на 7 °С, прискорюючи цим появу проростків майже на дві доби. Регулюючи температуру ґрунту, мульча водночас знижує випаровування.

Такі широко відомі агротехнологічні прийоми, як розпушування і ущільнення ґрунту, також активно впливають на його тепловий режим. Розпушування, збільшуючи шпаруватість, знижує теплопровідність. Ущільнення, навпаки, сприяє нагріванню. А створення гребенів, збільшуючи поверхню нагрівання, підвищує її теплоємність, прискорює дозрівання ґрунту, отже, дає змогу раніше посадити й одержати сходи картоплі. Взагалі будь-який інший обробіток ґрунту, що змінює його щільність і шпаруватість, одночасно змінює теплоємність і теплопровідність. Вплив обробітку є тим сильнішим, чим на більшу глибину він здійснюється і чим інтенсивніше впливає на режим зволоження. Цей самий принцип покладено в основу дренажування — осушення прискорює прогрівання ґрунту, а зрошення на півдні, навпаки, здатне істотно понизити температуру в найбільш високопродуктивному орному шарі (в тому самому напрямі діють сама зрошувальна вода з температурою, яка є нижчою від температури ґрунту, та її інтенсивне випаровування, супроводжуване витратою тепла, а отже, здатне знижувати температуру ґрунту).

Теорія теплового режиму ґрунтів дає можливість заздалегідь прогнозувати появу приморозків, особливо згубних для саду і городу, а загалом розраховувати температури ґрунту за прогнозом погоди, пропонуючи для регулювання теплового режиму ґрунтів поліва-

ріантні екологізовані моделі господарювання із застосуванням комплексу агротехнологічних, агро меліоративних (у тому числі фітотеліоративних), агрометеорологічних, інженерних та інших заходів.

8.2. Вода у ґрунті, водні властивості і водний режим ґрунтів

ґрунт як багатофазна, полідисперсна система завжди містить вологу. Її кількість у відсотках до маси ґрунту, висушеного при 105 °С, характеризує його вологість, яку можна виражати також у відсотках від об'єму ґрунту, в відсотках до натуральної наважки, в міліметрах.

Вода в ґрунті є найважливішим ґрунтогенним, екологічним, біопродукційним, меліоративним, агрономічним чинником. Вона визначає перебіг процесів вивітрювання, які передують ґрунтогенезу, — гідролізу, гідратації, вилуговуванню, а в подальшому — заболочування (оглеєння), засолення, осолодіння, елювіювання та багато інших, можливих лише за участю води. Вода бере активну участь у формуванні генетичних горизонтів, усіх ґрунтово-екологічних режимів і властивостей ґрунту. Із ґрунтовою вологою пов'язані процеси виносу, переміщення й акумуляції в ґрунтовому профілі всіх речовин, великий і малий кругообіги елементів здійснюються тільки за наявності ґрунтової води.

Вода є незамінним джерелом живлення коренів рослин, головною передумовою їх (та інших численних організмів, що живуть у ґрунті) нормального розвитку і функціонування. Рослинам (від набрякання і проростання насіння до формування кореневої системи, генеративних органів і кінцевої продукції) потрібна величезна кількість води — від 200 до 1000 г для створення 1 г сухої речовини. Звідси легко підрахувати, скільки води потрібно для транспірації люцерні чи конюшині (високовивагливих до води культур), щоб сформувати навіть невеликий урожай. Транспірація за розвиненої листкової поверхні потребує великих витрат не тільки води, а й енергії, призводячи до охолодження рослин. При цьому підвищується концентрація клітинного соку (осмотичний тиск), що, як могутній насос, забезпечує безупинне надходження води з ґрунту до коренів рослин. Поживні елементи також ефективно використовуються рослинами лише в разі їх достатнього вологозабезпечення. Залежним від води є й процес нітрифікації та азотне живлення рослин, прив'язане до мікробно-біохімічних трансформацій і ферментативної діяльності, нормальний перебіг яких зумовлюється оптимальною вологістю ґрунту. Якщо при цьому врахувати, що і фізичні властивості стають сприятливими тільки за умови цілком певного діапазону зволоження (за його межами ґрунт узагалі не підлягає обробітці), то стає зрозумілим, наскільки важливим чинником родючості є вода, без якої реалізація всіх інших чинників родючості (у тому числі й трофності) унеможлиблюється.

Вода, як терморегулятор з високою теплоотою пароутворення, захищає поверхню ґрунту від перегрівання за умов високої сонячної радіації, що стає екологічно значущим у найбільш жаркі літні місяці. Навпаки, при замерзанні вологи теплота, виділена при цьому, посилює термостатичну дію, тому що при утворенні криги вивільняється, а при її плавленні поглинається багато тепла. Загалом, уміст і якість вологи в ґрунті, її сезонна і річна динаміка є найважливішими діагностичними ознаками інтенсивності й спрямованості ґрунтогенезу, рівня набутої при цьому родючості ґрунтів, їх придатності для різних видів використання. Пізнання закономірностей поведінки ґрунтової вологи, управління водними властивостями є найважливішою передумовою оптимізації водного режиму ґрунтів, отримання високих, стабільних, екологічно чистих урожаїв сільськогосподарських культур, що особливо актуалізується за нинішніх поліваріантних умов господарювання на етапі земельної реформи.

Основи теорії водного режиму ґрунтів були закладені О.О. Ізмаїльським, Г.М. Висоцьким, П.С. Коссовичем, а в подальшому їх водні властивості поглиблено вивчали О.Ф. Лебедев, С.І. Долгов, О.А. Роде, Н.А. Качинський та багато інших учених.

Категорії, форми, види води в ґрунті. Ґрунтова волога представлена трьома категоріями — твердою, рідкою і пароподібною.

Тверда волога з'являється в ґрунті при від'ємній температурі у вигляді крижаних прошарків, лінз, зерен, найтонших кристалів між агрегатами та у великих капілярах. Міцнозв'язаною вважають воду, що міститься в тонких порах, на поверхні чи усередині кристалів і колоїдів. Вона має підвищену в'язкість і пружність, не здатна рухатися, не замерзає навіть при -78°C . Лід значно зміцнює ґрунти, які після розтавання різко знижують свій опір навантаженням. Твердою є і хімічно зв'язана (конституційна) вода з її дуже міцним зв'язком з речовинами ґрунту — півтораоксидами, глинистими мінералами, кристалами гіпсу та мірабіліту (кристалізаційна вода), органічними та іншими сполуками як їх складова частина, абсолютно недоступна рослинам й нерухома. Зміна цього стану стає можливою лише в результаті сильних і тривалих впливів (наприклад, дегідратації), за яких відбуваються необоротні трансформації згаданих мінеральних, органічних і органо-мінеральних сполук.

Рідку вологу поділяють за рухомістю, спричиненою ступенем міцності зв'язку з твердою фазою ґрунту, на міцно- та слабкозв'язану, капілярну й гравітаційну (вільну). Міцнозв'язаною є гігроскопічна вода, сорбована з водяної пари повітря на колосальних поверхнях дрібнодисперсних фаз ґрунту, вкриває їх плівками в 1 – 3 молекули. Кількість гігроскопічної вологи (ГВ) залежить від величини відносної вологості повітря (ГВ ґрунту і вологість повітря перебуває в квазірівноважному стані) і поверхневої енергії ґрунтових часточок

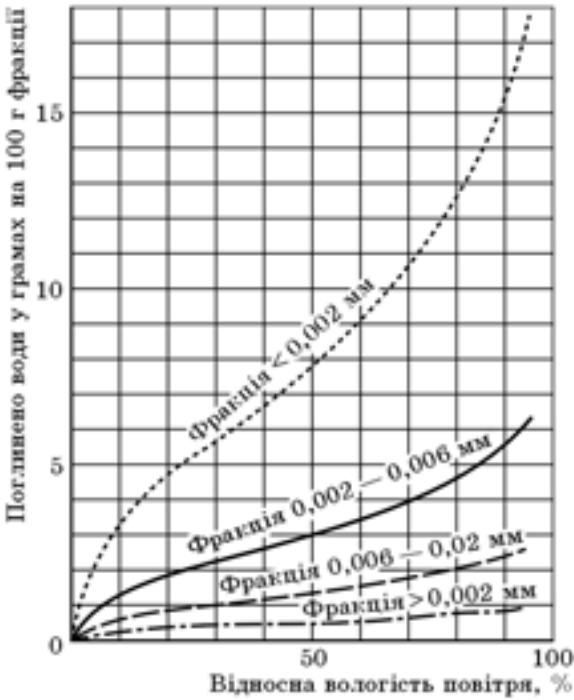


Рис. 8.2. Залежність величини сорбції водяної пари ґрунтом від відносної вологості повітря та розміру часточок

(рис. 8.2). Остання, в свою чергу, визначається ступенем дисперсності і характером кристалічних решіток і, на відміну від хімічно зв'язаної, може пересуватися в ґрунті у вигляді пари у разі зміни температури і відповідної зміни відносної вологості повітря. Для описання фізичної адсорбції — десорбції цієї категорії вологи запропоновано теорію Ленгмюра, Ле-Шательє та багатьох інших авторів. Найбільшою популярністю з них користується теорія полімолекулярної адсорбції БЕТ (з перших літер прізвищ авторів — Брунауер, Еммет, Теллер), що описує адсорбцію у вигляді типової S-подібної ізотерми з трьома

частинами — областями домінування тих чи інших типів адсорбції (рис. 8.3). Через значну міцність зв'язку з ґрунтом ця волога є недоступною для рослин.

Слабкозв'язана (плівкова) волога утворюється в ґрунті після повного його насичення пароподібною і частково сконденсованою вологою. Це рідка форма вологи, що вкриває дрібнодисперсні поверхні багатшаровими плівками. Вона утримується в ґрунті за рахунок спільної дії дисперсійних і частково іонно-електростатичних сил, що зумовлюють існування суцільної плівки довкола часток, а також меніскових сил на стиках ґрунтових часточок. За невеликого вмісту слабкозв'язана вода має підвищену в'язкість і знижену діелектричну проникність, перебуваючи під сильною дією поверхневих сил. Вона є малорухомою, а отже, майже недоступною рослинам.

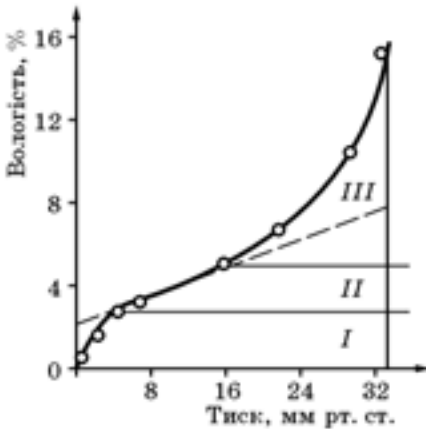


Рис. 8.3. Ізотерма адсорбції водяних парів чорноземом глибоким важко-суглинковим (за П.В. Вершиніним)

Області: *I* — мономолекулярної адсорбції; *II* — полімолекулярного шару; *III* — капілярної конденсації

Потовщення плівок, збільшення поверхні, злиття менісків спонукають рідку вологу поступово заповнювати спочатку тонкі, а потім і більші пори. У цьому стані в ґрунті домінує капілярна волога, утримувана менісковими (капілярними) силами. Оскільки при цьому дія поверхневих сил слабшає і зникає зовсім (їх дія у просторі ґрунту залежить від розміру елементарних ґрунтових часточок — чим вони дрібніші, тим більша кривизна плівки і тим сильніший зв'язок вологи з мінеральною частиною ґрунту), то така волога набуває помітної рухомості, стаючи при цьому більш доступною для рослин. Капілярні сили діють, якщо плівки мають кривизну. В разі її зникнення волога заповнює більші пустоти (шпари, пори до 3 мм у діаметрі), стаючи найбільш рухомою (підкоряється лише дії гравітаційних сил — вільна чи гравітаційна волога) (рис. 8.4).

Пароподібна вода міститься у великих пустотах і легко переміщується внаслідок термодифузії з місць більшої її пружності до меншої. Із зниженням температури пароподібна волога зріджується (конденсується).

Таким чином, у ґрунті є тверда, рідка і пароподібна категорії води та її гігроскопічна, плівкова, капілярна, гравітаційна форми, які

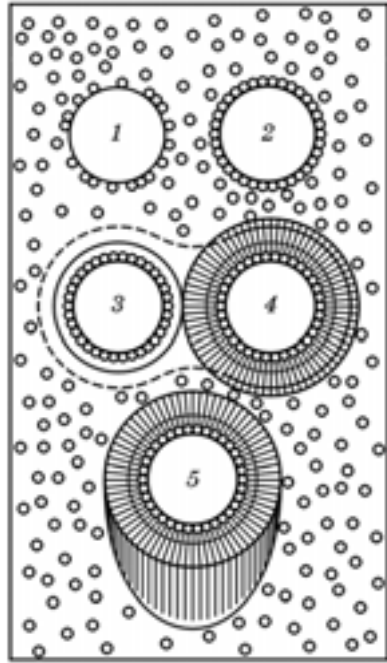


Рис. 8.4. Форми води в ґрунті (за О.Ф. Лебедєвим):

1 — гігроскопічна; 2 — максимально гігроскопічна; 3 і 4 — плівкова; 5 — гравітаційна

розрізняються властивостями, утримуючими силами, рухливістю, доступністю для рослин.

Ґрунтово-гідрологічні константи. Межі переходу однієї форми вологи в іншу називаються ґрунтово-гідрологічними константами, які можна вважати зонами якісної зміни вологи насамперед за ступенем рухливості (О.А. Роде). Відповідно до існуючих у ґрунті форм води виділяють такі ґрунтово-гідрологічні константи: максимально-адсорбційна вологоємність (МАВ), максимальна гігроскопічність (МГ), ґрунтова вологість стійкого в'янення рослин (ВВ), вологість розриву капілярів (ВРК), найменша (польова) вологоємність (НВ), повна вологоємність (ПВ). Приклад поділу форм ґрунтової вологи для суглинкових ґрунтів подано на рис. 8.5 (ліворуч — волога в нерухомому, праворуч — у динамічному стані), де зображено області переважання сил, якими вона утримується, а також діапазони її якості, різної за рухомістю. У інтервалі між повною та найменшою вологоємністю пересування вологи перебуває під спільним впливом гравітаційних та капілярних сил. Нижче від величини найменшої вологоємності до пересування вологи долучаються сорбційні сили у поєднанні з капілярними. Нижньою межею впливу капілярних сил вважають ВРК. Означені діапазони трьох основних форм води (міцно-, слабкозв'язаної та вільної) цікаві ще й тим, що, наприклад, межі існування міцнозв'язаної води збігаються з сферою впливу максимальної адсорбційної вологоємності. У спільній області слабкозв'язаної та вільної води з'являється її так звана плівково-підвішена форма. Якщо вміст вологи перевищує НВ, з'являється гравітаційна вода (просочується вниз, підперта, стікаюча, застійна тощо, залежно від ландшафтного положення ґрунту). Крім капілярної вологоємності (КВ, яка взагалі не є константою, оскільки змінюється в межах «повна — найменша вологоємність»), на рис. 8.5 зображені також інші ґрунтово-гідрологічні константи.

Реальні співвідношення форм ґрунтової вологи в профілі ґрунту показано на рис. 8.6. Так, в орному шарі дерново-підзолистого ґрунту більша частина усєї вологи є продуктивною, до того ж поєднаною зі сприятливим рівнем аерації. Униз за профілем, особливо в ілювіальному горизонті і в породі ґрунтово-гідрологічні константи погіршуються. Навпаки, у чорноземі типовому практично у всій корене-вмісній зоні вони є сприятливими для рослин.

Найбільше екологічне, агрономічне й меліоративне значення має інтервал доступної вологи між найменшою вологоємністю і вологістю розриву капілярного зв'язку. Саме в цьому інтервалі забезпечуються нормальний ріст і розвиток рослин та численної біоти ґрунту. У кожній ґрунтово-кліматичній зоні формується повний запас ґрунтової вологи, що забезпечує той чи інший рівень потреби у волозі відповідних екосистем. Наприклад, деякі зернові культури задовільно виростають за вологості, що ледь перевищує ВРК, а овочевим культурам потрібний більш високий рівень зволоження.

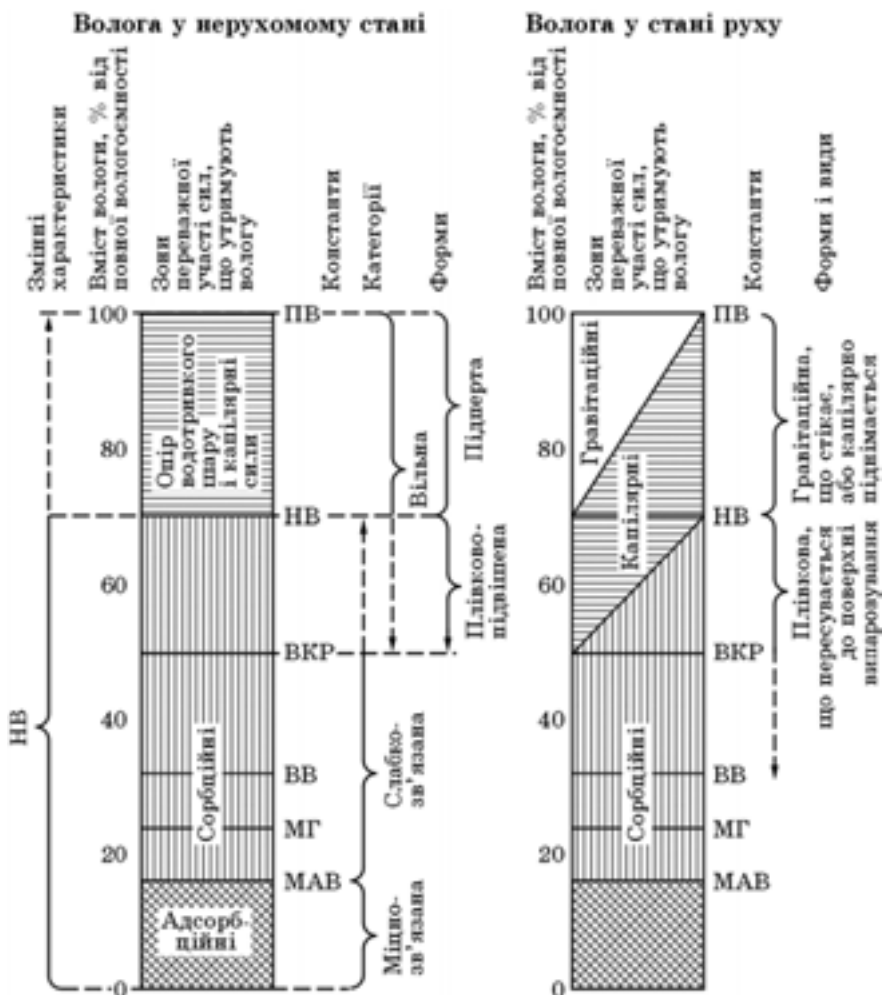


Рис. 8.5. Форми ґрунтової вологи у ґрунтах середнього та важкого гранулометричного складу (за О.А. Роде)

Розрізняють загальний запас вологи в ґрунті (визначають з урахуванням grubизни шару, щільності) і середній вміст вологи в цьому шарі. Вологість в об'ємних відсотках (масова вологість помножена на щільність) у шарі ґрунту 10 см чисельно дорівнює запасу води в цьому шарі у мм водяного стовпа (тобто, якщо в шарі 0 – 10 см міститься, наприклад, 10 % вологи, це відповідає шару води 10 мм).

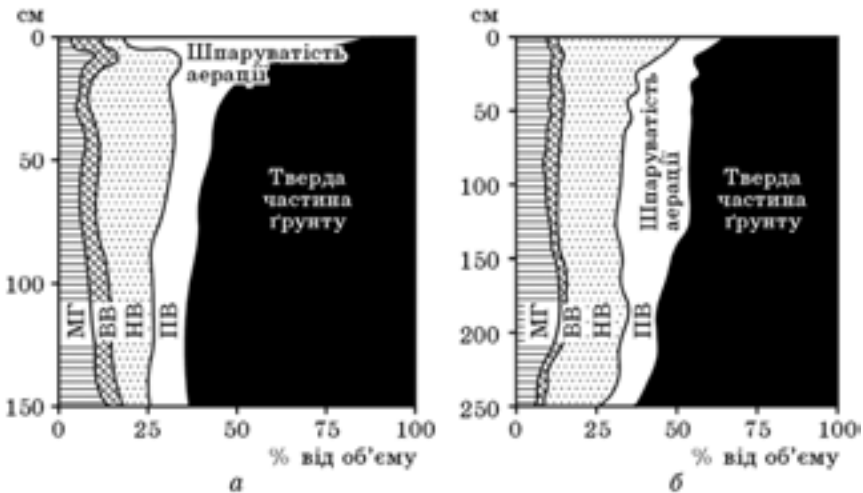


Рис. 8.6. Ґрунтово-гідрологічні константи дерново-підзолистого ґрунту (а) і чорнозему типового (б)

Знаючи пошарові запаси вологи і відповідні їй запаси при вологості в'янення, можна визначити запас продуктивної (корисної) ґрунтової вологи в певний момент, а підсумовуючи їх, — за різні проміжки часу (місяць, сезон, рік).

Водні властивості ґрунтів характеризуються сукупністю властивостей, які визначають поглинання, збереження і пересування в них води (передусім сорбцією, всмоктуванням, фільтрацією, водопроникною здатністю), а також енергетичні властивості, що становить потенціал ґрунтової вологи і всмоктувальної сили ґрунту.

Сорбція включає хемосорбцію вологи з включенням її до складу ґрунтових компонентів (наприклад, гіпсу), сорбцію пари води та адсорбцію вологи у рідкому стані і тим самим визначає собою розглянуті вище види вологості. Всмоктування і фільтрацію вважають двома стадіями *водопроникності*. Перша з них відповідає ненасиченому стану ґрунту, а друга — насиченому, коли рух вологи підпорядковується закону Дарсі і залежить від гідравлічного напору (ГН) та об'єму рідини (Q), що протікає через одиницю площі поперечного перерізу ґрунту (S) за час t :

$$K = Q/St,$$

де K — коефіцієнт фільтрації.

У свою чергу Q визначають з рівняння

$$Q = K \cdot \text{ГН}.$$

Швидкість поглинання безпосередньо залежить від величини шпаруватості і, найголовніше, від розміру шпар: чим вища шпаруватість і крупніші шпари, тим більшою буде водопроникність. Для слабкоструктурних ґрунтів водопроникність майже функціонально залежить від їхнього гранулометричного складу і щільності укладання компонентів. Для добре оструктурених ґрунтів водопроникність визначається розміром міжагрегатних шпар і залежить від ступеня окультуреності верхнього шару ґрунтів. Якщо волога надходить у сухий ґрунт, то водопроникність буває дуже значною (цей етап, названий Г.М. Висоцьким *інфлюкцією*, триває доти, поки великі пустоти, проміжки, тріщини, ходи хробаків, коренів, кротовини не заповняться вологою), а потім вона слабшає, зберігаючи при цьому свою залежність від гранулометричного складу (у дрібнозернистих послаблення відбувається різкіше, ніж у грубозернистих), оструктуреності (у добре оструктурених цей процес є більш уповільненим, ніж у погано оструктурених ґрунтах), від складу поглинених катіонів (при насиченні Na і набряканні набагато швидше, ніж при насиченні колоїдів Ca чи Fe). *Водопроникність* ґрунту є дуже змінним параметром, як у часі (динамічність), так і в просторі (строкатість) — через розбіжність щільності та інших властивостей ґрунтового покриву, нано- та мікрорельєфу, наявності неоднорідностей у профілі (насамперед шпаруватості) тощо. Якщо ґрунт пропускає за одну годину > 1000 мм води при напорі 5 см, його водопроникність є *провальною*, 1000 – 500 мм — *надвисокою*, 500 – 100 — *оптимальною*, 100 – 70 — *доброю*, 70 – 30 — *задовільною*, < 30 мм — *незадовільною* (Н.А. Качинський).

Водопідйомна здатність характеризує здатність вологи підніматися ґрунтовими капілярами. Через гідрофільність мінеральних ґрунтів їх капіляри добре змочуються водою, в них утворюються увігнуті меніски, які спричинюють поверхневий натяг, що ініціює підняття вологи. Чим тоншими є капіляри, тим вище піднімається волога. Якщо в піщаних ґрунтах максимальна висота капілярного підйому не перевищує 0,5 – 0,7 м, то в суглинистих вона є на порядок більшою (до 3 – 6 м), а в глинистих — знову зменшується (особливо помітно при їх солонцюватості). Швидкість капілярного підняття вологи також залежить від діаметра капілярів і вологості ґрунту. У посушливих (аридних) умовах підняття вологи здійснюється повільніше, ніж у гумідних. У цілому швидкість підняття вологи здійснюється згідно з кривою параболічного типу (висока швидкість на початку і подальше поступове згасання). При досягненні рівня капілярної вологості швидкість підняття вологи падає. Важливу роль при капілярному піднятті вологи відіграє температура, яка дуже впливає на в'язкість води. Капілярні підняття вологи за умови, що кореневмісний шар потрапляє в зону його впливу, набуває великого екологічного значення для ґрунтоутворення та агрономіч-

ної практики, оскільки водний і сольовий баланс, процеси оглеєння, живлення рослин та багато інших моментів є залежними від капілярного підняття вологи.

Джерела та способи пересування води в ґрунті. Найважливішим джерелом ґрунтової вологи є *атмосферні опади*, кількість і розподіл яких протягом року визначаються кліматом, а надходження до ґрунту (сніг, град, дощ) — головним чином рельєфом місцевості і фітоекологічним станом поверхні (частина їх затримується рослинністю). В Україні чітко виділяють три зони зволоження: надлишкового (надходження вологи до ґрунту перевищує її випаровування); нестійкого (витрачається і надходить до ґрунту приблизно порівну); недостатнього (випаровування переважає зволоження).

Другим джерелом надходження вологи до ґрунту є *конденсація* на поверхні ґрунту й у верхніх її шарах пароподібної вологи з атмосфери. Її кількість невелика, оскільки конденсація відбувається лише в поверхневому шарі ґрунту 10 – 15 мм завтовшки. Волога, сконденсована вночі, вранці випаровується. І тільки в грубозернистих (піщаних) ґрунтах (і породах) водяна пара з атмосфери може проникати досить глибоко (конденсуючись там, вона помітно поповнює запаси ґрунтової вологи і підґрунтових вод).

Третім джерелом ґрунтової вологи можуть бути *підґрунтові води*. Зазвичай підземні води містяться надто глибоко, що виключає їх зв'язок з ґрунтами. Проте там, де вони наближаються до поверхні — на схилах, їх шлейфах, в підшві, капілярні сили спрямовують їх до ґрунтового профілю. За відсутності опадів, коли вода лише випаровується з ґрунту, така волога суттєво поповнює її втрати з нього, сприяючи цим також засоленню ґрунтів.

Пересування води в ґрунті здійснюється під дією гравітаційних сил, капілярним, плівковим шляхом (з місць, де тиск вищий, туди, де він нижчий), і, нарешті, у вигляді пари (див. вище).

Енергетика ґрунтової вологи істотно залежить від сил, що виникають на поверхнях поділу твердих, рідких і газоподібних фаз, а також зумовлюється кривизною поверхні поділу між рідкими і газовими фазами. Ступінь їх впливу на енергетику води багато в чому залежить від структури, будови, складу (гранулометричного, мінералогічного, хімічного) твердих фаз ґрунту.

Неодмінна присутність у ґрунтовій воді розчинених речовин закономірно обмежує її рухомість. У глинистих, солонцюватих та інших схильних до набухання ґрунтах енергетика вологи потрапляє в особливо чітку залежність від поверхневих явищ у колоїдно-дисперсних системах. Чітку енергетичну дію виявляють також гравітаційні сили, температура, атмосферний тиск. Виражають результат впливу перелічених сил через потенціал води як ступінь її повної потенціальної енергії в ґрунті, адекватну питомій потенціальній енергії води в ґрунті щодо її енергії у вихідному (стандартному) ста-

ні, яким вважають стан чистої води в резервуарі, розміщеному на висоті H_0 за стандартних атмосферному тиску P_0 і температурі T_0 .

Оцінка енергетичного стану ґрунтової води ґрунтується на парціальній (питомій) вільній енергії Гіббса, яка характеризує хімічний (фактично, термодинамічний) потенціал води в ґрунті, що виражається через постулати першого (збереження енергії у теплових процесах) і другого (ентропія — зміна енергії при оборотних і необоротних процесах) законів термодинаміки (в сумі окремих — осмотичного, гравітаційного, капілярного, пневматичного — потенціалів). *Повний термодинамічний потенціал* — це *робота*, яка повинна бути витрачена для оборотного й ізотермічного (при константній температурі) перенесення з одного місця ґрунту в інше дуже малої кількості чистої води, що перебуває при атмосферному тиску і на умовному гідростатичному рівні. Окремо використовуються також і згадані *часткові потенціали* — *осмотичний потенціал*, що описує частину роботи, яка витрачається на переміщення в ґрунті води, що перебуває під фізико-хімічним впливом солей; *гравітаційний* — сил ваги; *капілярний* — плівок і капілярів; *пневматичний* — атмосферного тиску.

Потенціал вологи перебуває у діапазоні 0 – 10 000 атм. Ґрунт, повністю насичений водою без солей, має нульовий потенціал ґрунтової вологи. Висушування ґрунту сприяє зростанню її потенціалу і появі феномену всмоктувальної сили ґрунту. Потенціал ґрунтової вологи зручно виражати в pF , який означає логарифм усмоктувального тиску (1 атм. відповідає $pF = 3$). При нульовій вологості ґрунту pF досягає межі, що дорівнює семи.

Енергетична концепція ґрунтової вологи багато в чому протиставляється уявленням про ґрунтово-гідрологічні константи, оскільки заперечує наявність переломних точок на кривій водоутримання. Поділяючи вологу за природою сил, що утримують її в ґрунті, вона певною мірою ігнорує її поділ за рухомістю (точніше, за формою та швидкістю пересування). Тривалий час ці концепції конфліктували між собою, але тепер знайдено компроміс (рис. 8.7). Незважаючи на те, що залежність капілярно-сорбційного потенціалу від вологості є континуальною кривою без різких перегинів в усьому діапазоні вологості, все ж ця крива не підкоряється єдиній математичній залежності. Лише окремі ділянки кривої вдається формалізувати. Це вказує на розбіжності в характері взаємодії води з твердими фазами ґрунту при різних вологостях і станах, які є описаними вище категоріями та формами ґрунтової вологи.

Водний баланс ґрунту — це сукупність надходжень і витрат вологи в ґрунті:

$$W_0 + O + Q_{\text{ґр}} + Q_{\text{к}} = E_{\text{в}} + E_{\text{р}} + Q_{\text{і}} + Q_{\text{п.с}} + W_{\text{т}} + \Delta W,$$

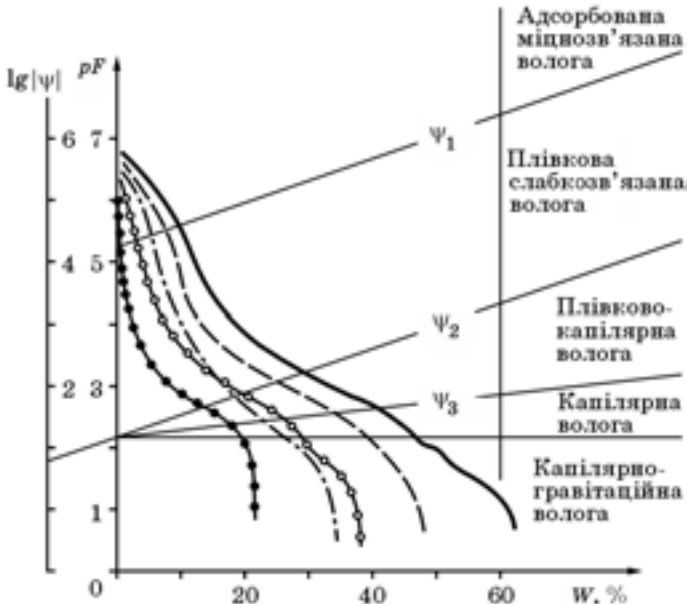


Рис. 8.7. Залежність потенціалу ґрунтової вологи ($\lg|\Psi|, pF$) від вологості ($W, \%$):

Ψ_1, Ψ_2, Ψ_3 — потенціал вологи відповідно адсорбованої міцнов'язаної, капілярно-сорбційної та капілярної

де W_0 — запас вологи в ґрунтовій товщі на початку визначеного періоду; O — сума опадів за період дослідження; $Q_{гр}$ — кількість вологи, що надійшла в ґрунт із підґрунтових вод; Q_k — величина конденсації за весь період; E_v — величина випаровування з поверхні ґрунту (фізичний випаровування); E_p — транспірація рослин; Q_i — витрати води на інфільтрацію за аналізований період; $Q_{плс}$ — величина поверхневого стоку за той самий період; W_t — запас вологи в ґрунтовій товщі наприкінці періоду; ΔW — зміна запасу вологи за той самий період.

Як і в будь-якому балансі, алгебрична сума *надходження* та *витрат* вологи повинна дорівнювати нулю. Водний баланс звичайно обмежують *часом* (багаторічний, річний, сезонний, місячний тощо) і *простором* (континент, водозбірний басейн, долинний ландшафт, поле сівозміни, еколого-генетичний тип ґрунту, його орний, підорний або інший шар тощо).

Надходження до балансу дають атмосферні опади, конденсація парів води з атмосфери, бічний приплив вологи із сусідніх ділянок

едафокатени, а також підтягування вологи з глибини чи з підґрунтових вод. *Витратами* балансу вважають фізичне випаровування з ґрунту, транспірацію, різні види відтоку за межі визначеного об'єму (в глибокі шари чи горизонти, міграція пари тощо). Якщо ΔW за досліджуваній період є нульовою, це означає, що за цей час не відбулося ні *висушування*, ні *зволоження* ґрунту.

Оскільки значущість окремих статей загального балансу є різною, для практичних цілей обмежуються найважливішими з них за формулою О.А. Роде

$$W_t = W_0 + O + Q_{\text{гр}} - (E_{\text{в}} + E_{\text{р}} + Q_1).$$

Визначення балансу вологи (з обліком усіх статей *надходження* і *витрат* вологи) є непростю процедурою, яка потребує певного ґрунтово-екологічного досвіду, відповідного обладнання (снігоміри, опадоміри, випарники, лізиметри), застосування аерокосмічних методів, комп'ютерних (інфологічних) технологій (ГІС) тощо.

Поверхневий стік та його регулювання. Частина вологи, що надійшла на поверхню ґрунту, стікає по ній, утворюючи поверхневий стік, особливо помітний навесні, під час сніготанення, влітку і восени при випаданні рясних дощів і злив. Його величина залежить від багатьох причин, у тому числі від кута схилу, кількості опадів, їх інтенсивності, водопроникності ґрунту, його вологості, оструктуреності, агрофону, глибини промерзання. Коефіцієнт стоку (відношення кількості вологи в ньому до кількості опадів, що випали, %) змінюється від 100 до 0 % залежно від метеорологічних та інших умов. У окремі роки майже вся снігова вода втрачається з поверхневим стоком, в інші — повністю всмоктується в ґрунт. Загалом, чим меншим є запас снігу, тим сильніше промерзає ґрунт і більшим стає коефіцієнт стоку.

Із ділянок, вкритих лісом, лучними, степовими травами, сільськогосподарськими культурами суцільного висіву, стік мінімізується порівняно з ріллею. Ґрунт у лісі ще до початку сніготанення встигає відтанути, а на ріллі він ще довго залишається глибоко промерзлим. При цьому в лісі сніготанення сповільнюється, внаслідок чого вода надходить рівномірно, встигаючи повністю всмоктатися у ґрунт. Наявність лісової підстилки і краща оструктуреність лісових ґрунтів також сприяють збільшенню їх водопроникності проти орних ґрунтів.

Процес поверхневого стоку включає кілька етапів, першим з яких є безстічний, оскільки на початку дощу стік не утворюється — всі опади йдуть на заповнення поглиблень і нерівностей ґрунту (поверхневу акумуляцію) і просочування у ґрунт (*інфільтрація*), а частина їх затримується листям і стеблами рослин. Другий етап започатковується появою перших струмків поверхневого стоку, третій —

відповідає формуванню повного стоку з усієї площі водозбірного басейну, а четвертий (останній) — продовженню стоку після дощу. Це спрощена схема стоку, який у реальних ландшафтних умовах є значно складнішим через нерівномірність дощів, гетерогенність ґрунтово-екологічних та багатьох інших впливових чинників.

Танення снігу формує стік за майже аналогічними закономірностями. Спочатку вся вода затримується снігом, вологемність якого може досягати 50 %, а також у нерівностях, нано- та мікропоглибленнях водозбірного басейну. Їх заповнення забирає немало води. Мерзлі прошарки ґрунту і крижана кірка стримують просочування. На відміну від дощів, найбільші втрати спостерігаються не на початку, а наприкінці сніготанення. Нерівномірне залягання снігу зумовлює специфічну динаміку й територіальну строкатість процесів сніготанення. Спочатку сніг тоне на відкритих місцях і на південних схилах, потім — у глибоких зниженнях і, нарешті, — у заростях чагарників і в лісі. Коефіцієнт стоку від сніготанення звичайно перевищує коефіцієнт стоку від дощів, проте у південних регіонах сніг іноді відтає весь, не утворюючи стоку (особливо в разі затяжного сніготанення, при малих його запасах і на слабкопромерзлих ґрунтах).

Прогноз поверхневого стоку та його інтенсивності є важливим інженерно-екологічним завданням, вирішення якого дає змогу агрономам, землевпорядникам, фермерам розробляти раціональні заходи захисту сільськогосподарських територій від руйнівних наслідків стоку. При його вирішенні використовують багаторічні стокоформувальні параметри клімату (ймовірність акумуляції снігу, швидкість його танення), а також параметри поверхні (ступінь зволоженості, інфільтраційну здатність, тип агрофону) і складають прогнози максимальної витрати талих і зливових вод.

Поверхневий стік в Україні може утворюватися вже при інтенсивності дощу 0,5 мм/хв і загальному шарі опадів понад 15 – 20 мм.

Поталі води часто стікають з ланів, змиваючи при цьому верхні найродючіші горизонти ґрунту, ініціюють виникнення яруг, посилюють дефіцит вологи, вкрай небажаний для сільськогосподарського виробництва (особливо в Україні, де посушливі роки є звичайним явищем). Найбільш радикальним засобом поповнення водних ресурсів є регулювання стоку (бажано з повною його затримкою на ланах, у зниженнях рельєфу тощо).

Регулювання стоку здійснюють різними агролісомеліоративними, агротехнічними та іншими засобами (управління сніготаненням, глибиною і напрямком обробітку, облаштування різних уловлювачів стоку — щілин, лунок, валів тощо), які, однак, діють далеко не завжди ефективно. Керування стоком стає ефективним лише за умови ретельного обліку всіх ландшафтно-біокліматичних особливостей з вибором адекватного їм екологічно орієнтованого комплексу

су згаданих вище заходів — складових блоків регіональної проти-ерозійної (Г.І. Горохов) організації території. Наприклад, у Степу і південному Лісостепу рекомендується провадити (Г.П. Сурмач):

- глибоку зяблеву оранку на 27 – 30 (35) см — звичайну (з оборотом шару), ґрунтопоглиблювальну (без обороту — плоскорізню) та снігозатримання;
- окультурювання ґрунтів (формування добре гумусованого глибокого орного шару);
- створення на ріллі водоемного мікро- та нанорельєфу з розпущеним ґрунтом — зменшує стік на 10 мм, а під просапними затримує зливові опади, вдвічі більші за ємність мікрорельєфу;
- перехоплення стоку на межі й усередині ланів лісосмугами, посиленими найпростішими гідротехнічними спорудами;
- застосування в сильноеродованих ландшафтах ґрунтозахисних сівозмін;
- створення лісолучного поясу біля гідрографічної мережі тощо;
- на сильно порізаних вимоїнами та яругами схилах вирівнювання та часткове засипання їх схилів у комплексі з водорегульовальними валами і травосіянням;
- регулювання скидання непоглиненої стічної води для зменшення змиву і розмиву ґрунтів;
- закріплення активних вершин яруг (залісенням та залуженням сильноеродованих крутосхилів і берегів гідрографічної мережі тощо).

Водний режим ґрунтів діагностується за коефіцієнтом зволоження ($KЗ$), розрахованим методом Г.М. Висоцького:

$$KЗ = \Sigma_{\text{оп}} / E,$$

де $\Sigma_{\text{оп}}$ — сума опадів за рік, мм; E — випаровуваність (максимум вологи, здатної випаруватися з відкритої водної поверхні) за рік, мм.

Залежно від величини $KЗ$ виділяють промивний (>1), періодично промивний (>1 , <1), непромивний (близько 1), випітний (<1) типи водного режиму, до яких О.А. Роде додав мерзлотний, іригаційний, заплавний (рис. 8.8).

Промивний (пермацидний) тип вирізняється щорічним промочуванням усієї товщі ґрунто-підґрунтя до підґрунтових вод. Частина атмосферних опадів просочується через ґрунт і втрачається з ґрунтовим стоком. Цей тип водного режиму характерний для багатьох ґрунтів лісової зони, у тому числі й Українського Полісся, сприяючи формуванню в цих умовах дерново-підзолистих ґрунтів.

Періодично промивний тип є характерним для регіонів з приблизно однаковою річною величиною опадів і випаровування (північ Лісостепу, де домінують опідзолені, у тому числі чорноземні, ґрунти). Залежно від умов року (кількості опадів) формується промивний або непромивний тип водного режиму.

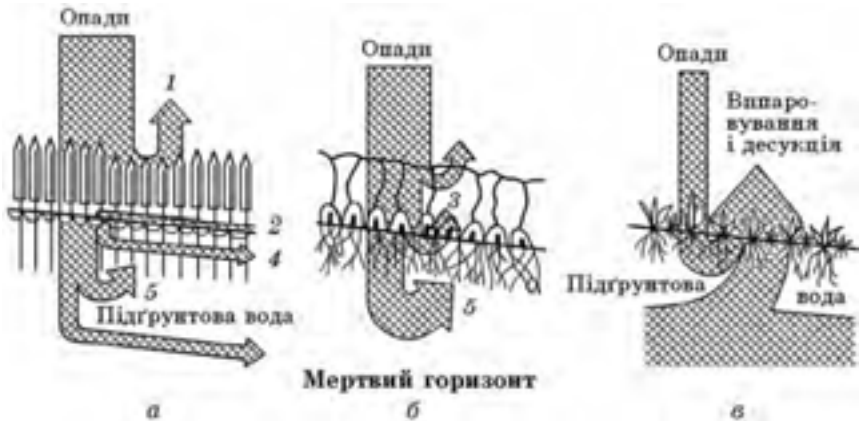


Рис. 8.8. Схема промивного (а), непромивного (б), випітного (в) типів водного режиму (за О.А. Роде):

- 1, 3 — випаровування з поверхні відповідно рослин і ґрунту, 2 — поверхневий стік;
4 — внутрішньогрунтовий стік; 5 — волога, що йде для живлення рослин (десикація рослинним покривом)

Непромивний тип формується на територіях степу і напівпустель із чорноземами звичайними, південними, каштановими ґрунтами, де опадів випадає менше, ніж випаровується, глибина промокання є невеликою, а між нею і капілярною облямівкою лежить шар з постійною вологістю, близькою до вологості в'янення (мертвий горизонт).

Випітний (ексудативний) тип притаманний ландшафтам з близьким заляганням підґрунтових (нерідко засолених) вод, за участю яких формуються солончакові та солонцюваті ґрунти сухих степів, напівпустель і пустель.

Мерзлотний (криогенний) тип характеризується наявністю багаторічної мерзлоти, що діє як водопор, над яким утворюється верховодка. Із цієї причини ґрунти, де домінує цей тип (північні території, тундра), перезволожені й оглеєні.

Тригаційний тип зрошуваних територій, залежно від сезону року, може змінюватися від промивного (за інтенсивного зрошення) до випітного (без штучної подачі води).

Заплавний тип відрізняється затопленням найнижчого гіпсометричного рівня річкової долини повеневими та паводковими водами, алювіальністю, гідроморфізмом тощо.

Типи водного режиму поділяють на підтипи (О.А. Роде, В.А. Ковда, та ін.): *промивний* — тайговий, напівболотний, болотний, ґрунтово-тайговий, ґрунтово-напівболотний, ґрунтово-

болотний, тайговий глибокопромивний; *періодично промивний* — лісостеповий і степовий потускулярний; *непромивний* — степовий з глибоким сухим горизонтом і степовий; *випітний* — лучно-степовий, лучний і солончаковий.

Регулювання водного режиму здійснюють з метою оптимізації умов зволоження. В Україні дуже мало природних ландшафтів, де без додаткових заходів забезпечується агроекологічно оптимальний режим зволоження, через що його доводиться поліпшувати. У зоні Полісся необхідно звільнитися від надлишку вологи, тут потрібно в кореневмісному шарі залишити стільки води, скільки потребує польова культура для транспірації і, відповідно, одержання досить високого врожаю. У Степу, навпаки, варто широко використовувати полив. Однак і в більш помірному кліматі епізодично спостерігається дефіцит або надлишок води, які слід коригувати.

Дефіцит вологи (передусім у верхніх шарах ґрунту) є особливо нищівним на початку вегетаційного періоду. Наприкінці літа в степових регіонах у кореневмісному шарі ґрунту запаси доступної вологи стають зовсім незначними, тому її вміст до наступної весни майже повністю визначається кількістю пізньоосінніх опадів, а також ступенем використання поталих вод. Створення значних запасів вологи в ґрунті навесні повинно розпочинатися з осені за допомогою зяблевого обробітку впоперек схилу (де реально існує небезпека втрати води з поверхневим стоком), снігозатримання (там, де формується стійкий сніговий покрив), формування куліс (одночасно гальмують швидкість вітру і перешкоджають розвитку ерозії та дефляції) і лісосмуг (перешкоджають здуванню снігу з ланів).

Весняне збереження вологи в ґрунті передбачає створення обробітком мульчуючого шару ґрунтів з дрібних агрегатів, що перешкоджає фізичному випаровуванню — це боронування та міжрядні розпушування. Поля необхідно очищати від бур'янів, які непродуктивно витрачають надто багато вологи, а до сівозмін слід включати одне-два поля чорного пару.

Водний режим перезволожених ґрунтів регулюють розпушуванням підорного шару, створенням грядок і гребенів на поверхні для садіння картоплі, профілюванням схилів для безпечного відведення вологи. Але в цих умовах найефективнішим є осушення з одночасним відведенням зайвої вологи та її подачею в періоди, коли верхні шари ґрунту пересихають і культури без води гинуть. Загалом для регулювання водного режиму застосовують екологізований комплекс гідротехнічних, агролісо- та фітомеліоративних, агротехнічних та інших заходів.

Підґрунтові води — це перший від поверхні постійний горизонт підземних вод. Часом формується їх тимчасовий рівень — верховодка, яка збирається у вигляді несучільного шару вологи над лінзами водонепроникних порід за низхідного току (інфільтрації)

атмосферної вологи. Запаси такої води є невеликими, нестійкими в часі (у маловодні роки вони відсутні) і невеликі за площею. Із цієї причини вплив верховодки на ґрунтотворення і родючість є незначним (локальним і тимчасовим). Якщо ж водоносний горизонт залягає неглибоко, а капілярна облямівка охоплює ґрунтовий профіль, то за таких умов підґрунтова вода стає важливим чинником ґрунтотворного процесу і, відповідно, родючості. Однак агроекологічна оцінка її впливу може бути як позитивною, так і негативною (передусім, за підвищеної мінералізації).

В Україні значно поширені різні типи підґрунтових вод, приурочених до давньоалювіальних товщ річкових долин Полісся, Лісостепу та Степу, флювіогляціальних відкладів, передгірних і гірських зон, узбережжя морів тощо. Вони розрізняються за дебітом, коливаннями рівнів, швидкістю руху, сольовим складом. Їх живлення визначається кількістю атмосферних опадів, рельєфом, випаровуваністю, літогенетичними чинниками. Із північного заходу на південний схід України глибина залягання підґрунтових вод знижується, а їх мінералізація зростає. У Поліссі переважають їх глибини менше від двох, а то й 1 м, отже, вплив підґрунтових вод на ґрунтотворення тут є найбільш виразним, оскільки формуються оглеєні та заболочені ґрунти. У плакорових ландшафтах Лісостепу та Степу підґрунтові води поглиблюються до 5 – 10 м і глибше, а їх мінералізація часом перевищує 5 г/л. Із цієї причини тут майже не трапляється зональних оглеєних ґрунтів, за винятком подів і блюдець на молодих (пізньопліоценових) лесових терасах — прилуцько-удайській (однолесовій) тощо. Але там, де підґрунтові води залягають вище від рівня 4 – 5 м, утворюються ґрунти, засолені тією чи іншою мірою.

Кількість і хімізм солей у підґрунтових водах вирішальним чином впливають на морфогенетичні властивості ґрунтового профілю. Заболочування зазвичай супроводжує ґрунтотворення на плоских рівнинах, складених легкими породами, підстеленими на деякій глибині водонепроникними глинами. За таких ландшафтних умов ґрунтово-підґрунтові води мають постійний взаємозв'язок з ґрунтом. Вирівняність ландшафту перешкоджає їхньому стоку, а літологічно зумовлена збідненість материнських порід пояснює відсутність у них солей. На ґрунтах, зв'язаних з ґрунтово-підґрунтовими водами, поселяються рослини переважно з низькими величинами транспірації. Внаслідок цього і десукція тут є мінімальною, що також сприяє накопиченню вологи.

Заболочування прісними водами спричинює оглеєювання материнської породи, а в подальшому — плямисте, не суцільне, мозаїчне, залізисто-гумусне оглеєння *I*-горизонту, після чого на поверхні починається торфоутворення, що посилюється з підняттям рівня підґрунтової води. У такий спосіб формується торф'яно-глейовий ґрунт, який еволюціонує в торфовище.

За іншою схемою відбувається заболочування жорсткими підґрунтовими водами з високим вмістом $\text{Ca}(\text{HCO}_3)_2$, зумовленим їх контактом з вапняками, мергелями, карбонатними моренами та іншими збагаченими кальцієвмісними породами. Основною особливістю сформованих за їх участю дерново-підзолисто-глейових ґрунтів є оглеєння з накопиченням гумусу за нейтральної реакції. Цьому сприяє надлишкове зволоження (пригнічує окисні процеси) та наявність бікарбонату кальцію (закріплює гумусові сполуки). Присутність у воді гідролітично лужних солей є причиною нейтралізації органічних кислот, що утворюються при розкладанні фіторешток. Тому реакція гумусового горизонту у таких ґрунтах є нейтральною. При контакті ґрунтового профілю із залізистими підґрунтовими водами в ньому утворюються оруденілі вохристі прошарки внаслідок окиснення закисних сполук заліза.

Регулювання рівня підґрунтових вод у ґрунтах з явними ознаками оглеєння або засолення рекомендується здійснювати за рахунок зниження їх рівня різними методами відкритого чи закритого дренажу. Особливої уваги заслуговують підґрунтові води при зрошенні. Систематичний контроль за ними тут є обов'язковим, оскільки в процесі зрошення підґрунтові води мають тенденцію до підняття. Відповідно зростає небезпека вторинного засолення, передусім у ландшафтах Лісостепу і особливо Степу, де підґрунтові води, як правило, є тією чи іншою мірою засоленими.

Зменшення втрат води зі зрошувальної мережі на фільтрацію затримує підняття рівня підґрунтових вод і, отже, є запобіжним засобом боротьби з підвищенням їх рівня при зрошенні. Цьому ж сприяє правильна експлуатація мережі. При поливах до неї не повинно надходити води більше від передбаченої проектом водокористування. Водорозподіл повинен забезпечувати оптимальність режиму поливу і здійснюватися з найменшими перекиданнями води по каналах, що зменшує її втрати на фільтрацію. Максимізація ККД поливної води повинна бути лейтмотивом екологізованої системи агромеліоративних заходів, водночас спрямованих на запобігання небажаному підняттю рівня підґрунтових вод:

- максимальна фітопокритість ланів культурною рослинністю, яка зменшує випаровування води та гальмує підтягування солей з підґрунтових вод;
- культивування багаторічних трав, яке оптимізує фізичні властивості, що також знижує випаровування і запобігає соленакопиченню;
- ошадливі способи поливу (лише поповнення дефіциту найменшої вологості);
- постійне розпушування поверхні ґрунту в раціональній системі його обробітку і живлення рослин.

У ландшафтах Полісся зниження рівня підґрунтових вод рекомедується здійснювати осушувально-зволожувальним способом (агромеліоративні системи подвійного регулювання) з розрахунку створення достатньо глибокого кореневмісного шару та можливого його поповнення збереженою прісною водою в періоди гострої потреби рослин у воді. У Степу вторинне використання дренажних вод для зрошення обмежується їх мінералізацією, через що вони зазвичай стікають у штучні чи природні зниження, водойми, ріки.

8.3. Повітря в ґрунті і повітряний режим ґрунтів

Повітря в ґрунті є його невід'ємним компонентом, зосередженим у поровому просторі (шпарах) і представленим газовою сумішшю N_2 , O_2 , CO_2 (табл. 8.10) з домішкою при анаеробних процесах H_2 , H_2S , CH_4 , NH_3 . Повітря, не менш важливе за воду, на відміну від неї є мобільною частиною ґрунту, надзвичайний динамізм якої щонайчіткіше індукує еколого-біогеохімічну ритміку ґрунтоутворення. Кількість і склад ґрунтового повітря суттєво впливають на розвиток та функціонування рослин і мікроорганізмів, на розчинність і профільну міграцію хімічних сполук у складі ґрунтових розчинів та на інтенсивність і спрямування ґрунтоутворних процесів. Як поглинач ґрунт завжди вбирає атмосферні гази, у тому числі і промислові токсичні газові викиди, беручи участь у пурифікації біосфери. Цим пояснюється значний інтерес до вивчення ґрунтового повітря.

Таблиця 8.10. Склад ґрунтового й атмосферного повітря, об'ємних %

| Склад повітря | Атмосферного | Ґрунтового |
|-----------------|--------------|------------|
| Азот | 78 | 78 – 80 |
| Кисень | 21 | 0 – 20 |
| Вуглекислий газ | 0,03 | 0,1 – 15 |

Переважає більшість рослин, передусім культурних, не можуть, як і тварини, існувати без постійного притоку кисню (оптимум — 20 %, мінімум 0,5 – 2,5 – 5,0 %) до їх коріння за одночасного виведення з ґрунту вуглекислого газу, при вмісті якого понад 2 – 3 % рослин пригнічуються. Ізольований від атмосферного повітря ґрунт повністю витрачає свій кисень усього через кілька діб. Отже, ґрунтового повітря забезпечує живі організми киснем лише за умови постійного обміну (аерація, газообмін) з атмосферним повітрям, яке є природною сумішшю (гомосферою) двох макрогазів — інертного N_2 і спонтанно реактивного O_2 ($78,084 + 20,946 = 99,03$ % об'ємних), неодмінно розбавлених інертним Ar (0,934 %) з його аналогами (Ne , 4Ne і 3He , Kr , Xe) та нестабільними H_2 ($H_2 + O_2 = H_2O$), CH_4

($\text{CH}_4 + \text{O}_2 = \text{CO}_2 + \text{H}_2\text{O}$) і N_2O ($2\text{N}_2\text{O} = 2\text{N}_2 + \text{O}_2$). Правильніше говорити про чотири компоненти сухого повітря (азот + кисень + аргон + + вуглекислий газ = 99,99) або п'ять — завжди зволоженого водяною парою повітря. У ньому також постійно є аерозолі, складені твердими та зрідженими частинками біогенного, техногенного, гідрогенного (з моря — хлориди, броміди, йодиди), вулканогенного та іншого походження. Газообмін сприяє вирівнюванню складу атмосферного та вільного ґрунтового повітря, але про повний їх збіг не може бути й мови. На відміну від гомогенізованого складу атмосфери склад ґрунтового повітря є вкрай динамічним, особливо за вмістом кисню та вуглекислого газу внаслідок інтенсивного споживання кисню та не менш інтенсивного продукування CO_2 . Процеси коригуються швидкістю аерації — в добре аерованих оструктурених ґрунтах з оптимальними агрофізичними властивостями вміст CO_2 в ґрунтовому повітрі впродовж вегетації не перевищує 1 – 2 %, а вміст O_2 не знижується менше від 18 %. На перезволожених розорюваних ґрунтах важкого гранулометричного складу вміст CO_2 може перевищувати 4 – 6 %, вміст O_2 падати нижче від 15 % і навіть зникати з торф'яно-болотних ґрунтів, де при цьому різко підвищується до 20 % і більше концентрація CO_2 , з'являються CH_4 , H_2 , NH_3 тощо.

Окрім *вільного* (яке міститься у вивільнених від води порах) у ґрунті є також *адсорбоване* (див. вище) і *розчинене* (передусім при зниженій температурі) в ґрунтовому розчині повітря. Особливо добре (1,13 г/л при 10 °С) розчиняється CO_2 (а також аміак, сірководень — 2,5 – 3,3 г/л) на відміну від кисню (всього 0,03 г/л). Насичення ґрунтового розчину CO_2 відіграє неабияку педохімічну і еколого-біогеохімічну роль. Такий розчин стає агресивним до більшості важкорозчинних карбонатів, передусім кальциту CaCO_3 , доломіту $\text{CaCO}_3 \cdot \text{MgCO}_3$, магнезиту MgCO_3 , сидериту FeCO_3 , малахіту $\text{Cu}(\text{OH})_2 \cdot \text{CuCO}_3$, які стають при цьому міграційно активними як у межах ґрунтового профілю, так і в парагенетично поєднаних ландшафтах загалом. Винос (вилуговування) карбонатів під дією підвищеної концентрації CO_2 в ґрунтовому повітрі, а отже, і в ґрунтовому розчині отримав назву *декарбонатизації*, зумовленої зсувом ліворуч відомої геохімічної рівноваги:



Цей процес є значно поширеним в активно зрошуваних ґрунтах. Найбільш екоінформативним показником біологічної активності ґрунтів є так зване «дихання ґрунтів» (*Дк*), яке характеризується швидкістю виділення CO_2 за одиницю часу з одиниці поверхні. У процесах з нормальним кисневим *диханням ґрунту*

відбувається точно нормований еквівалентний обмін O_2 на CO_2 ($Dk = C_{CO_2}/C_{O_2} = 1$), але в багатьох випадках спостерігається відхилення в той чи інший бік від нормального обміну — при розкладанні ліпідів (жирів) Dk знижується до 0,7, при розчиненні CO_2 та зв'язуванні його в гідрокарбонати — до 0,2, а при розкладі киснезбагачених речовин Dk стає більшим від одиниці. Загалом його інтенсивність коливається від 0,01 до 1,5 г/м² за 1 год і залежить не лише від суто ґрунтових або погодних умов, а й передусім від фізіо-біохімічних особливостей фіто- та мікробіоценозів, фенофази рослин, їх густоти тощо. «Дихання ґрунту» характеризує біологічну активність ґрунтово-ценоотичних екосистем у кожен конкретний період часу і його екстремуми можуть бути екологічними індикаторами спрямованості найважливіших для них процесів.

Мікрогази (N_2O , NO_2 , CO , CH_4 , C_2H_6 , C_2H_2 , H_2 , H_2S , NH_3 , PH_3 , меркаптани, терпени, спирти, ефіри, пара органічних і мінеральних кислот) надходять до ґрунтового повітря внаслідок метаболічних процесів мікроорганізмів, трансформації органогенних речовин, добрив, пестицидів, а також техногенним шляхом. Концентрація мікрогазів і летких компонентів зазвичай не перевищує $1 \cdot (10^{-9} \dots 10^{-12})$ %, але цього може бути цілком досить, для того щоб загальмувати, а то й паралізувати повністю біологічні процеси в ґрунтах.

Кисень забезпечує перебіг усіх аеробних ґрунтових процесів, жоден з яких не відбувається поза його участю. Тільки за достатнього вмісту кисню в ґрунтовому повітрі активно розвиваються корені, трансформуються в доступні форми елементи живлення рослин, поглинається волога, здійснюються мікробіологічні та біохімічні (у тому числі ферментативні) процеси. Дефіцит кисню спричинює різке зниження ОВП, посилює анаеробіозис, призводить до утворення токсичних для рослин редукованих сполук, погіршуючи цим більшість показників родючості (табл. 8.11).

Нормальний перебіг аеробних процесів у гумусовому горизонті забезпечується за оптимальних параметрів температури і вологості при вмісті не менше ніж 2,5 – 5,0% кисню в ґрунтовому повітрі (інакше створюються передумови для анаеробних процесів). Температура і вологість ґрунту істотно коригують ці параметри — скажімо, дефіцит вологи і низькі температури пригнічують біологічні процеси, значно знижуючи цим потребу в кисні.

Не менш важливим для ґрунтогенезу є вуглекислий газ, екологічна роль якого визначається насамперед тим, що в його присутності стають розчинними, а отже, доступнішими для рослин багато сполук, активізуються міграційні потоки, але основне — CO_2 є головним учасником фотосинтезу. Значну частину (до 70%) вуглекислоти для його забезпечення рослини споживають із ґрунту. Також очевидною є й негативна роль вуглекислоти — в підвищених концентра-

ціях вона пригнічує проростання насіння, отже, знижує врожай тощо.

Таблиця 8.11. Вплив аеро- та анаеробіозису на властивості орного шару дерново-підзолистого ґрунту, мг/кг (Fe, Mn у 0,1 н. H_2SO_4 1 групи, за Чириковим)

| Варіант | pH _{KCl} | rH ₂ | FeO | MnO | NNO ³⁻ | P ₂ O ₅ |
|------------------------|-------------------|-----------------|------|------|-------------------|-------------------------------|
| Анаеробіозис, 60 % ПВ | 7,5 | 17,5 | 153 | 760 | 0 | 3,8 |
| Анаеробіозис, 120 % ПВ | 6,6 | 15,0 | 2420 | 1250 | 0 | 2,6 |
| Аеробіозис, 60 % ПВ | 5,2 | 29,0 | 22 | 245 | 128 | 6,1 |

Співвідношення $CO_2 : O_2$ в профілях різних ґрунтів дуже варіює. У недиференційованих ґрунтах воно є монотонним, а в диференційованих мінливим — в ілювіальних горизонтах, у глибоких шарах із наближенням до підґрунтових вод вміст вуглекислого газу зростає, а кисню — падає.

Основними джерелами ґрунтового повітря є атмосферне повітря і гази, продукovanі в ґрунті різноманітними біологічними процесами, а гази з глибин літосфери відіграють тут значно меншу роль. У ґрунт регулярно потрапляють також гази, розчинені в метеорній (атмосферній) воді. Анаеробні процеси постачають до ґрунтового повітря CH_4 , H_2S , NH_3 та інші гази метанової групи, аеробні — переважно CO_2 . Іноді до ґрунту проникають навіть вуглеводневі (паливні) гази, які надходять туди з нафтових родовищ, а також гази болотного походження з морських, озерних, річкових мулів, гази, утворювані при численних хімічних реакціях (при переході бікарбонатів у карбонати, процесах окиснення-відновлювання тощо).

Поглинання ґрунтового повітря твердими фазами ґрунту, як вже зазначалося, відбувається згідно із законами неполярної (молекулярної) адсорбції. При цьому позитивна адсорбція газів твердою поверхнею ґрунту посилюється зі збільшенням тиску газів (концентрації) і гальмується з підвищенням температури. Гази адсорбуються ґрунтом у такій послідовності: $H_2 < N_2 < O_2 < CO_2 < NH_3 < H_2O$. Цей ряд показує, що основні гази повітря — кисень і азот — адсорбуються твердими фазами ґрунту слабше, ніж пароподібна (і рідка) волога, яка буквально витісняє адсорбовані поверхнею ґрунту основні гази повітря. Із цієї ж причини максимально адсорбують гази сухі ґрунти, у вологих ця здатність слабшає, досягаючи майже нуля в перезволожених ґрунтах.

Повітряний режим ґрунту визначається *повітроємністю* і *повітропроникністю*, а також сукупністю всіх процесів надходження повітря до ґрунту, його пересування і газообміну між ґрунтом і атмосферою. Середній вміст O_2 (20 %) і CO_2 (0,2 %) у ґрунті постійно змінюється через порушення процесів аерації. Так, після сильного дощу або поливу кількість CO_2 в ґрунтовому повітрі суттєво збіль-

шується, а O_2 , навпаки, зменшується. Це може ненадовго (на дві – три доби) пригнічувати біологічні процеси у ґрунтах, після чого характерний для певного ґрунту відносно постійний склад повітря завдяки газообміну відновлюється.

Газообмін між ґрунтом і атмосферою контролюють:

- дифузія газів — основний механізм газообміну, тобто їх перетікання з місць підвищеного парціального тиску до місць зниженого;
- зміна барометричного тиску — його підвищення посилює надходження повітря до ґрунту, а зменшення сприяє емісії газів з ґрунту;
- зміна температури — охолодження ґрунту супроводиться проникненням у нього атмосферного повітря, нагрівання — втратами;
- атмосферні опади, які водночас збагачують ґрунтове повітря киснем, зменшуючи при цьому кількість вуглекислоти у ньому;
- вітер, що сприяє перемішуванню атмосферного повітря з ґрунтовим;
- гранулометричний склад, мікро- і макроструктура — чим легшими є ґрунти і чим більш оструктуреними є ґрунти важкого гранулометричного складу, тим інтенсивнішим стає газообмін;
- вологість ґрунтів — з підвищенням вологості (особливо НВ) погіршується газообмін, а при заповненні шпар вологою газообмін взагалі припиняється.

Унаслідок газообміну в ґрунт проникають різні кислоти, аміак, солі, органічні сполуки, техногенні викиди, мікроорганізми і навіть космічний пил, що містяться в повітрі. Проте, незважаючи на активний газообмін, вміст азоту у ґрунтового повітрі завжди відрізняється від атмосферного, оскільки він постійно зв'язується азотофіксуючими мікроорганізмами, в результаті чого його вміст у ґрунтового повітрі тенденційно знижується. Зате денітрифікація, яка супроводжує розпад білків та інших азотовмісних сполук, сприяє підвищенню вмісту азоту в ґрунтового повітрі.

Особливо сильно впливають на склад ґрунтового повітря волога і температура ґрунту. Зі збільшенням вологості зменшується повітроємність, порушується система повітропровідних шпар, а разом з нею — газообмін і відведення газів з ґрунту. Вологість і температура, у свою чергу, визначають інтенсивність біохімічних (ферментативних) перетворень, а отже, інтенсивність споживання кисню і продукування вуглекислого газу. За оптимальної вологості і температури біологічні процеси виражені максимально, тому концентрація кисню мінімальна, а вуглекислого газу — максимальна. В разі відхилення вологості і температури від оптимуму концентрації газів змінюються (O_2 — збільшуються, CO_2 — зменшуються), визначаючи цим характер повітряного режиму ґрунтів у річному, сезонному циклах, після дощу, посухи, зрошення тощо.

Ущільнення ґрунту, погіршуючи аерацію, призводить до збагачення на тривалий час ґрунтового повітря вуглекислим газом, що оцінюється негативно.

У вологі роки у ґрунтовому повітрі спостерігається накопичення максимальних кількостей CO_2 . Під деревною рослинністю ґрунтове повітря містить вуглекислого газу також більше, ніж у полі, зайнятому сільськогосподарськими культурами.

Постійно перезволожені ґрунти мають особливо високий (1–2, навіть 7 %) вміст вуглекислого газу, а кисню — знижений до 19 і навіть 13–14 % (ці критичні значення є характерними для оглеєних ґрунтів).

Виходячи з описаних закономірностей, вибирають заходи регулювання повітряного режиму ґрунтів. Будь-який обробіток (особливо глибокий полицевий з інтенсивним розпушуванням ґрунту) сприяє поліпшенню аерації, а водночас — газообміну, поглинанню кисню, і за оптимальних параметрів вологості і температури — активному продукуванню вуглекислого газу. Цьому сприяють осушення, а також усі заходи щодо поліпшення фізичного стану й оструктурювання ґрунтів.

Угноєння також коригує склад ґрунтового повітря, але ненадовго — через активний газообмін ґрунтового та атмосферного повітря зі швидким зрівноважуванням його складу. Із цієї ж причини гомогенізується склад повітря в тропосфері (до 18 км) та приземному її шарі — внаслідок вертикальних і горизонтальних конвекційних перемішувань повітря.

8.4. Поживний режим (трофність) ґрунтів

Цей блок режимних характеристик ґрунту є дуже складним і суперечливим у деталях, розгляд яких в подробицях є основним змістом сучасної агрономічної хімії (Д.М. Прянишніков, О.В. Петербургський, Б.О. Ягодін, П.А. Власюк, М.М. Городній). Тут же передбачається лише короткий опис його суто ґрунтогенних (генетичних, ґрунтово-екологічних, біогеохімічних) аспектів, зумовлених поведінкою в ґрунтах макро- (N, P, K, Ca, Mg) та мікроелементів (Fe, Mn, Zn, Cu, Co, Mo, V). Поживний режим ґрунтів (їх трофність) поряд з водою, повітрям, енергетикою є найважливішим блоком ґрунтової (загалом біосферної) родючості в розумінні В.Р. Вільямса (див. розд. 9).

Азотний режим ґрунту пов'язаний в основному на старті з гумусовими сполуками, рослинними рештками різного ступеня розкладу та мікробною плазмою. На органічні сполуки азоту припадає понад 90 % його загального вмісту, проте вони є недоступними рослинам, які споживають тільки азот мінеральних сполук, кількість яких не перевищує 1–3 % від загального азоту. Отже, основним джерелом мінерального азоту є органічні речовини, які в процесі амоніфікації розпадаються до аміаку (у кислих ґрунтах — під впливом грибів, у нейтральних — бактерій, а за посушливих умов — ак-

тиноміцетів). Аміак фізично поглинається поверхніми ґрунтів у вигляді іона NH_4^+ — ГВК (обмінно), а внаслідок подальшої нітрифікації — переходить у нітратну форму. Як зазначалося, під впливом бактерій *Nitrosomonas* аміак спочатку окиснюється до азотистої кислоти: $2\text{NH}_3 + 3\text{O}_2 \rightarrow 2\text{HNO}_2 + 2\text{H}_2\text{O}$, яка потім під впливом бактерій *Nitrobacter* переходить в азотну: $2\text{HNO}_2 + \text{O}_2 \rightarrow 2\text{HNO}_3$ (в аеробних умовах з нейтральною або лужною реакцією ґрунту; вапнування завжди активізує нітрифікацію в кислих ґрунтах).

Анаеробні умови сприяють процесам денітрифікації, за яких азотна кислота переходить в азотисту, нітрати — в нітрити і молекулярний азот. Денітрифікація має негативний ґрунтово-екологічний наслідок, оскільки призводить до втрати молекулярного азоту із ґрунту через його вихід в атмосферу. Загальмовує денітрифікацію вапнування та посилена розпушуванням аерація ґрунту.

Одним з першоджерел ґрунтового азоту є діяльність азотофіксуючих мікроорганізмів, що вільно функціонують у ґрунті, і симбіотичних (з бобовими культурами). Накопичений у мікробній плазмі азот після її розпаду та мінералізації може бути використаний автотрофними організмами. Мінеральний азот несимбіотичного походження становить 5 – 15 кг/га, а симбіотичного — 70 – 200 кг/га. Невелика кількість мінерального азоту потрапляє у ґрунт з атмосферними опадами (2 – 5 кг/га), а також з органічними та мінеральними добривами. Отже, азотний режим ґрунту залежить від багатьох природно-антропогенних чинників, які й зумовлюють його ритміку.

Азотний режим ґрунту оцінюють за показниками, які характеризують як його стабільність, так і динамічний стан. Стійкими показниками є вміст загального азоту, його важкогідролізованих і зовсім негідролізованих сполук. За цими показниками неможливо визначити рівень забезпеченості рослин доступним для них азотом. Проте вони є дуже зручними при порівняльній еколого-генетичній характеристиці азотного режиму різних типів ґрунтів. Такі ж показники, як легкогідролізований азот і нітрифікаційна здатність ґрунту, надають можливість оцінити ближній резерв азоту, який може бути відразу використаний вирощуваними сільськогосподарськими рослинами. Саме за ними й визначають дози азотних добрив та прогнозують рівень можливої врожайності. Найбільш динамічними компонентами азотного режиму є амонійні і нітратні сполуки, які дають можливість оперативно оцінювати забезпеченість рослин доступним азотом. У ґрунті амонійний азот представлено солями NH_4Cl , NH_4NO_3 , $(\text{NH}_4)_2\text{SO}_4$, $(\text{NH}_4)_2\text{CO}_3$, $(\text{NH}_4)_2\text{HPO}_4$ та амонієм (NH_4^+), поглинутим ГВК в обмінно-фіксованому стані. Нітратний азот представляють солі азотної кислоти — KNO_3 , $\text{Ca}(\text{NO}_3)_2$, NaNO_3 , NH_4NO_3 , $\text{Fe}(\text{NO}_3)_2$, які постійно містяться в ґрунтовому розчині,

оскільки аніон NO_3^- ґрунтом не поглинається, через що легко вимірюється в нижні горизонти ґрунту, нерідко до підґрунтових вод.

Ґрунти різного походження відрізняються вмістом загального азоту, формами його сполук, інтенсивністю їх трансформації. Валуви запаси азоту в метровій товщі різних типів ґрунтів коливаються від 2 до 22,8 т/га. Найменше їх у дерново-підзолистих та сірих лісових ґрунтах, а найбільше — в чорноземах типових та звичайних. Вміст загального азоту в орному шарі ґрунту коливається в межах 0,067 – 0,303 % (табл. 8.12).

Таблиця 8.12. Вміст сполук азоту ґрунтах України (0 - 20 см)
(за Шконде-Корольовою *)

| Ґрунт | Загальний | Мінеральний | | Легкогідролізований | | Важкогідролізований | | Негідролізований | |
|--|--------------|-------------|------------------|---------------------|------------------|---------------------|------------------|------------------|------------------|
| | % від ґрунту | мг/кг | % від загального | мг/кг | % від загального | мг/кг | % від загального | мг/кг | % від загального |
| Дерново-підзолистий легкосуглинковий | 0,067 | 18 | 3 | 98 | 15 | 202 | 30 | 352 | 52 |
| Темно-сірий легкосуглинковий | 0,184 | 42 | 2 | 202 | 11 | 197 | 11 | 1393 | 76 |
| Сірий опідзолений легкосуглинковий | 0,089 | 17 | 2 | 91 | 10 | 132 | 15 | 649 | 73 |
| Чорнозем: | | | | | | | | | |
| реградований середньосуглинковий | 0,208 | 23 | 1 | 196 | 9 | 271 | 13 | 1585 | 77 |
| типовий середньосуглинковий | 0,217 | 41 | 2 | 127 | 6 | 293 | 13 | 1709 | 79 |
| типовий важкосуглинковий | 0,303 | 30 | 1 | 232 | 8 | 366 | 12 | 2402 | 79 |
| звичайний легкоглинистий | 0,217 | 22 | 1 | 231 | 11 | 236 | 11 | 1681 | 77 |
| південний легкоглинистий | 0,218 | 44 | 2 | 240 | 11 | 262 | 12 | 1637 | 75 |
| Темно-каштановий слабкосолонцюватий важкосуглинковий | 0,216 | 31 | 1 | 347 | 16 | 203 | 9 | 1581 | 74 |

* Почвы Украины и повышение их плодородия. — Т. 2. — К., 1988.

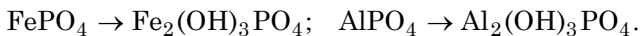
У дерново-підзолистих ґрунтах сполуки азоту рухоміші, ніж у чорноземах. Так, мінеральний азот становить у них 3%, легкогідролізований — 15 %, негідролізований — 52 % від загального, а в чорноземах ці показники дорівнюють відповідно 1 – 2, 6 – 11 і 73 – 79 %. Вміст нітратних та амонійних сполук характеризується значною динамічністю протягом вегетаційного періоду. Із глибиною вміст

загального азоту та його органічних і мінеральних сполук у ґрунті поступово зменшується.

Оптимальне забезпечення ґрунтів азотом є імперативною передумовою високопродуктивного ведення землеробства. Дерново-підзолисті й опідзолені ґрунти слабо забезпечені азотом і тому обов'язково рекомендується вносити азотні добрива. Чорноземи завжди є краще забезпеченими азотом, проте значна їх частка міститься у важкодоступних для рослин сполуках. Тому одержання високих і біологічно повноцінних врожаїв без застосування азотних добрив на них також є неможливим.

У середньому по Україні існує потреба внесення азоту з добривами до 70 кг/га орної землі, що стабілізує його кругообіг в агроценозі, оптимізує азотний режим ґрунтів, сприяє підвищенню врожаїв вирощуваних сільськогосподарських культур.

Фосфатний режим. Фосфор є одним з найважливіших показників родючості ґрунту, від запасів якого залежить продуктивність землеробства (особливо в аридних ландшафтах). Фосфору у ґрунтах менше, ніж азоту, вміст його вкрай нерівномірний і поповнюється в основному з материнського підґрунтя. У процесі вивітрювання гірських порід важкорозчинні сполуки фосфору поступово переходять у доступні для рослин форми. Чим більше фосфору міститься у материнській породі, тим більшою є його ймовірність накопичитися в ґрунті. Іншим джерелом накопичення фосфору в ґрунті є його біологічна акумуляція рослинами й мікроорганізмами. Коренева система трав'янистих рослин в основному зосереджена у верхньому горизонті ґрунтів, де й відбувається максимальне накопичення органічних (у складі фітатів, нуклеїнових кислот, фосфатидів, цукрофосфатидів, а ще більше — в гумусі) і мінеральних фосфорних сполук (як азотних, так і інших). Фосфор органічних сполук не може бути використаним рослинами до їх мінералізації. Мінеральні сполуки фосфору, утворені при вивітрюванні материнських порід та мінералізації органічних речовин, загалом є доступними рослинам, проте різною мірою. Більшість природних фосфатів представлена солями ортофосфорної кислоти, з яких у ґрунтового розчині переважають іони H_2PO_4^- , які з NH_4^+ , Na^+ , K^+ , Mg^{2+} , Ca^{2+} , Fe^{3+} , Al^{3+} та іншими катіонами утворюють одно-, дво- і тризаміщені солі. $\text{NH}_4\text{H}_2\text{PO}_4$, KH_2PO_4 , $\text{Ca}(\text{H}_2\text{PO}_4)_2 \cdot \text{H}_2\text{O}$ та ін. Однозаміщені солі є легкорозчинними у воді і добре доступними рослинам, проте у ґрунті їх кількість є незначною. $\text{CaH}_2\text{PO}_4 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$, $\text{MgHPO}_4 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$ та інші двозаміщені солі, хоча й є менш розчинними, проте залишаються доступними рослинам; тризаміщені $\text{Ca}_3(\text{PO}_4)_2$, AlPO_4 , FePO_4 є нерозчинними у воді і слабкодоступними рослинам. Кальцієві сполуки є більш розчинними, ніж сполуки заліза та алюмінію, особливо в їх основній формі:



У ґрунті фосфорні сполуки повсякчас трансформуються (мінералізація, фіксація, іммобілізація). Мінералізація органічних сполук має мікробно-ферментативний характер — при цьому відщеплюється ортофосфорна кислота (H_3PO_4), яка відразу утворює важкорозчинні солі з Ca, Al, Fe і закріплюється ґрунтами. Загалом фосфорні сполуки мають чітко виражену здатність фіксуватися ґрунтом за типом хімічного поглинання та хемосорбції на поверхні твердих фаз ґрунтів у різних їх типах по-різному.

Рухомість фосфатів підвищується під впливом вільних органічних кислот, внаслідок чого трикальційфосфати переходять у ди- та монокальційфосфати:



У процесі іммобілізації мінеральні сполуки фосфору в результаті споживання рослинами та мікроорганізмами переходять у органічні сполуки.

Фосфатний режим характеризують за вмістом валового фосфору, за співвідношенням його органічних і мінеральних сполук, фракційним складом, у тому числі мінеральних сполук, інтенсивністю їх трансформації тощо. Валові запаси фосфору в метровій товщі різних типів ґрунтів коливаються від 3,8 до 22,9 т/га. Найменшими є його запаси у дерново-підзолистих ґрунтах, а найбільшими — у чорноземах. Вміст валового фосфору в орному шарі коливається у межах 0,04 – 0,22%. Найбільш об'єктивно фосфатний стан ґрунту та його динаміку відображує фракційний склад мінеральних фосфатів — в активних (доступних) і оклюдованих (малодоступних для рослин) сполуках. Активні сполуки поділяють на слабкозв'язані (водорозчинні) фосфати, Al-фосфати, Fe-фосфати і Ca-фосфати.

Різні типи ґрунтів мають свої, лише їм притаманні, активні сполуки фосфору, що тісно пов'язано з їх генезисом. Наприклад, дерново-підзолисті і сірі опідзолені ґрунти характеризуються високим вмістом Al- і Fe-фосфатів, а чорноземи — Ca-фосфатів (табл. 8.13). Ґрунти з кислою реакцією за низьких валових запасів фосфору мають більшу частку активних фосфатів, ніж чорноземи. Із глибиною вміст фосфатів у ґрунті поступово зменшується.

Для сільськогосподарської практики вміст рухомих форм фосфору у ґрунтах визначають за методами Чирикова, Мачигіна, Кірсанова, Егнера-Рима, Труога тощо, використовуючи залежно від типу ґрунту і його реакції слабкокислі, слабколужні або нейтральні розчинники. Результати таких агрохімічних аналізів використовують для розрахунку оптимальних доз фосфорних добрив при вирощуванні польових, овочевих, кормових, садових та інших культур.

Таблиця 8.13. Фракційний склад мінеральних фосфатів (активні сполуки) в орному шарі різних типів ґрунтів, P_2O_5 мг/100 г ґрунту *

| Ґрунт | Валовий фосфор, % | Слабко-зв'язані | Al - P | Fe - P | Ca - P | Сума активних | % від валового фосфору |
|---------------------|-------------------|-----------------|--------|--------|--------|---------------|------------------------|
| Дерново-підзолистий | 0,045 | 0 | 7,6 | 10,1 | 11,3 | 27,5 | 61 |
| Сірий лісовий | 0,118 | 0,01 | 12,0 | 11,1 | 11,5 | 34,6 | 29 |
| Чорнозем: | 0,107 | 0,09 | 3,9 | 7,1 | 10,8 | 21,9 | 20 |
| опідзолений | | | | | | | |
| типовий | 0,113 | 0,06 | 4,5 | 5,4 | 12,5 | 22,5 | 20 |
| звичайний | 0,121 | 0,19 | 3,9 | 2,8 | 19,5 | 25,9 | 21 |
| південний | 0,129 | — | 9,5 | 6,1 | 28,5 | 44,1 | 34 |
| Темно-каштановий | 0,127 | — | 7,0 | 17,4 | 24,5 | 38,8 | 31 |

* Почвы Украины и повышение их плодородия. — Т. 2. — К., 1988.

Для оцінки рухомості і доступності фосфатів рослинам в агрохімічних дослідженнях широко використовують термодинамічні показники (фосфатний потенціал ґрунту і потенційну буферну здатність ґрунтів щодо фосфат-іонів). Формально фосфатний потенціал ґрунту можна визначити показником розчинності монокальційфосфату:

$$PP_{Ca(H_2PO_4)_2} = a_{Ca^{2+}} \cdot a_{H_2PO_4^-}^2$$

Здобувши корінь квадратний та провівши логарифмування, отримаємо:

$$\sqrt{PP_{Ca(H_2PO_4)_2}} = a_{Ca^{2+}}^{1/2} \cdot a_{H_2PO_4^-}$$

$$\lg \sqrt{PP_{Ca(H_2PO_4)_2}} = 0,5 \lg a_{Ca^{2+}} + \lg a_{H_2PO_4^-}$$

Позначення: $-\lg a_{Ca^{2+}} = pCa$, $-\lg a_{H_2PO_4^-} = pH_2PO_4^-$ надають кінцевого вигляду формулі фосфатного потенціалу: $0,5pCa + pH_2PO_4^-$.

Чим вищим є фосфатний потенціал, тим важче фосфор переходить у ґрунтовий розчин, і навпаки. Поняття потенційної буферної здатності ґрунтів щодо фосфат-іонів ПБЗ^P (*Potential buffering capacity of a soil for phoshate*) запропонували П. Бекетт і Р. Уайт. Під ПБЗ^P розуміють здатність ґрунту стабілізувати активність іонів $H_2PO_4^-$ у ґрунтовому розчині. Чим більшим є значення ПБЗ^P, тим активнішу участь бере тверда фаза ґрунту у регулюванні складу ґрунтового розчину (щодо $H_2PO_4^-$), оптимізуючи цим умови фосфатного живлення рослин.

Майже всі ґрунти України недостатньо забезпечені рухомими формами фосфору, через що рекомендується на них щороку вносити з органічними і мінеральними добривами не менше ніж 30 кг P_2O_5 на 1 га орної землі, що оптимізує його баланс в агроценозах і сприятиме підвищенню родючості ґрунтів і продуктивності сучасного землеробства, зорієнтованого на приватне землеволодіння та ринкові умови господарювання, а отже, й певну (досить значну) вартість фосфорних добрив. Тому дбайливий хазяїн повинен постійно піклуватися про накопичення в своєму господарстві місцевих фосфорних добрив (кісткове борошно, пташиний послід, компости тощо).

Калійний режим ґрунтів визначається передусім вмістом у них калію, який є значно вищим за вміст азоту і фосфору. Запаси калію в метровій товщі різних типів ґрунтів коливаються в межах 180 – 350 т/га. Основним джерелом надходження калію, як і фосфору, до ґрунту є материнська порода. У процесі вивітрювання та ґрунтотворення первинні мінерали групи польових шпатів і слюд з вмістом 10 – 12 % K_2O трансформуються у монтморилоніт, вермикуліт та інші вторинні мінерали з вмістом 1 – 6 % K_2O . Калій мінералів становить основну частку запасів калію у ґрунті, проте він є недоступним для рослин. При подальшій трансформації цих мінералів калій переходить у різні за доступністю рослинам сполуки: водорозчинний, обмінний, необмінно-фіксований. Найдоступнішим для рослин вважають водорозчинний калій, який міститься у ґрунтовому розчині у вигляді легкорозчинних солей азотної, фосфорної, вугільної, органічних кислот (KNO_3 , K_2CO_3 , KH_2PO_4 тощо). Кількість водорозчинного калію у ґрунті незначна, проте у живленні рослин він відіграє особливо важливу роль. Добре доступним для рослин є також обмінний калій, адсорбційно зв'язаний поверхніми ГВК, а отже, легко обмінюється на інші катіони, через що саме обмінний калій є основним джерелом живлення рослин. Необмінно-фіксований кристалічними решітками мінералів та ОМС калій також частково доступний для рослин. Калій міститься також і в органічних сполуках.

Особливості калійного режиму полягають у тому, що у ґрунті постійно відбувається трансформація важкодоступних сполук калію в легкодоступні, і навпаки. Це забезпечує еколого-біогеохімічну стабільність калійного режиму ґрунту. Якщо рослини споживають водорозчинний і обмінний калій, то їх кількість відновлюється за рахунок необмінно-фіксованого калію. Паралельно відбуваються зворотні процеси — закріплення легкодоступного калію у важкодоступні сполуки. Чим багатший ґрунт на високодисперсні фракції, тим більшою є його вбирна здатність і тим сильніше закріплюється калій ґрунтом. На його трансформацію істотно впливають також гумус, реакція ґрунтового розчину і погодні (загалом гідротермічні) умови.

Накопичення калію, як і фосфору, у ґрунті відбувається також за рахунок фітобіологічного переміщення його з кореневою системою із нижніх горизонтів у верхні. Калій у рослинах завжди залишається в іонній формі, а тому легко вимивається атмосферними опадами з надземної фітомаси (соломи, стебел, гички тощо) до ґрунту.

Калійний режим ґрунтів різної генези має свою специфіку, великою мірою зумовлену гранулометричним складом та літогенетичними особливостями материнської породи. Вміст валового калію і його доступних сполук у ґрунтах України зростає в напрямку з північного заходу на південний схід у міру збільшення в них мулистості фракції, коливаючись в орному шарі різних типів ґрунтів від 0,79 до 3,0 % (табл. 8.14). Найменшим він є в дерново-підзолистих, опідзолених, торф'яних ґрунтах, а найбільшим — у чорноземних і темно-каштанових солонцюватих ґрунтах півдня України.

Таблиця 8.14. Вміст валового калію та його сполук у ґрунтах України (орний шар)*

| Ґрунт | Валовий калій, % | Водорозчинний | Обмінний | Необмінно-фіксований |
|--|------------------|---------------|----------|----------------------|
| Дерново-слабопідзолистий глинисто-підщаний | 07,9 | 09 | 10 | 146 |
| Дерново-середньопідзолистий супідщаний | 13,2 | 37 | 39 | 253 |
| Світло-сірий лісовий пілувато-супідщаний | 17,9 | 14 | 31 | 495 |
| Сірий лісовий легкосуглинковий | 20,8 | 15 | 77 | 1860 |
| Темно-сірий опідзолений середньосуглинковий | 22,4 | 11 | 91 | 1727 |
| Чорнозем: | | | | |
| опідзолений середньосуглинковий | 21,7 | 09 | 184 | 2429 |
| типовий середньосуглинковий | 21,5 | 09 | 143 | 2110 |
| звичайний легкосуглинковий | 22,3 | 12 | 280 | 2659 |
| південний легкосуглинковий | 21,9 | 14 | 285 | 2500 |
| Темно-каштановий солонцюватий важкосуглинковий | 24,3 | 104 | 400 | 3255 |
| Солонець солончаковий | 3,0 | 8,9 | 47,1 | 470,6 |

* *Почвы Украины и повышение их плодородия.* — Т. 2. — К., 1988.

Вміст водорозчинного калію низький в усіх типах ґрунтів, за винятком темно-каштанових солонцюватих ґрунтів і солонців. Бідними на обмінний і необмінно-фіксований калій є дерново-підзолисті ґрунти Полісся, через що їх калійний режим рекомендується регулювати систематичним внесенням органічних і мінеральних калійних добрив. Чорноземи Лісостепу характеризуються кращим калійним режимом і меншою мірою потребують застосування калійних

добрив. Ґрунти Степу мають ще вищий вміст валового калію і відповідно — доступних для рослин його сполук.

Для розрахунку доз калійних добрив вміст у ґрунті рухомого (водорозчинного й обмінного) калію визначають, залежно від типу ґрунту та його реакції, методами Кірсанова (0,2 н. HCl), Чирикова (0,5 н. CH_3COOH), Мачигіна — 1 % (NH_4) $_2$ CO $_3$, Маслової (1 н. $\text{CH}_3\text{COONH}_4$) та ін.

Режим інших поживних елементів. Ґрунт є основним джерелом, із якого рослини споживають не тільки азот, фосфор і калій, а й кальцій, магній, натрій, залізо, сірку, мікроелементи тощо.

Кальцій і магній. Вміст Ca у ґрунтах у середньому становить 1,4 %, а Mg — 0,6 %. Незначна кількість їх міститься в кристалічних решітках первинних і вторинних мінералів, а основна частка — в обмінному стані на поверхні ГВК. У ґрунтовому розчині Ca і Mg представлені хлоридами, нітратами, карбонатами, сульфатами, фосфатами та іншими солями. Сполуки Ca і Mg з одновалентними аніонами утворюють легкорозчинні у воді солі, а з дво- та тривалентними — важкорозчинні. Це зумовлює постійну тенденцію до зниження їх рухомості у ґрунті, особливо характерну для сполук кальцію — Ca $_3$ (PO $_4$) $_2$ тощо. Магній є більш рухолим, тому він інтенсивніше за кальцій вимивається з ґрунту.

Потреба рослин у Ca і Mg значно менша, ніж у калії. Для формування 1 т зерна озимих і ярих зернових культур потрібно близько 6,5 – 7,5 кг CaO + MgO, ще менше — для 1 т цукрових буряків (3,5 – 4,0 кг) і картоплі (2,5 – 3,0 кг). Винятком є багаторічні та однорічні (передусім бобові) трави, льон, тютюн, чай, які потребують значно більше Ca і Mg для формування врожаю.

Накопичення і трансформація сполук Ca і Mg відбувається по-різному в різних типах ґрунтів. Збідненими на ці елементи є дерново-підзолисті ґрунти Полісся, тому для оптимізації їх поживного режиму тут потрібно вносити кальцієві мінеральні добрива та хімічні меліоранти (вапно, мергель, крейда). Ґрунти Лісостепу, передусім чорноземи типові, є добре забезпеченими Ca і Mg, однак на опідзолених ґрунтах і вилугуваних чорноземах також ефективним прийомом є внесення кальцієвісних сполук (дефекат). У чорноземах звичайних і південних, а також темно-каштанових ґрунтах вміст Ca і Mg, а отже, й забезпеченість ними рослин є високими, проте й тут широко практикується внесення кальцієвісних сполук у солонцюваті ґрунти, але не для ліквідації дефіциту Ca як поживного елемента, а в ролі класичного хімічного меліоранта (гіпсування). Вапнування кислих ґрунтів Полісся входить до арсеналу їх хімічної меліорації як провідного прийому й передумови окультурювання — акції, більш вагомої за своїм ноосферним задумом.

Сірка в ґрунті міститься переважно (70 – 80 %) у органічних сполуках, а в засолених ґрунтах входить ще й до складу сульфатних солей. Її ґрунтогенне накопичення забезпечується за рахунок біологічного привнесення кореневою системою з нижніх у верхні горизонти ґрунту, де вона акумулюється як продукт мікробно-ферментативного розкладу рослинних та інших білків. Певна кількість сірки (переважно техногенної) надходить до ґрунту з атмосферними опадами, особливо помітним цей процес є поблизу промислових об'єктів. Рослини відчувають значно меншу потребу в сірці, ніж у фосфорі. Вміст сірки в різних ґрунтах коливається від 0,01 до 1,0 % (в солонцях до 2,0 %). Збідненими на сірку є ґрунти легкого гранулометричного складу. Підвищення її вмісту відбувається при внесенні меліорантів (гіпс) і мінеральних добрив (суперфосфат, сульфат амонію, каліт, калімагnezія тощо).

Натрій у ґрунтах накопичується, як і Ca, Mg, K, при вивітрюванні мінералів та безпосередньо в процесі ґрунтоутворення. Його вміст у різних типах ґрунтів у середньому становить 0,6 %, а більш збагаченими цим елементом є ґрунти півдня України, особливо солонцюваті та солонці. Рослини споживають натрій у малих кількостях, за винятком окремих культур (цукрові буряки, трави-галофіти), які формують біологічно повноцінну продукцію лише на ґрунтах, збагачених натрієм. На збіднених натрієм легких та фералітних ґрунтах під такі культури доцільно вносити хлористий калій, сільвініт і сирі калійні солі, в яких вміст Na є не меншим за K. Роль Na різко зростає на другому поверсі трофічної піраміди, оскільки без нього та Cl загальмовується розвиток гетеротрофів.

Залізо у ґрунтах посідає після O, Si, Al четверте місце, коливаючись за вмістом у різних типах ґрунтів від 0,5 до 5 %. Найменше заліза міститься у карбонатних ґрунтах, найбільше — у бурих гірсько-лісових та фералітних ґрунтах субтропіків і тропіків. Рослини використовують лише доступні для них сполуки, представлені солями двовалентного заліза (у тому числі хелатами). Їх доступність залежить від реакції ґрунтового середовища: при рН, що дорівнює або є більшим за 8,0, сполуки заліза стають нерозчинними, зате в ґрунтах з кислою реакцією їх рухомість збільшується. Загалом, чим вищий ступінь кислотності, тим рухомішим стає залізо. Більшість ґрунтів забезпечені доступним для рослин залізом. На ґрунтах, де його мало або воно нерухоме (карбонатні ґрунти), вносять залізний купорос та хелатні сполуки заліза позакореневим підживленням рослин.

Мікроелементи (Mn, Zn, Cu, Co, B, Mo) потрібні рослинам у малих кількостях (у тисячних частках відсотків). Незважаючи на це, вони відіграють важливу роль у біохімічних процесах: входять до складу ферментів або активізують їх діяльність. ґрунти України забезпечені мікроелементами нерівномірно. Дерново-підзолисті ґрунти Полісся збіднені ними, насамперед на Cu, B, Co і Mo

(табл. 8.15). У Лісостепу недостатньо забезпечені мікроелементами опідзолені ґрунти. Чорноземи мають їх у значній кількості, проте вони містяться в не завжди доступних для рослин сполуках. Звичай, у чорноземах недостатнім є вміст доступних Zn, B, Mo. Основним показником забезпеченості ґрунту мікроелементами є вміст їх рухомих сполук. З підвищенням кислотності рухомість мікроелементів зростає, за винятком Mo, доступність якого для рослин поліпшується при підлужуванні реакції. На ґрунтах з низьким вмістом доступних мікроелементів застосовують мікродобрива (кращим є позакоренеve підживлення ними рослин).

Таблиця 8.15. Вміст мікроелементів у різних типах ґрунтів, мг/кг ґрунту

| Ґрунт | Mn | Zn | Cu | Co | B | Mo |
|-------------------------------|---------------------|-------------------|---------------------|---------------------|---------------------|---------------------|
| Дерново-слабопідзолистий | <u>25,0*</u> 351 | <u>1,14</u> 34 | <u>1,40</u> 6,9 | <u>1,17</u> 8,6 | <u>0,12</u> 8,5 | <u>0,06</u> 0,57 |
| Дерново-середньо-підзолистий | <u>33,8</u> 373 | <u>1,04</u> 39 | <u>1,7</u> 6,8 | <u>0,81</u> 8,2 | <u>0,10</u> 8,6 | <u>0,16</u> 0,69 |
| Світло-сірий й сірий лісовий | <u>39,7</u> 503 | <u>0,93</u> 47 | <u>2,17</u> 9,4 | <u>1,4</u> 8,2 | <u>0,23</u> 8,0 | <u>0,27</u> 0,72 |
| Темно-сірий опідзолений | <u>75,9</u> 873 | <u>0,84</u> 47 | <u>2,9</u> 18,3 | <u>1,61</u> 14,1 | <u>0,34</u> 12,6 | <u>—</u> 2,69 |
| Чорнозем: | | | | | | |
| типовий середньогумусний | <u>43,2</u> 569 | <u>0,95</u> 71 | <u>3,29</u> 24,2 | <u>2,3</u> 20,1 | <u>0,80</u> 11,7 | <u>0,11</u> 2,84 |
| звичайний середньогумусний | <u>126,0</u> 508 | <u>0,27</u> 61 | <u>5,4</u> 34 | <u>3,5</u> 23,0 | <u>0,95</u> 40,1 | <u>0,22</u> 2,42 |
| південний мало-гумусний | <u>124,0</u> 844 | <u>0,23</u> 69 | <u>5,4</u> 30,5 | <u>3,6</u> 12,5 | <u>0,97</u> 36,2 | <u>0,22</u> 2,40 |
| Темно-каштановий солонцюватий | <u>185,0</u> 954 | <u>0,21</u> 57 | <u>5,2</u> 32,1 | <u>2,2</u> 24,0 | <u>1,14</u> 39,0 | <u>0,26</u> 2,08 |

* Над рискою — вміст рухомих сполук; під рискою — валовий вміст мікроелементів.

8.5. Біологічний режим ґрунтів

Ґрунт з найрізноманітнішими групами рослин, тварин і мікроорганізмів, об'єднаних у складні біоценотичні угруповання, є, за визначенням В.І. Вернадського, єдиною живою плівкою земної суші, неодмінним компонентом ландшафту (біогеоценозу в уявленні В.М. Сукачова), наділений найвищою геохімічною енергією живої речовини. Тому неможливо вивчати ґрунти, не беручи до уваги ті закономірні та нерозривні екосистемні зв'язки, що існують між ґрунтом та організмами, які мешкають у ньому, — хлорофільні фотоавтотрофи є продуцентами, синтезаторами первинних органічних речовин, а безхлорофільні редуценти та консументи — деструкторами та їх споживачами.

Біорозмаїття, притаманне живому світу, роздвоюється на *рослин* і *тварин* з відмінним типом живлення (гетеротрофний — у тварин, автотрофний — у рослин), наявністю ригідної клітинної стінки у рослин, її відсутністю у тварин, рухливим (тварини) або нерухомим (рослини) способом життя, доповнюючись *протистами* (водорості, найпростіші, гриби і бактерії) з відносно простою біологічною організацією. Архебактерії є найдавнішою з груп живих істот, поява якої на планеті ознаменувала роздвоєння філогенезу на прокаріотів (Procarvotae — *доядерні*) та еукаріотів (Eucaryotae — *ядерні*), урізноманітвивши цим і еволюцію ґрунтоутворення. Еукаріоти невдовзі диференціювалися на *одноклітинних* (Protista) та *багатоклітинних* (Plantae, Animalia, Fungi). Фототрофне живлення опанували вищі багатоклітинні організми з тканинною будовою і *еукаріотичним* типом клітин — царство Plantae, у тому числі одноклітинні водорості, за винятком синьо-зелених, які фактично є бактеріями-прокаріотами — первинними продуцентами органічних речовин на Землі.

Гетеротрофи живляться готовими органічними речовинами двома способами: осмотрофним — абсорбційним і голозойним (перетравлюванням твердих часточок). Осмотрофами є найбільш представлені в ґрунтах редуценти-розкладачі (одноклітинні та міцеліальні організми бактерій і грибів з мікроскопічними розмірами), які розкладають усі фіторештки як основні ланки біологічного кругообігу речовин. Консументна ланка представлена винятково тваринами-споживачами двох рівнів організації — багатоклітинні з тканинним типом будови й одноклітинні найпростіші.

Різна будова і типи живлення зумовлюють відмінності в екологічних функціях та ґрунтово-екологічних нішах (середовищах існування) організмів, забезпечуючи формування складних екосистем з різноманітними типами зв'язків і взаємовідношень.

Вищі рослини розвивають у ґрунті свої кореневі системи (ризосфери), нижчі (водорості) — поселяються на поверхні ґрунту і в його приповерхневих горизонтах. Різні за розмірами тварини використовують ґрунт як середовище існування по-різному: одні живуть у ньому постійно, заселяючи його шпари, міжагрегатні пустоти і водні плівки; інші — прокладають у ґрунті ходи, нори і печери, до невпізнаності модифікуючи її первинну структуру та інші властивості; треті — тільки тимчасово (для зимової сплячки) ховаються у ґрунт. Найпростіші мешканці ґрунту, залишаючись облігатними гідробіонтами, активізуються лише за оптимального зволоження. Мікроскопічні гриби, бактерії, актиноміцети прикріплюються до поверхні колоїдно-дисперсних ґрунтових частинок, утворюючи на них колонії. Деякі бактерії ведуть рухомий спосіб життя, активно пересуваючись капілярами в складі ґрунтових розчинів.

Сукупність живих мешканців ґрунту постійно змінюється у часі й просторі, однак основний склад біоти має притаманні лише певному

типу ґрунтотворення еколого-генетичні риси та специфіку функціонування.

Особливо показовими в цьому аспекті є мікробіологічні процеси, які відображають динаміку ґрунту, формуючи його сучасні властивості в певний момент — фонд поживних і фізіологічно активних речовин, мобільність органічних речовин, газовий склад, окисно-відновлювальні процеси, кислотно-лужну рівновагу тощо. Велика кількість реліктових (успадкованих) ознак у ґрунтах (їх «пам'ять») значною мірою також є результатом життєдіяльності мікроорганізмів — реліктові гумусові горизонти, марганцево-залізисті бобовини, білясті розводи, що мармурують перехідні до породи горизонти ґрунту (наприклад, у Передкарпатті, Закарпатті) нагадують про неабияку активність ґрунтових мікроорганізмів не лише в сучасній біосфері, а й у біосферах минулих епох.

Моніторинг мікробно-біохімічних аспектів ґрунтогенезу дає змогу з'ясувати еколого-біогеохімічні закономірності та генетико-еволюційну спрямованість багатьох елементарних процесів ґрунтотворення та формування родючості як ґрунту, так і біосфери загалом, що дало змогу удосконалити систему його обробітку, меліорації, рекультивації, удобрення, сівозміни, організаційно-агротехнологічні заходи, спрямовані на підвищення родючості ґрунтів і врожайності сільськогосподарських культур.

Значна частина ґрунтових мікроорганізмів представлена автотрофами, клітини яких засвоюють вуглець з вуглекислого газу, синтезуючи, як і рослини, біомасу з неорганічних сполук. Автотрофами є фотосинтезуючі ґрунтові водорості (зелені, пурпурні, синьо-зелені — ціанобактерії), а також бактерії — хемотрофи, що отримують енергію для синтезу органічних речовин не з сонячної радіації, а в процесі окиснення аміаку (нітрифікатори), двовалентних заліза і марганцю (залізобактерії), сірководню, сульфідів та сірки (сірқобактерії), водню (водневі бактерії), метану (метанотрофи).

Мікроорганізми очищають, оздоровлюють поверхню планети, водночас накопичуючи в ґрунтах фонд мінерального живлення рослин, а отже, є неодмінними чинниками таких біогеохімічних по суті процесів, як формування залізних і марганцевих руд, стабілізація газового складу ґрунтового та атмосферного повітря тощо.

Бактерії, що мешкають у ґрунті, розрізняються своїм відношенням до кисню: *аероби* дихають киснем, *анаероби* живуть і розмножуються в ґрунтовому середовищі без кисню. Перші отримують енергію в процесі окиснення органічних речовин, продукуючи переважно мінеральні речовини — CO_2 , H_2O , NH_3 . Анаероби добувають енергію менш продуктивним за окиснення шляхом — відщепленням від вуглеводів водню (з утворенням продуктів неповного окиснення — органічних кислот, спиртів, водню, виділенням CO_2). Величезна кількість факультативних анаеробів розвивається як в ае-

робних, так і в анаеробних умовах. Лише зрідка анаероби трапляються серед актиноміцетів.

Гриби є нижчими еукаріотними організмами, які раніше відносили до безпластидних рослин. Однак винятково гетеротрофний тип живлення, запасання органічних речовин у вигляді глікогену (у рослин крохмаль), специфічна морфологія є достатньою підставою для відокремлення грибів від рослин. У ґрунтах і на фіторештках в основному мешкають мікроміцети — гриби з мікроскопічним міцелієм і такими самими репродуктивними органами. Усі вони є аеробними мікроорганізмами, за винятком специфічної групи дріжджів. З рослинами мікроміцети зближує обов'язкова наявність вакуолей, заповнених клітинним соком, рухомість протоплазми і нерухомість тіла. Однак гриби позбавлені фотосинтетичних пігментів, пластид, а енергію вони одержують окисненням органічних речовин. Гриби мають потужний ферментативний апарат, першими поселяються на відмерлих фіторештках і розкладають їх. У ґрунтах також накопичуються (зокрема, після люпину жовтого, озимої пшениці, деяких злакових бур'янів) фітопатогенні гриби, які уражують сільськогосподарські культури. Грибами є також *дріжджі* — анаероби, що розмножуються на різних цукрах у супроводі бродіння (анаеробний розклад вуглеводів з виділенням великої кількості газів — H_2 , CO_2). У ґрунтах переважають специфічні роди дріжджів у невеликій кількості.

Неодмінними мешканцями ґрунтів є найпростіші — численна група одноклітинних мікроскопічних організмів, яка охоплює джгутикові, інфузорії, амеби розміром від 5 до 20 мкм. Ці рухомі й пластичні істоти у несприятливих умовах утворюють цисти, у формі яких легко переносять тривале висушування, дію кислот тощо. Більшість з них поїдають бактерії, віддаючи при цьому перевагу тому чи іншому виду. Найпростіші здатні звести нанівець застосування бактеріальних препаратів для регулювання поживного режиму ґрунтів мікробно-біохімічними способами. Водночас найпростіші є причетними до деструкції органічних речовин ґрунту, у тому числі дегриту й гумусу.

У ґрунті мешкають і *мікроскопічні нематоди* (круглі черви), дуже різноманітні за способами живлення — сапробіонти, мікогельмінти (живляться грибами), хижаки, фітогельмінти (пошкоджують рослини, паразитуючи на певних їх органах — кореневі, листкові, стеблові фітонематоди, у тому числі спеціалізовані, такі як буякова нематода). Варто зауважити, що гельмінти-паразити, як і інші паразитуючі істоти (окремі види мікроміцетів) все ж не є типовими ґрунтовими мікроорганізмами — вони потрапляють у ґрунт внаслідок всіляких (найчастіше антропогенних) забруднень (зокрема, накопичуються в ґрунті при незмінному висіванні сільськогосподарських культур, на яких вони паразитують, як і на деяких поширених бур'янах — щиряця, лобода, осот тощо).

У ґрунтах є також сапрофітні *мікоплазми* (примітивні клітини розміром 0,1 – 0,2 мкм без жорсткої оболонки), серед яких добре відомою є група, здатна відкладати на поверхні своїх клітин гідрооксиди заліза і марганцю.

Окрему групу утворюють *фаги* — віруси, які уражують мікроби і спричинюють лізис (розклад) клітин. Кожен фаг може уражувати один вид або групу близьких видів мікроорганізмів, значно впливаючи разом з найпростішими на динаміку їх чисельності у ґрунтах.

Зелені рослини як первинні продуценти (ядро наземних БГЦ) безумовно започатковують своєю діяльністю біологічний кругообіг на нашій планеті продукуванням органічних речовин з неодмінним залученням до їх складу елементів з ґрунту, води та атмосфери в процесі біосинтезу полімерних речовин. Подальше розкладання фіторешток тваринами і мікроорганізмами до кінцевих продуктів (CO_2 , NO_3^- , HPO_4^{2-} , H_2PO_4^- , SO_4^{2-} , MoO_4^{2-} , NH_4^+ , K^+ , Ca^{2+} , Mg^{2+} , Cu^{2+} , Fe^{2+} тощо) сприяє поверненню біогенних елементів до ґрунту й атмосфери, супроводжуючись неодмінним закріпленням незначної частки органічних речовин (1 – 2 %) у складі суто ґрунтових органічних речовин — гумусу (див. вище), накопичення якого в ґрунті зумовлює поступовий розвиток профілю ґрунту і основної його властивості — родючості (див. розд. 9).

Біологічний кругообіг речовин, як зазначалося, істотно варіює в різних природних (ландшафтно-біокліматичних) умовах. При вивченні його ролі обов'язково враховують характер та інтенсивність біологічних режимів у ґрунті, маючи на увазі строки і темпи надходження до нього органічних речовин за рік, що дає змогу застосувати постулати про рослинні формації у вченні про закономірності ґрунтогенезу. Наприклад, у Поліссі процеси розкладання рослинних решток та гумусоутворення зосереджені в наземному шарі, в підстильці. У зоні Степу розкладання добре розвинених коренів трав'янистих рослин відбувається в усій ґрунтовій товщі, формуючи цим глибоко гумусований (енергетично насичений) профіль чорноземів з притаманною їм грудкувато-зернистою структурою, шпаруватістю, оптимальною аерацією, незасоленістю і нейтральністю ґрунтового розчину, трофічним багатством, високою мікробно-ферментативною активністю. Завдяки кореневим системам відбуваються біогенна акумуляція і диференціація речовин у профілі ґрунту. Зокрема, на поверхні та поблизу коренів (у ризоплані та ризосфері) зосереджені мікроорганізми, які здійснюють головні ланки кругообігу азоту — азотфіксацію і денітрифікацію, радикально модифікуючи цим загальний баланс азоту в ґрунті. Корені приваблюють також гриби, що здатні утворювати мікоризу; бактерії вступають у симбіоз із клітинами кореня, формуючи там бульбочки; ґрунтові безхребетні (нематоди, кліщі) живляться, поїдаючи коріння то-

що. Саме коріння виділяє вугільну та багато органічних кислот, які посилюють процеси внутрішньоґрунтового вивітрювання важкорозчинних мінералів.

Таким чином, всебічно діючи на ґрунт, фітоценотичний покрив змінює водний, тепловий, повітряний режими ґрунтів, модифікує в них фізико-хімічні та біологічні процеси, захищає ґрунт від ерозії, дефляції, загалом від деградації.

Під дерев'янистими і трав'яними формаціями формуються ґрунти з різними типами профілів та рівнями родючості. Так, під багаторічними корінними лісами утворилися підзолисті, дерново-підзолисті в Поліссі та опідзолені ґрунти в Лісостепу; під трав'яними (у Степу) — чорноземні та лучні ґрунти, а в болотних ландшафтах — торфоболотні (за сприяння моху та лишайників). Маловибагливі до трофності мохові фітоценози засвоюють поживні речовини всією поверхнею клітин (азот — навіть з атмосфери у вигляді аміаку та нітратів, утворених при розрядах блискавок), накопичуючи при цьому багато органічних речовин у торфі, сприяючи цим утримувannya води, а отже, переважанню у ґрунті анаеробних бактерій, які спричинюють подальшу акумуляцію вологомісткого торфу і як наслідок — заболочування таких ландшафтів.

Повна мінералізація фітогенних решток у ґрунті може відбуватися протягом одного-двох років, проте швидкість розкладу істотно коригується ландшафтно-біокліматичними умовами, типом ґрунту, його гранулометричним складом, характером фітоценозів, сезоном року тощо. У верхніх горизонтах розклад інтенсифікується навесні та влітку (особливо на пару), у глибших — влітку.

Водорості, на відміну від інших мікроорганізмів, легко помітити неозброєним оком, особливо в разі їх скупчення. Найінтенсивніше вони розвиваються на орних ґрунтах до висівання (навесні) і восени після збирання урожаю сільськогосподарських рослин, спричиняючи цим «цвітіння» поверхні ґрунту (забарвлюється у зелений колір). Цьому неодмінно сприяє оптимальне поєднання зволоження, температури, освітлення, трофності. *Наземні форми* ґрунтових водоростей у таких умовах вкривають ґрунти кірочками та плівками, а *водноназемні* (суто ґрунтові) — поселяються в товщі перезволожених ґрунтів. Річна біомаса водоростей може досягати 15 ц/га. Відмираючи, вона знову надходить у біологічний кругообіг, використовується іншими мікроорганізмами і через їх посередництво — вищими рослинами.

Улітку водорості заселяють майже всі відкриті зволожені місця, міжряддя, передусім зрошуваних полів, поверхню скель, стовбури дерев, споруди, де конденсується волога і є досить світла, першими освоюють вулканічний попіл і лаву, започатковуючи там ґрунтогенез. Водорості є першопоселенцями на мінеральних субстратах антропогенного походження (будівельних, промислових відходах, кар'єрних відвалах). Знаходимо їх у всіх ґрунтах, включаючи пuste-

льні та напівпустельні. Чисельність їх в одному ґрунті дуже варіює залежно від режимів зволоженості, засоленості, освітлення (в 1 г ґрунту — від 5 тис. до 1,5 млн, максимізуючись у ґрунтах, позбавлених суцільного фітопокриву (пар, стерня, такир, кірковий солончак). Еколого-біогеохімічні функції водоростей у ґрунтах виявляються передусім через їх належність до фотоавтотрофів. І хоча продуктивність водоростей у наземних біогеоценозах завжди є меншою проти вищих рослин, їх мінлива біомаса за сприятливих умов здатна швидко накопичуватись, легко мінералізуватись, бути поживою для безхребетних тварин.

Важливим учасником ґрунтогенезу, особливо в лісовій підстилці, у степовій та луговій повсті, є *мезо-* (кліщі, ногохвістки, дрібні багатоніжки, комахи) та *макрофауна* (безпосередньо в ґрунтах — дощові черв'яки, великі багатоніжки, жуки, кроти, інші гризуни-землерії тощо). Особливо посилюється їх роль при формуванні профілів ґрунтинних і лісових ґрунтів (розорювання, випасання худоби, застосування отрутохімікатів дуже збіднюють фауністичний склад цих неодмінно активних ґрунтоутворювачів).

Тварини різнобічно впливають на перебіг суто біологічних режимів ґрунту — безпосередньо здійснюють механічну (і значною мірою біохімічну) деструкцію рослинних решток, перетравлюють фітомасу, стимулюють мікробіологічну активність (збільшуючи загальну поверхню спожитих органічних речовин, значно прискорюють їх розклад мікробами). Пропускаючи через органи травлення рослинні тканини, тварини за допомогою власних та мікробно-симбіотичних ферментів шлунку частково мінералізують вуглеводи та протеїни, розкладають целюлозу і зв'язаний з нею клітинною оболонкою лігнін, впливають у такий спосіб на процеси гуміфікації. Дощові черв'яки здатні частково гуміфікувати фітоорганічні речовини, отже, виключати їх з ґрунтово-екологічної групи гумусоутворювачів не можна. Ці екологічні функції черв'яків стають у нагоді при виготовленні *вермикомпостів* — *біогумусу* за допомогою вермикультури — каліфорнійського червоного черв'яка (різновид гноювого черв'яка). Вермикультура здатна за короткий час перетворити купу органічного сміття, решток на концентрований перегній — біогумус, новий вид сучасних органічних добрив, багатих на поживні речовини, стимулятори росту тощо. Водна чи слабколужна витяжка з біогумусу є ефективним стимулятором росту, через що їх застосовують для обробки насіння, розсади, саджанців садових, горіхоплідних та інших рослин.

Попри все, біологічне накопичення поживних речовин у ґрунтах здійснюється головним чином бактеріями — типово ґрунтовими мікроорганізмами, які живуть у ґрунтах складними угрупованнями (мікробоценозами), згуртованими асоціативними і трофічними (у тому числі консортивними) зв'язками (один вид живиться продук-

тами іншого), помаркованими антагонізмом, мутуалізмом тощо. Мікробний ценоз характеризується кількісно-якісною динамічністю, яка особливо яскраво виявляється безпосередньо в ґрунтах, населених різноманітними живими істотами. Варто завжди пам'ятати про те, що ґрунт не є аналогом штучного поживного субстрату, на якому вирощують мікроорганізми в лабораторних умовах за стабільних температурних умов термостату.

Спостереження за взаємозв'язками і функціями мікроорганізмів, їх моніторинг у реальних ландшафтах (В.І. Торжевський, В.І. Канівець) переконали, що їх життєдіяльність відбувається за тих самих ґрунтово-біокліматичних умов, що й рослин, точніше, близьких до них, оскільки температура ґрунту в теплий період майже завжди нижча, ніж повітря. Оптимальною температурою для розвитку мікроорганізмів є 26 – 30 °С при вологості ґрунту 50 – 60 % ПВ. Після холодного («мертвого») зимового періоду мікроорганізми навесні активізуються у міру прогрівання ґрунту. Життєдіяльність їх помітно відновлюється вже при температурі понад 10 °С. Передусім прогрівається кількасантиметровий поверхневий шар ґрунту, через що саме в ньому інтенсивно розмножуються мікроорганізми, а тому агроекологічно важливо, щоб прогрівання охопило всю глибину посівного шару ґрунту. Влітку теплим стає весь орний шар (22 – 26 °С для відкритого ґрунту) і активність у ньому мікроорганізмів вирівнюється за глибиною. Та все ж за достатнього зволоження найбільша активність завжди стосується мілкого (близько 0 – 5 см) поверхневого шару. У лісі під підстилкою ґрунт прогрівається менше — до 13 – 16 °С, уповільнюючи цим біологічні процеси.

Серед ґрунтових мікроорганізмів присутніми є також *термофіли* — бактерії, які здатні розмножуватися в інтервалі температур 35 – 90 °С (оптимум 50 – 60 °С), зумовлюючи самозигрівання гною, компостів, зеленої фітомаси, вологого зерна. На рослини та їх продукцію ці бактерії потрапляють з пилом. Самозигрівання гною використовують для його знезараження і знищення насіння бур'янів. При цьому утворюється високоякісний перегній — концентроване сипке органічне добриво. Термофіли є аеробами, через що не беруть участі в біологічних процесах, які відбуваються в гноесховищах.

Ферментативна активність ґрунтів (ФАГ) — це екогенетично зумовлена єдність біогеохімічних по суті процесів надходження, стабілізації та прояву активності ферментів у ґрунті. Усі ці три знакові ланки розглядаються як блоки продукування, іммобілізації та активної дії ферментів, функціонування яких є завжди взаємозв'язаним і прив'язаним до динаміки всіх без винятку ґрунтово-екологічних параметрів. У цілинних ґрунтах природних екосистем, де ці параметри є динамічно урівноваженими, ФАГ зумовлена сезонними, природними коливаннями гідротермічних (а отже, й мікробіологічного) режимів, онтогенезом рослин, а в штучних агроеко-

системах вона доповнюється антропогенним впливом, який змінює хімізм ґрунту, його фізичні властивості, коригує склад фіто- і мікробіоценозів — основних чинників формування і функціонування ферментативного потенціалу ґрунту.

У ґрунт надходять прижиттєві ферментні екзовиділення живих мікроорганізмів та рослинних ризосфер, а також постмортальні внутрішньоклітинні ферменти всіх ґрунтових організмів. Їх кількість залежить від величини біомаси і метаболічної активності біоти.

Різні види обробітку ґрунту, зрошення, осушення, перезволоження — змінюють агрофізичні властивості ґрунтів, опосередковано призводячи до зміни біологічних режимів продукування ферментів. Стабілізація (імобілізація) ферментів у ґрунті відбувається внаслідок адсорбції або хемосорбції на матричних носіях, головними з яких є глинисті мінерали, целюлоза та інші полісахариди, гумусові речовини (з утворенням різноманітних зв'язків між молекулами білкових ферментів і поверхнею адсорбенту — електростатичні та гідрофобні взаємодії, водневі, іонні, ковалентні зв'язки). Характер імобілізації і ступінь стабілізації визначаються молекулярною структурою білка-ферменту, неодмінно модифікованого під впливом адсорбуючої поверхні ґрунту з різним мінералогічним, гранулометричним, хімічним складом, ЄКО, складом обмінних катіонів, варіативним характером дисперсності функціональних груп гумусових речовин під впливом вологості і температури ґрунтового середовища.

Є багато аргументів на підтвердження того, що основними носіями ферментів у ґрунті є гумусові речовини, а в їх імобілізації важливу роль відіграють глинисті мінерали. Як імобілізація, так і стабілізація ферментів сприяють їх збереженню, протидіючи протеолізу та забезпечуючи каталітичну підтримку ґрунтогенезу та породженої ним родючості.

Зміни хімізму ґрунту, його фізичних (у тому числі водних, повітряних) властивостей, стану ґрунтової біоти варіюють ФАГ, починаючи з виділення ферменту в ґрунт і закінчуючи його участю в каталізі всіх без винятку елементарних та часткових ґрунтових процесів.

ФАГ залежить від його типу, гідротермічного режиму всього ландшафту, характеру та інтенсивності агроекологічних впливів. Основну частину ферментного фонду ґрунту становлять імобілізовані ферменти, накопичені і збережені у ґрунті — складному біофізико-геохімічному середовищі, гранично комфортному для заселення мікроорганізмами. Тому однією з найважливіших функцій ґрунту є регуляція мікробно-ферментативних процесів, що відбуваються у ньому в неодмінному зв'язку з динамікою внутрішніх (суто ґрунтогенних, фітоценотично зумовлених) і зовнішніх (ландшафтних, кліматичних, геоморфологічних) чинників, які водночас є й регуляторами ФАГ. Поза ферментним впливом унеможливорюється процес гумусоутворення, гідроліз органічних сполук з вивільненням

доступних для рослин компонентів мінерального живлення, гальмуються окисно-відновлювальні реакції, а загалом усі основні ланки формування й еволюції ґрунту та його родючості.

Сезонна динаміка ФАГ зумовлюється передусім коливаннями температури, вологості й аерації ґрунту, станом рослинного покриву, динамікою мікробного пулу. ФАГ є завжди високою навесні та восени і знижується влітку, що корелює з інтенсивністю гідролітичних процесів, їх співвідношенням з процесами окиснення, а також поведінкою в ґрунті гуматів та фульватів — основних носіїв ґрунтових ферментів (фульвати наділені підвищеною активністю каталази як у цілинних ґрунтах, так і в орних; сильно кислі ґрунти мають низьку ФАГ тощо).

Повну ФАГ характеризують її параметри, визначені в натуральних ґрунтах (потенційна ФАГ — мало залежить від сезонних умов) порівняно з тими самими, але прогрітими протягом трьох годин при 100 °С ґрунтами.

Ферментативну діагностику ґрунтів зручно також здійснювати за співвідношенням активності інвертази та кількості гумусу в гумусово-аккумулятивному горизонті (А.Ф. Галстян) — для чорнозему воно становить (Л.Ю. Гончарова): на цілині — 8,91; 8,14; 8,34; на перелозі — 8,51; 8,25; 8,59; на ріллі — 7,63; 7,05; 7,31 (відповідно навесні, влітку, восени).

Окрім суто ґрунтово-екологічних чинників, рівень ФАГ переважно визначається специфікою життєдіяльності самих ґрунтових мікроорганізмів — основних постачальників ферментів до ґрунту. Хоча їх чисельність загалом і не корелює з активністю ферментів, все ж при уважному моніторингу позитивний кореляційний зв'язок чисельності мікроорганізмів з інвертазою, уреазою та деякими іншими ферментами вдається помітити. З вмістом у ґрунті бактерій, що мінералізують органічні сполуки фосфору, корелює також фосфатазна активність; активність каталази — з чисельністю грибів; активність деяких інших ферментів — з кількістю актиноміцетів тощо.

Певна суперечливість зазначеного зумовлена тим, що наведені дані отримані в різних ландшафтно-екологічних умовах. Очевидно, що кореляцію правильно було б проводити не з чисельністю мікроорганізмів, а з їх біомасою, оскільки ферменти продукуються не лише живими, а й відмерлими мікробними клітинами. Цікаво, що різні підтипи чорноземів відрізняються характером та інтенсивністю мікробно-біохімічних процесів, що відбуваються у них. Найбільшу активність уреазі помічено в чорноземі глибокому, а дещо меншу — у верхньому гумусово-аккумулятивному горизонті чорнозему південного. Цікавою є активізація уреазі у чорноземі типовому на глибині 15 – 25 см. Найбільшою активністю протеази по всьому профілю помарковані чорноземи звичайний і передкавказький, що діагностує їх перманентну готовність до мобілізації азотного фонду. Водночас

амілолітична активність у всіх чорноземів є приблизно однаковою, а найбільша активність інвертази нерідко виявляється в чорноземах передкавказькому і звичайному. Чорнозем типовий відрізняється високою уреазною активністю верхніх горизонтів. Усе це вказує на очевидну високу біогенність цього еталонного родючого типу ґрунту, який сформувався та функціонує в особливих гідротермічних (загалом ландшафтно-біокліматичних) умовах степових просторів Євразії та Північної Америки.

Фосфатазна активність, яка непогано діагностує інтенсивність фосфатного режиму ґрунтів, найчіткіше виявляється в чорноземах (за всіма трьома фосфатазами), хоча й неоднаково в їх різних підтипах. До того ж з глибиною їхня активність диференціюється: поступово зменшується у кислої фосфатази, помітно збільшується у нейтральної та лужної тощо. Проте не можна вважати однозначно доведеною залежність вмісту рухомих форм фосфору від активності згаданих фосфатаз. Важливу функцію в фосфатному режимі виконують фосфогідролази, які здійснюють мобілізацію фосфору, закріпленого в органічних речовинах. Субстратами таких ґрунтових фосфатаз є специфічні гумусові фосфоровмісні речовини, нуклеїнові кислоти, фосфоліпіди, фосфопротеїни та інші неспецифічні індивідуальні сполуки, а також проміжні фосфоровмісні метаболіти, що надходять до ґрунту з фіторештками. Помічено, що надлишок рухомих сполук фосфору загальмовує активність фосфатаз — їх внесення у співвідношенні $C : P = 20 : 1$ повністю паралізувало в експерименті синтез фосфатази мікроорганізмами (неорганічні фосфати вочевидь є конкурентним інгібітором фосфатаз). Внесення в орних ґрунтах з дефіцитом рухомого фосфору та низькою фосфатазною активністю органічних та мінеральних азотних добрив сприяє підвищенню активності фосфатаз. Помітним у багатьох ґрунтах є деяке збільшення фосфатазної активності в середній їх частині, що зазвичай збігається з профільним перерозподілом фосфатів.

Гідролітичні ферменти, які розщеплюють органічні речовини та каталізують синтез вуглеводів, білків, амідів, фосфорорганічних сполук, виконують не менш важливу роль у підвищенні ефективної родючості ґрунтів, що пояснюється мобілізацією доступних форм головних поживних речовин (сполук N, P, S тощо), неодмінно пов'язаною з гідролізом органічних речовин.

Освоєння лісових (дерново-підзолистих, опідзолених) ґрунтів свідчить про те, що вирощування культурних рослин призводить до зміни тренду ґрунтових процесів, у тому числі й мікробно-біохімічних. Особливо помітними є зміни вмісту азоту і фосфору, які супроводжуються водночас і змінами ФАГ. При цьому помічено деяке зменшення активності гідролітичних і окисно-відновлювальних ферментів. Неодмінно висока активність ферментів у гумусово-елювіальному горизонті знижується з глибиною, непогано корелює

ючи з профільним розподілом гумусу, поживних речовин, мікроорганізмів. Додатки вапна до органо-мінеральних добрив максимізувало активність щодо мінералізації амідів уреазі. Максимальна активність протеаз спостерігається при внесенні на опідзолених ґрунтах Лісостепу гіпсу разом з дефекатом.

Активність ферментів в окультурюваних ґрунтах може слугувати показником тренду їх біологічних режимів, від яких прямо залежить рівень ґрунтової родючості. Під окультурювальною дією вирощуваних рослин у їхньому профілі відбуваються глибокі зміни еколого-генетичного характеру, які позначаються насамперед на режимі трофності. Суттєво коригується в агрономічно бажаний бік гумусовий стан окультурюваних ґрунтів, збільшується рухомість азоту і частково фосфору, інтенсифікується переважна більшість мікробно-біохімічних процесів, пов'язаних з ферментативною активністю ґрунту.

При розорюванні та сільськогосподарському використанні різних типів ґрунтів їх ферментативна активність суттєво коригується — змінюється активність гідролаз і оксидоредуктаз, збільшуючись проти цілини та перелогу. Уреазна активність особливо помітна при внесенні добрив у ролі провідного агрохімічного прийому в екологізованій системі заходів з окультурювання ґрунтів. Зміна уреазної активності загалом є досить специфічною і завжди залежною від ландшафтно-біокліматичних умов та генези окультурюваного ґрунту. Так, для чорноземів типових помірно теплих середньо зволжених агроґрунтових районів і темно-каштанових слабкосолонцюватих ґрунтів аридних районів характерним є деяке посилення уреазної активності з глибиною з поступовим зниженням у низах профілю. Надто високою є уреазна активність у верхніх горизонтах червоно-жовтих фералітних ґрунтів жарких та вологих тропіків з диференційованим профілем (з глибиною вона знижується). Загалом простежується чітке й закономірне збільшення уреазної активності в широтному напрямку з півночі на південь — з трендом позитивної кореляції вмісту в ґрунтах уреазі з кількістю гумусу. При цьому активність уреазі залежить від його якості, корелюючи головним чином з величиною C : N, що стає особливо помітним не лише в окультурюваних дерново-підзолистих, а й чорноземних і темно-каштанових ґрунтах.

Інвертазна активність чіткіше за інші ферменти відображує рівень родючості ґрунтів, характер їх біологічного режиму та його варіативність під впливом різних окультурювальних агротехнологій. Виходячи з тісної кореляційної залежності між активністю інвертази та врожаєм сільськогосподарських культур, інвертазну активність рекомендують (А.Ф. Галстян) використовувати для діагностики строкатості ґрунтової родючості в різних сівозмінах, при виборі земельних ділянок під польові досліді на території розпайованих великих сільгоспдприємств за оновленими програмами ноосфер-

ного моделювання ґрунтогенних процесів за сучасних умов господарювання з приватною формою власності на землю.

Нераціональне освоєння в недалекому минулому цілих земель призвело до тотального зниження *інвертазної активності* при тому, що застосування органо-мінеральних добрив у комплексі з іншими заходами окультурювання ґрунтів загальмовує цю тенденцію практично на всіх типах ґрунтів (за винятком чорноземних). Показовим є зниження інвертазної активності з глибиною.

Зміни, що відбуваються в ґрунтах під впливом *окультурювання*, призводять до суттєвої відмінності в оксидоредуктазній активності (як аеробній, так і анаеробній), особливо помітній для дегідрогеназ і пероксидази з поліфенолоксидазою. Дегідрогеназна активність цілих і орних ґрунтів помітно збільшується в уже згаданому напрямку з півночі на південь з максимумом у чорноземі типовому (Лісостеп), особливо помітному, як і в темно-каштанового ґрунту, в нижній частині гумусового та в перехідному горизонтах. На зрошуваних темно-каштанових ґрунтах її показники дещо знижуються проти незрошуваних.

Ферментативна активність помітно знижується навіть за невисокого рівня техногенного навантаження на ґрунт, що дає можливість використовувати показники ФАГ для діагностики початкових деградаційних етапів у сучасному ґрунтоутворенні, у тому числі при забрудненні ґрунтів важкими металами тощо.

Певний внесок у ґрунтогенез роблять *фітоактивні речовини* з підстилки, коренів рослин, змивів з листя тощо. Потрапляючи в ґрунт, вони здатні акумулюватися і формувати там відповідний *алелопатичний* режим, характер якого залежить від рослин-постачальників та від самого ґрунту. Окрім безпосереднього впливу на ріст і життєдіяльність рослин-акцепторів, розчинні органічні речовини рослинних екзодигідролів здатні вступати в реакції з мінеральною частиною ґрунту, збільшуючи рухомість катіонів та утворюючи з ними різні, у тому числі й токсичні, сполуки, суттєво коригуючи цим біологічний режим ґрунту. Алелопатичні властивості екзодигідролів залежать від типу ґрунтово-ценологічного тандему та багатьох інших, ще мало досліджених чинників. Про важливу роль рослин і супутних їм мікроорганізмів, тварин, грибів свідчить виділення CO_2 з ґрунту — суто ценогенетична властивість ґрунту, яка визначає активність біоценозу, що легко оцінюється саме за виділенням газу, який, незважаючи на свій мізерний вміст у ґрунтовому та атмосферному повітрі, був, є і буде в майбутньому пневматичною основою будь-якого біогеоценозу — провідного чинника ґрунтогенезу. Його чи не найголовнішим параметром є *видове біорозмаїття*, збереження якого є неодмінною ланкою всіх моделей раціонального використання головного багатства нації — землі та її ґрунтових компонентів.

8.6. Ґрунтовий розчин та окисно-відновлювальні реакції

Ґрунтовий розчин, за В.І. Вернадським, — це найважливіша категорія природних вод, основний субстрат (матрикс і матриця) життя, неодмінний учасник усіх без винятку біосферних процесів. Г.М. Висоцький образно назвав ґрунтовий розчин кровоносною системою ландшафту і його ґрунтових компонентів. І це не випадково, бо саме в ґрунтовому розчині відбуваються неодноразово згадувані найважливіші біофізико-хімічні реакції, саме з нього рослини та мікроорганізми поглинають життєво важливі для них речовини. Ґрунтовий розчин забезпечує стабільне функціонування в ґрунті розмаїтого спектра елементарних мікропроцесів і часткових реакцій, які беруть участь у профільному (по вертикалі) та латеральному (в катені) переміщенні речовин у реальних ландшафтах, зумовлюючи цим надзвичайно важливий еколого-біогеохімічний вплив на генезу ґрунтів і розвиток їх родючості.

Що ж становить собою ґрунтовий розчин у точному розумінні? Насамперед ґрунтовим розчином можна вважати рідкофазні компоненти ґрунту (А.Є. Возбуцька), які включають ту воду, що знаходиться в ґрунті разом з розчиненими в ній мінеральними солями, органо-мінеральними та органічними сполуками, газами, найтоншими гідрозолями колоїдів. Усілякі водні, сольові, кислотні, спиртові та інші витяжки з певною часткою умовності також можна вважати імітаторами ґрунтових розчинів, штучно приготовлених у лабораторних умовах. Проте не слід забувати, що кислотні та сольові витяжки провокують перехід у ґрунтовий розчин додаткової кількості тих чи інших компонентів і застосування нейтральної водної витяжки все ж порушує існуючу в реальних ґрунтах фазову рівновагу. Через це значно *наближеними до ґрунтових розчинів є суспензії та пасти насичення* (М.К. Крупський, Г.М. Александрова). Спроба класичного визначення належить Р.У. Пірsonу, який назвав *ґрунтовим розчином квазірівноважений розчин електролітів, що існує у ґрунті лише за умови його неповного вологонасичення*. За невизначеності умов квазірівноваги і допустимих обмежень вологонасичення та відсутності згадки про розчинені органічні речовини і гази ця дефініція однозначно виключає з категорії ґрунтових розчинів гравітаційну воду, що швидко фільтрується через ґрунт, не урівноважуючись з його твердими фазами, перешкоджаючи з'ясуванню їх складу на підставі вивчення лізиметричних вод.

Ґрунтовим розчином ми називатимемо *динамічно зрівноважений водний розчин біоорганічних, мінеральних, органо-мінеральних речовин (у тому числі газів), сформований у реальних ландшафтно-біокліматичних умовах під впливом зональних типів гідротер-*

мічного, водно-повітряного, поживного (трофічного) та інших ґрунтово-екологічних режимів.

Чи можна виділити ґрунтовий розчин? У пошуках відповіді на це запитання Т. Шлезінг ще в 1886 р. вперше спробував витіснити його з ґрунту водою. Пізніше були застосовані процедури видавлювання його пресом, центрифугування, витіснення іншою рідиною. Перші два методи можна з успіхом застосовувати тільки за достатньої вологості ґрунтів, передусім з високою водоутримувальною здатністю. Витіснення ґрунтового розчину іншою рідиною (наприклад, спиртом) здійснюють, заливаючи її зверху на колонку, заповнену природно зволуженим ґрунтом. У регіонах з промивним типом водного режиму ґрунту склад ґрунтового розчину вивчають лізиметричним методом: досліджують води, які профільтрувалися через ґрунт. Жоден із зазначених трудомістких і дорогих методів не гарантує повної тотожності складу нативного (реального, натурального) і виділеного ґрунтових розчинів. Ця їх недосконалість і трудомісткість спонукали дослідників шукати принципово нові шляхи пізнання цього найважливішого з ґрунтових компонентів:

- дослідженням ґрунтового розчину *in situ* іон-селективними електродами (найбільш поширених);
- емпіричним добором розчинів, склад яких не змінювався б після взаємодії з ґрунтом.

Склад ґрунтового розчину. Притаманні кожному типу ґрунту хімічні, фізико-хімічні, біологічні (біохімічні) процеси формують неповторний склад ґрунтового розчину. Інтенсивність і спрямованість зазначених процесів значною мірою зумовлена впливом гідротермічних умов, сезонна динамічність яких спричинює відповідну динамічність складу та концентрації ґрунтового розчину протягом року, що постійно ускладнюється внаслідок господарської діяльності людини (внесення добрив, хімічних меліорантів, пестицидів, після-промислових субстратів, зрощення, осушення тощо).

Концентрація ґрунтового розчину в незасолених ґрунтах коливається від десятих частин грама до кількох грамів у літрі (від 5 – 7 до 100 – 150 мг-екв/л суми аніонів і катіонів), а в засолених ґрунтах — підвищується до десятків грамів водорозчинних компонентів на літр. До складу ґрунтового розчину входять органічні, мінеральні, органо-мінеральні сполуки та розчинні гази (O_2 , CO_2 та ін.). Органічні сполуки представлені метаболітами рослин і мікроорганізмів, гумусовими речовинами, продуктами їх трансформації (у тому числі іонами NO_3^- , NH_4^+ , SO_4^{--}); органо-мінеральні компоненти — переважно алюмо-, залізо-, силіційгумусовими та глиногумусовими комплексами (у тому числі колоїдальними — у чорноземах такими є 10 – 25 % складу ґрунтового розчину). Найбільш дослідженими в ґрунтовому розчині є солі. Серед катіонів тут переважають H^+ , Ca^{2+} , Mg^{2+} , Na^+ , NH_4^+ , K^+ (в сильноокислих ґрунтах трапляються Al^{3+} ,

Fe^{3+} , в перезволожених — Mn^{2+} та Fe^{2+}), а серед аніонів — HCO_3^- , CO_3^{2-} , NO_3^- , NO_2^- , H_2PO_4^- , HPO_4^{2-} , SO_4^{2-} , Cl^- .

Окрім залежності від гідротермічних умов, типу ґрунтогенезу, склад ґрунтового розчину суттєво урізноманітнюється по екогенетичних горизонтах того самого ґрунту. Максимум водорозчинних органічних сполук припадає на верхні горизонти, а найбільший вміст солей, навпаки, — на окарбоначені та гіпсоносні горизонти. Для прикладу розглянемо склад та концентрацію ґрунтового розчину чорнозему звичайного. У цьому, загалом незасоленому, ґрунті концентрація ґрунтового розчину верхнього гумусово-аккумулятивного горизонту становить 400 – 900 мг/л і є водночас максимальною (максимум концентрацій повторюється на глибині 1,5 – 2,5 м, досягаючи в гіпсоносному горизонті 5 – 7 мг/л).

За складом ґрунтовой розчин по всьому профілю є гідрокарбонатно-кальцієвим (рН 7,6 – 8,1), але з глибини 1,5 – 1,6 м стає гідрокарбонатно-натрієвим (рН 8,3 – 8,7), а у гіпсовому горизонті — сульфатно-натрієвим (рН 7,1 – 7,8). Домінуючим катіоном ґрунтового розчину (до 130 см) виступає Ca^{2+} , який має в цих ґрунтах три максимуми концентрації — у верхній частині *H*-горизонту (110 мг/л), а також у карбонатному (80 мг/л) і гіпсовому (400 мг/л) горизонтах. Вміст Mg^{2+} у ґрунтовому розчині залишається приблизно однаковим (20 – 30 мг/л) у межах майже всього профілю, суттєво зростаючи (до 300 мг/л) лише у гіпсовому горизонті. Співвідношення $\text{Ca} : \text{Mg}$ становить 2 – 3, зменшуючись з глибиною до 1, вміст Na^+ у верхніх горизонтах — 2 – 5 мг/л, а з глибини 150 см різко збільшується до 1400 мг/л. K^+ поводитьсь альтернативно Na^+ , тобто зосереджується у верхніх горизонтах (20 – 30 мг/л), а з глибиною його вміст знижується (і знову підвищується вже в материнській породі). Серед аніонів домінує HCO_3^- , вміст SO_4^{2-} в *H*-горизонті становить 50 мг/л, збільшуючись з глибиною, тоді як погоризонтний вміст Cl^- залишається практично незмінним — близько 20 – 30 мг/л. Низькою є й концентрація NO_3^- .

Концентрація іонів, що входять до складу ґрунтового розчину, виявляється мало інформативною при спробі пояснення явища коагуляції і пептизації колоїдів, проникнення іонів крізь напівпроникну мембрану, реакцій на поверхні розділу фаз, засвоєння елементів живлення рослинами, які однозначно залежать від *активності іонів*. Поняття активності іонів було запроваджено Г. Льюїсом у 1905 р. для оцінки поведінки іонів у реальних розчинах, до яких належать і рідкі фази ґрунту, де іони одного роду не існують незалежно один від одного, а взаємодіють як між собою, так і з молекулами розчинника. Інтенсивність взаємодії залежить від концентрації розчину, заряду іонів,

ступеня їх гідратації та інших чинників, які слід враховувати при визначенні активності іонів. Між активністю іонів a і концентрацією існує прямий зв'язок, який виражається формулою

$$a = C\gamma,$$

де C — концентрація іона; γ — коефіцієнт його активності.

Інколи активність іона подають як «скориговану» концентрацію, а коефіцієнт активності — як поправний множник, що дає можливість застосовувати закони термодинаміки до реальних розчинів. У розбавлених розчинах активність іонів менша, ніж їх концентрація, а коефіцієнт активності менший від 1. При збільшенні концентрації до 0,5 – 1,0 М падіння величини коефіцієнта активності сповільнюється, а з подальшим збільшенням концентрації коефіцієнт активності починає зростати. При високих концентраціях величина γ може бути вище за 1 і тоді $a > C$. На практиці коефіцієнт активності іонів розраховують за рівнянням Дебая — Гюккеля

$$\lg \gamma = -\frac{0,5Z^2\sqrt{\mu}}{1 + \sqrt{\mu}},$$

де γ — активність іона; Z — його валентність; μ — іонна сила розчину.

Активність іонів у ґрунтових розчинах можна розрахувати або знайти експериментально. Порядок розрахунку є таким: спочатку визначають іонну силу розчину за формулою

$$I = \frac{1}{2}(m_1Z_1^2 + m_2Z_2^2 + \dots + m_iZ_i^2),$$

де I — іонна сила розчину; m — молярна концентрація іона; Z^2 — квадрат валентності іона.

Так, для 1 М розчину CaCl_2 іонна сила дорівнюватиме трьом:

$$I_{\text{CaCl}_2} = \frac{1 \cdot 2^2 + 2 \cdot 1^2}{2} = 3.$$

Далі знаходять коефіцієнт активності іона за формулою

$$\lg \gamma_{\text{Ca}^{2+}} = -\frac{0,51Z^2\sqrt{\mu}}{1 + \sqrt{\mu}} = -\frac{0,51 \cdot 4 \cdot \sqrt{3}}{1 + \sqrt{3}} = -1,29, \quad \gamma = 0,051.$$

Ґрунтовий розчин — це змішаний електроліт, іонна сила якого залежить від домінуючого за концентрацією іона. При високих концентраціях ґрунтового розчину вона визначається тією сіллю, яка розпадається на більшу кількість іонів з вищими зарядами. Розраховані для ґрунтових розчинів значення γ і a є приблизними величинами. Найбільш простим способом визначення активності іонів є її пряме вимірювання іон-селективними електродами, першим з

яких став Н-селективний скляний електрод, що застосовувався для визначення кислотності ґрунту ще в 1906 р. Переваги іонометрії виявилися особливо вагомими при використанні іон-селективних електродів для експрес-аналізів природних об'єктів (у тому числі й ґрунтів) без їх руйнації. На сьогодні розроблені і широко використовуються іон-селективні електроди для визначення активності H^+ , Li^+ , Na^+ , K^+ , Rb^+ , Cs^+ і аніонів NO_3^- , H_2PO_4^- , SO_4^{--} , Cl^- , I^- , Br^- . Не всі електроди вдається використати для визначення активності іонів у ґрунтових розчинах. Головним гальмом тут стає протидія інших іонів або речовин. Так, при визначенні $\alpha_{\text{NH}_4^+}$ протидіє іон K^+ , а

роботу NO_3^- -селективної мембрани паралізують ефірні олії рослин із родини капустяних. Іноді використання іон-селективних електродів обмежується низьким вмістом у ґрунті аналізованих іонів. Діапазон концентрацій, які дають змогу використовувати іон-селективні електроди, обмежується $(4,0 \dots 1,0) \cdot 10^{-6}$ моль/л. У потенціометричних дослідженнях використовують електроди:

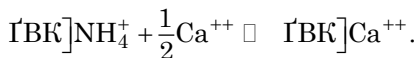
- з твердими, рідкими та плівковими мембранами;
- на основі рідких катіонітів і аніонітів;
- з використанням нейтральних переносників;
- газові і ферментативні електроди.

Активність іонів характеризує їх рухомість і доступність рослинам тільки на момент визначення. При засвоєнні хімічних елементів у процесі живлення рослин концентрація і активність їх зменшуються. Швидкість і легкість процесу поповнення іонів у ґрунтовому розчині діагностується за величиною потенціалів хімічних елементів, які характеризують ту роботу, яка необхідна для переведення хімічного елемента з твердих фаз у ґрунтовий розчин (це уявлення взято з термодинаміки, де потенціалом хімічного елемента вважають величину, що характеризує зміну вільної енергії Гіббса при переході елемента з твердої фази у розчин). Далі буде показано, що перехід іона з твердих фаз у розчин супроводиться обмінними реакціями, з яких при визначенні потенціалу певного хімічного елемента враховується тільки одна (домінуюча). Такою домінуючою реакцією обміну при визначенні амонієвого потенціалу буде:

- кислих ґрунтів



- чорноземів



Виведення формули для визначення потенціалу хімічного елемента здійснюється за таким алгоритмом:

1) потенціал, який виникає на іон-селективному електроді, визначається за формулою

$$E = E_0 + \frac{2,3RT}{nF} \lg a,$$

де E — потенціал хімічного елемента; E_0 — нормальний потенціал хімічного елемента, що виникає у 1 М розчині; 2,3 — коефіцієнт переходу до десяткових логарифмів; R — універсальна газова константа; T — температура; n — заряд іона; F — число Фарадея; a — активність іона;

2) потенціал, який виникає на калійному електроді, — за формулою

$$E_{K^+} = E_{0K^+} + \frac{2,3RT}{nF} \lg a_{K^+},$$

а на кальцієвому електроді:

$$E_{Ca^{2+}} = E_{0Ca^{2+}} + \frac{2,3RT}{nF} \lg a_{Ca^{2+}}.$$

Калійний потенціал (зміна вільної енергії Гіббса) визначається як різниця потенціалів, що виникають на калійному і кальцієвому електродах:

$$\begin{aligned} \Delta G_{K^+}^0 = E_{Ca^{2+}} - E_{K^+} = & \left[E_{0Ca^{2+}} + \frac{2,3RT}{nF} \lg a_{Ca^{2+}} \right] - \\ & - \left[E_{0K^+} + \frac{2,3RT}{nF} \lg a_{K^+} \right]. \end{aligned}$$

Величини E_{0K^+} , $E_{0Ca^{2+}}$, R , T і F є константними, отже, вони виносяться за дужки і скорочуються, після чого формула для визначення калійного потенціалу набуває вигляду:

$$\Delta G_{K^+}^0 = \frac{1}{2} \lg a_{Ca^{2+}} - \lg a_{K^+}.$$

Коефіцієнт 1/2 з'являється внаслідок поділу одиниці на заряд Ca^{2+} (дорівнює двом). Величина $-\lg a_{K^+}$ і є pK , а $-1/2 \lg a_{Ca^{2+}}$ — це $0,5 pCa^{2+}$. Кінцева формула для визначення калійного потенціалу чорноземного ґрунту набуває вигляду:

$$\Delta G_{K^+}^0 = pK^+ - 0,5 pCa^{2+}.$$

Раніше потенціал хімічного елемента визначали так: окремо вимірювали у розчині pK^+ і pCa^{2+} за допомогою іон-селективних електродів і за наведеною формулою знаходили $\Delta G_{K^+}^0$. Нині завдання зведено до безпосереднього вимірювання калійного потенціалу ґрун-

ту. Для цього електрохімічний ланцюжок формують з двох індикаторних (на K^+ і Ca^{2+}) електродів (допоміжний хлорсрібний елемент не використовують у вимірюваннях). Електрохімічний ланцюг при цьому формують за схемою: Са-селективний електрод | розчин | К-селективний електрод. Хімічні потенціали інших елементів (табл. 8.16) вимірюються аналогічно.

Таблиця 8.16. Потенціали хімічних елементів, використовуваних у ґрунтознавстві

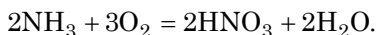
| Потенціал | Домінуюча реакція обміну | Формула | Джерело |
|------------|---------------------------|------------------|----------------------------------|
| Калійний | $K^+ \square Ca^{2+}$ | $pK - 0,5pCa$ | Woodruff, 1955, Beckett, 1965 |
| | $H^+ \square K^+$ | $pH - pK$ | Дараган, 1979, Канунникова, 1981 |
| Кальцієвий | $H^+ \square Ca^{2+}$ | $pH - 0,5pCa$ | Дараган, 1981, Schofield, 1947 |
| Натрієвий | $Na^+ \square Ca^{2+}$ | $pNa - 0,5pCa$ | Nafadi, 1974, 1979 |
| Амонієвий | $NH_4^+ \square Ca^{2+}$ | $pNH_4 - 0,5pCa$ | Pazricha, Singh, 1977 |
| | $H^+ \square NH_4^+$ | $pH - pNH_4$ | Александрова, 1981 |
| Магнієвий | $H^+ \square Mg^{2+}$ | $pH - 0,5pMg$ | Santa, 1982 |
| | $Mg^{2+} \square K^+$ | $0,5pMg - pK$ | Nommic, 1979 |
| | $Mg^{2+} \square Ca^{2+}$ | $pMg - pCa$ | Rahmatullah, 1981 |

Потенціал хімічного елемента характеризує ступінь легкості переходу хімічного елемента у ґрунтовий розчин. Підтримання певного рівня концентрації поживного елемента (забезпеченість рослин елементом живлення) у ґрунтовому розчині залежить не тільки від легкості його переходу у ґрунтовий розчин, а й від загального вмісту певного елемента у ґрунті. Цей чинник враховує ПБЗ — потенційну буферну здатність ґрунтів щодо того чи іншого елемента живлення, тобто їх здатність підтримувати активність іонів у ґрунтовому розчині на постійному рівні, наприклад ПБЗ щодо іонів калію ПБЗ^K, фосфат-іонів — ПБЗ^P, NH_4^+ — ПБЗ^{NH₄⁺} тощо.

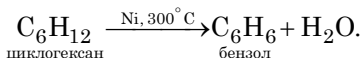
Термодинамічні показники використовуються для: 1) фізико-хімічної характеристики ґрунтів, пізнання їх генези, екологічної та агропромислової характеристик; 2) діагностики ґрунтових процесів, а отже, й типу ґрунтогенезу; 3) забезпечення запитів хімічної меліорації ґрунтів; 4) меліоративної оцінки зрошувальної води і прогнозування осолонцювання ґрунтів; 5) вивчення ґрунтово-екологічних режимів (у тому числі оцінки доступності елементів живлення рослинам); 6) розробки екосистемних та інших моделей родючості ґрунтів, шляхів її підвищення, окультурювання, захисту від деградації.

Зміна концентрації та складу ґрунтових розчинів призводить до зміни режимів водного і мінерального живлення рослин, що не може не позначитись на їх розвитку та продуктивності. Через це виробники сільськогосподарської продукції завжди намагалися будь-яким способом оптимізувати склад ґрунтового розчину з метою забезпечення якомога вищої продуктивності агроценозів. Зрошення та осушування ґрунтів водночас зі створенням сприятливого водно-повітряного режиму дають змогу знизити занадто концентровані розчини, особливо коли в них є токсичні для рослин сполуки (Fe^{++} та ін.). Внесення добрив сприяє оптимізації вмісту в ґрунтових розчинах біофільних елементів. Для живлення рослин особливо великого значення набуває його осмотичний тиск, який залежить від концентрації та ступеня дисоціації розчинених речовин (у незасолених ґрунтах його величина не перевищує 10 МПа, а удобрювальні солі здатні підвищити його вдвічі). Якщо осмотичний тиск ґрунтового розчину зрівнюється з осмотичним тиском клітинного соку рослин або перевищить його (в засолених ґрунтах), то всмоктування води рослинами припиняється (при цьому у пшениці затримується кушніня, прискорюються колосіння, квітання, визрівання, внаслідок чого зменшується врожайність, оскільки збільшується білковість зерна).

Окисно-відновлювальні реакції є частиною тих різноманітних хімічних, фізико-хімічних, біохімічних реакцій, що постійно відбуваються в ґрунті. Це ті реакції, в яких відбувається зміна валентності хімічних елементів або перенесення електронів від одних реагуючих компонентів до інших. Класичним окисненням є процес приєднання кисню, наприклад:



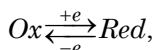
Окисненням є також реакція дегідрогенізації (наприклад циклогексану з утворенням бензолу), під час якої відбувається відщеплення водню:



Віддача електронів без участі кисню:



Зворотні реакції отримали назву відновлювання. Реакції окиснення і відновлювання відбуваються в ґрунті, як і в будь-яких інших середовищах, при цьому одночасно одні речовини віддають електрони і окиснюються, а інші їх приєднують і при цьому відновлюються:



де Ox — окисник; Red — відновник; e — електрони — учасники окисно-відновлювальної реакції.

Окисно-відновлювальні реакції можуть бути *зворотними* і *незворотними*. Зворотний характер мають, наприклад, реакції окиснення і відновлення сполук заліза ($Fe^{+3} \leftrightarrow Fe^{2+}$), марганцю ($Mn^{4+} \leftrightarrow Mn^{2+}$), азоту ($N^{5+} \leftrightarrow N^{3+}$), сірки ($S^{6+} \leftrightarrow S^{2-}$), а незворотний — реакції окиснення органічних речовин.

Якщо у розчин, де відбувається окисно-відновлювальна реакція, помістити електрод з інертного матеріалу (Pt), то він починає приймати електрони від відновленої форми і передавати їх окисненій формі. Внаслідок цього між металом і розчином виникає потенціал, який отримав назву окисно-відновлювального потенціалу (ОВП). Для вимірювання ОВП використовують допоміжний електрод. Допоміжним є електрод з відомим потенціалом, щодо якого вимірюють потенціал платинового електрода. Таким є водневий електрод. Потенціал нормального водневого електрода дорівнює нулю. Нормальним водневим електродом вважають насичений воднем при тиску $1 \cdot 10^5$ Па електрод, що перебуває у рівновазі з розчином, активність іонів водню якого дорівнює одиниці. На практиці допоміжним електродом часто є каломельний електрод. Потенціал насиченого каломельного електрода щодо нормального водневого електрода дорівнює 250 мВ при $T = 18^\circ C$.

Експериментально встановлено, що величина потенціалу на платиновому електроді залежить від температури і співвідношення концентрацій (активностей) окисника й відновника, що виражається рівнянням Нернста:

$$E = E_0 + \frac{RT}{nF} \ln \frac{a_{Ox}}{a_{Red}},$$

де E — окисно-відновлювальний потенціал, мВ; E_0 — стандартний електродний потенціал; R — універсальна газова стала; T — температура; n — кількість електронів, що бере участь у окисно-відновлювальній реакції; a_{Ox} і a_{Red} — активності окисної і відновлювальної форм сполук.

Окисно-відновлювальний потенціал щодо електрода названо Eh :

$$Eh = E_0 + \frac{RT}{nF} \ln \frac{[H^+]^2}{[H_2]},$$

де $[H^+]$ — концентрація (активність) іонів водню; $[H_2]$ — концентрація молекулярного водню.

При заміні натурального логарифма на десятковий (помноженому на 2,3) і підстановці значень R , T і F формула ОВП набуває вигляду:

$$Eh = E_0 + \frac{2,3RT}{nF} \ln \frac{[\text{H}^+]}{[\text{H}_2]} = E_0 + \frac{0,058}{n} \lg \frac{[\text{H}^+]^2}{[\text{H}_2]} = E_0 + \frac{0,058}{n} \lg \frac{\alpha_{\text{Ox}}}{\alpha_{\text{Red}}}.$$

Якщо $\alpha_{\text{Ox}} = \alpha_{\text{Red}}$, співвідношення $\frac{\alpha_{\text{Ox}}}{\alpha_{\text{Red}}} = 1$. Тоді окисно-віднов-

лювальний потенціал дорівнює стандартному електродному потенціалу ($Eh = E_0$). Стандартні потенціали головних окисно-відновлювальних систем наведено у довідниках.

Використовуючи величини нормальних електродних потенціалів і знайдені значення E , можна розрахувати співвідношення активностей (концентрацій) окисника і відновника у розчині, і, навпаки, знаючи ці пропорції, можна знайти величину Eh , у тому числі і щодо ґрунту. Так, І.П. Сердобольський вивів рівняння, що зв'язує Eh і вміст у ґрунті Fe^{2+} :

$$Eh = 1,122 + 0,145\sqrt{\mu} - 0,174\text{pH} - 0,058 + \lg[\text{Fe}^{2+}],$$

де μ — іонна сила розчину.

Е.А. Ярилова пов'язала вміст у ґрунті Mn^{2+} з величиною Eh :

$$Eh = 0,991 + 0,058\sqrt{\mu} - 0,116\text{pH} - 0,029 + \lg[\text{Mn}^{2+}].$$

Кількісні залежності встановлені і для інших окисно-відновлювальних реакцій, наприклад, для: $\text{MnO}_2 + 4\text{H}^+ + 2\bar{e} = \text{Mn}^{2+} + \text{H}_2\text{O}$ ця залежність виражається рівнянням:

$$Eh = 1,229 - 0,118\text{pH} - 0,03\lg[\text{Mn}^{2+}],$$

а для реакції $\text{Fe}(\text{OH})_3 + 3\text{H}^+ + \bar{e} = \text{Fe}^{2+} + 3\text{H}_2\text{O}$

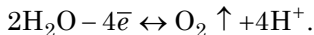
$$Eh = 1,058 - 0,177\text{pH} - 0,059\lg[\text{Fe}^{2+}].$$

З наведених рівнянь видно, що величина рН входить до них з від'ємним знаком, отже, чим вищим є значення рН ґрунту, тим нижче значення Eh . І, навпаки, підкислення ґрунту сприяє підвищенню Eh .

Ґрунти зазвичай перенасичені ОВ-системами, найпоширенішими з яких є: $\text{Fe}^{3+} - \text{Fe}^{2+}$; $\text{Mn}^{4+} - \text{Mn}^{2+}$; $\text{O}_2 - \text{O}_2^-$; $\text{H}_2 - 2\text{H}^+$; $\text{NO}_3^- - \text{NO}_2^-$; $\text{SO}_4^{2-} - \text{H}_2\text{S}$; $\text{Cu} - \text{Cu}^{2+}$; $\text{Co}^{2+} - \text{Co}^{3+}$ тощо.

Окисно-відновлювальний потенціал є усередненою величиною Eh окремих систем, яка наближається до Eh тієї системи, окиснені чи відновлювальні форми якої містяться у ґрунті у найбільшій кількості. Концентрації (активності) заліза, марганцю, міді та інших елементів у ґрунтовому розчині є дуже малими. Так, концентрація Fe^{3+} у ґрунтовому розчині автоморфних ґрунтів становить $10^{-6} - 10^{-20}$ моль/л, а концентрація Mn , Cu та інших мікроелементів є ще меншою. Це означає, що наведені вище окисно-відновлювальні

системи не можуть бути потенціалвизначальними. Ними є O_2 , H_2O , мікробні метаболіти. Практично всі реакції в ґрунті відбуваються у середовищі води, яка може бути як окисником, так і відновником. Окиснення води виражається так:



Величина потенціалу для цієї реакції становитиме:

$$E = 1,23 + \frac{0,058}{4} \lg \frac{[O_2][H^+]^4}{[H_2O]^2}.$$

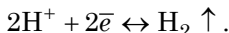
При парціальному тиску $O_2 = 1$ атм і $a_{H_2O} = 1$ це рівняння спрощується:

$$E = 1,23 + \frac{0,058}{4} \lg [H^+]^4 = 1,23 + 0,058 + \lg [H^+].$$

Заміна логарифму концентрації іонів водню на рН дає рівняння:

$$E = 1,23 - 0,059 \text{pH}.$$

Відновлення води супроводиться відновленням іонів водню:



Тоді

$$E = E_0 + \frac{0,058}{2} \lg \frac{[H^+]^2}{[H_2]}.$$

При парціальному тиску водню у 1 атм рівняння має вигляд:

$$E = E_0 + \frac{0,058}{2} \lg [H^+]^2 = E_0 + 0,058 \lg [H^+].$$

Внаслідок заміни $\lg [H^+]$ на рН рівняння набуває вигляду:

$$E = E_0 - 0,058 \text{pH}.$$

Залежність між потенціалом і значенням Eh можна подати рівнянням

$$Eh = E_0 - k \text{pH},$$

де k — кутовий коефіцієнт (показує зміну Eh при зміні рН на одиницю).

Існування такого зв'язку дало змогу У.М. Кларку і Б. Коену ввести новий показник для кількісної характеристики окисно-віднов-

лювальних процесів — rH_2 . За фізичною суттю rH_2 є від'ємним логарифмом тиску молекулярного водню:

$$rH_2 = -\lg P_{H_2} = 2 \left(\frac{Eh}{nF} \frac{2,3RT}{nF} + pH \right) = \frac{2Eh}{0,058} + 2pH = \frac{Eh}{0,029} + 2pH.$$

У разі вираження Eh і $\frac{2,3RT}{nF}$ у мВ показник $rH_2 = \frac{Eh}{29} + 2pH$.

При значенні $rH_2 > 27$ у ґрунті переважають процеси окиснення. За оптимальної вологості й аерації rH_2 коливається в межах 25 – 27, значення rH_2 22 – 25 свідчать про розвиток у ґрунті відновлювальних процесів.

Основними чинниками, що зумовлюють інтенсивність і напрямки окисно-відновлювальних процесів, є режим вологи, аерації, діяльності мікрофлори. Перезволоження ґрунтів, ущільнення і внесення органічних добрив призводять до зниження ОВП (наприклад, у чорноземах — з 500 – 600 до 200 – 300 мВ, а в ґрунтах рисових чеків — ще нижче — до 50 мВ). Зниження ОВП при збільшенні вологості ґрунту зумовлене не тільки погіршенням аерації, а й переходом у розчин багатьох органічних і мінеральних сполук з властивостями відновника. Окрім того, оптимізація зволоження ґрунту сприяє активізації мікробно-ферментативних процесів з витратами кисню. Величина ОВП значною мірою залежить і від температури ґрунту. Теоретично (на підставі рівняння Нернста) збільшення температури ґрунту повинно сприяти зростанню ОВП, а фактично — активізує мікрофлору (поглинача кисню), знижуючи цим ОВП.

Окисно-відновлювальні процеси беруть безпосередню участь у ґрунтоутворенні і формуванні родючості ґрунтів. Добре відомо, що перезволоження ґрунтів призводить до гальмування процесів розкладу рослинних решток. Це, в свою чергу, зумовлює зростання у складі гумусу вмісту фульватів і негідролізованого залишку. Періодична зміна окисно-відновлювального режиму на рисових чеках, навпаки, прискорює мінералізацію органічних речовин і призводить до деґуміфікації ґрунтів. Сезонне перезволоження деяких ґрунтів є однією з причин розвитку глеевих процесів і формування ґрунтів з елювіально-ілювіальною диференціацією профілю (С.П. Ярков, І.С. Кауричев, Д.Г. Тихоненко, В.І. Канівець та ін.). З окисно-відновлювальними процесами пов'язане утворення у ґрунтах Fe – Mn конкрецій, ортштейнів, ортзандів, псевдофібрів, плівок на поверхні мінералів тощо. Надзвичайно важливу роль окисно-відновлювальні процеси відіграють у формуванні гідроморфних (у тому числі заплавних), перезвожених ґрунтів Карпатського регіону, Полісся, Лісостепу. Вони безпосередньо впливають на умови мінерального живлення рослин. Перезволоження та ущільнення ґрунтів спричинюють відновлення ніт-

ратів (денітрифікація), а отже, — втрату ґрунтом азоту. Зниження ОВП призводить до надмірного накопичення у ґрунті токсичних для рослин сполук Fe^{2+} , Mn^{2+} , Al^{3+} . В разі яскраво виражених у ґрунтовому профілі окисних умов спостерігається перехід деяких елементів у нерозчинний стан, що теж погіршує мінеральне живлення рослин. Для різних типів ґрунтів (і різних генетичних горизонтів) існують свої оптимальні значення ОВП. У верхніх горизонтах дерново-підзолистих ґрунтів ОВП становить 400 – 500 мВ, у сірих лісових, чорноземах і сіроземах — 500 – 650 мВ, у гідроморфних ґрунтах заплавл — 300 – 400 мВ. У болотних ґрунтах значення ОВП не виходять за межі 50 – 200 мВ. Низькі значення ОВП від 100 до 100 мВ, як правило, характерні для оглеєних горизонтів. За даними Д.С. Орлова, зниження ОВП до 300 мВ свідчить про зміну окисних умов на відновлювальні. При значеннях ОВП 200 мВ і менше у ґрунтах починають розвиватися відновлювальні процеси з явними ознаками оглеєння. Сезонні зміни водного, повітряного, температурного і мікробіологічного режимів значною мірою впливають на динаміку ОВП у ґрунті, формуючи при цьому притаманний для кожного його типу свій окисно-відновлювальний режим.

Окисно-відновлювальним режимом ґрунтів називають співвідношення окисно-відновлювальних процесів у ґрунтовому профілі впродовж року. І.С. Кауричев виділяє такі типи окисно-відновлювального режиму ґрунту:

- ▶ абсолютне переважання окисних процесів у автоморфних ґрунтах Лісостепу, Степу, напівпустель, пустель (чорноземи, каштанові, бранатні ґрунти, сіроземи);
- ▶ домінування окисних процесів у супроводі відновлювальних в окремі роки або сезони (ґрунти лісолучної, волого-субтропічної, буроземно-лісової зон);
- ▶ контрастні окисно-відновлювальні умови напівгідроморфних ґрунтів різних ландшафтно-біокліматичних зон;
- ▶ стійкі відновні умови болотних ґрунтів, гідроморфних солончаків тощо.

Прогнозування стану окисно-відновлювального режиму ґрунтів здійснюють на підставі таких показників, як окисно-відновлювальна ємність і окисно-відновлювальна буферність ґрунту (С.П. Ярков, І.С. Кауричев, Д.С. Орлов)

Окисно-відновлювальна ємність ґрунту визначається тією кількістю окисника (відновника), яку здатний зв'язати ґрунт. Оскільки для повного зв'язування окиснених чи відновлених компонентів ґрунту потрібна велика кількість окисника (відновника), то на практиці окисно-відновлювальну ємність ґрунту визначають додаванням до нього розчинів окисника (відновника) в різних концентраціях (К. Драман, В.І. Савич, А.В. Колиманова). Такий прийом дає можливість робити висновок про кількість і співвідношення у ґрунті

компонентів, різних за своєю стійкістю проти дії окисника (відновника).

Окисно-відновлювальна буферність ґрунтів означає їх здатність протистояти зміні ОВП під впливом зовнішніх чинників. Певні типи ґрунтів по-різному змінюють значення ОВП за однакових умов зволоження, аерації, температури. Так, при зволоженні дерново-підзолистих ґрунтів відновлювальні процеси розвиваються в них швидше, ніж у чорноземах. Чорноземи швидше, ніж дерново-підзолисті ґрунти, відновлюють свої вихідні значення ОВП при висиханні. Така відмінність в ОВ-буферності вказаних ґрунтів зумовлена передусім різним вмістом і якістю гумусу, а також несилікатних форм заліза.

Для адаптації агротехнологій, окультурювальних впливів, оптимізації умов розвитку рослин до тенденцій ґрунтотворних процесів моніторинг та регулювання ОВ-режимів ґрунтів є дуже актуальними в контексті земельної реформи. Наукою та виробничою практикою здобуто багато прийомів, за допомогою яких вдається ефективно підтримувати ОВ-режим у потрібному для вирощування культур діапазоні (різному для різних рослин) — раціональна оранка, розпушування, коткування, зрошення, осушення, дренажування ґрунтів.



Контрольні запитання і завдання

1. Як впливає світловий режим на екологічний стан ґрунту і його родючість? **2.** Назвіть основні джерела тепла в ґрунті та їх вплив на ґрунтогенез і розвиток рослин. **3.** Охарактеризуйте теплові режими основних типів ґрунтів та шляхи їх регулювання. **4.** Наведіть приклади екологізованого регулювання теплового режиму ґрунтів. **5.** Поясніть основні функції вологи в ґрунті. **6.** Що утримує вологу у ґрунті, спричинює її пересування і доступність рослинам? **7.** Дайте рекомендації щодо регулювання повітряного режиму ґрунту. **8.** Назвіть основні джерела надходження азоту до ґрунту. **9.** Яким є вміст загального азоту в різних типах ґрунтів? **10.** Які форми сполук азоту притаманні ґрунтам? **11.** Охарактеризуйте вплив на ґрунтогенез редуцентів та консументів (гетеро- та хемотрофів). **12.** У чому виявляється вплив ґрунтових бактерій (аеробів, анаеробів) на ґрунтові режими? **13.** Як впливають на родючість мікроміцети, дріжджі, нематоди, мікоплазми, фаги? **14.** Яка роль первинних продуцентів та водоростей у біологічному кругообігу ґрунтових речовин? **15.** Якою є ферментативна активність при різних типах ґрунтогенезу? **16.** Дайте характеристику фітоактивним речовинам та їх впливу на аелопатичний режим. **17.** Що розуміють під ґрунтовым розчином і як його виділяють? **18.** Назвіть головні компоненти ґрунтового розчину.

Розділ 9

РОДЮЧІСТЬ ҐРУНТІВ

Родючість є суто ґрунтовою еволюційно породженою якісною властивістю, яка репрезентується сукупністю речовинного складу та еколого-енергетичних режимів ґрунту, що забезпечують стабільне функціонування фітобіоти як першооснови всіх життєпроявів у біосфері Землі. На відміну від згаданих тварин-консументів, які безпосередньо споживають воду та готову кормову (харчову) продукцію, зелені рослини-автотрофи запрограмовані на *фотосинтез*, який на земній суші унеможлиблюється поза посередництвом ґрунту в забезпеченні переважної більшості їхніх фізіобіохімічних потреб, за винятком CO_2 . Така думка про родючість історично сформувалася на перехресті інтересів ґрунтознавства, землеробства, фізіології, біохімії рослин, мікробіології, агрохімії, екології, біогеохімії, біосферології та інших наук, причетних до вирішення проблеми живлення рослин як первинних продуцентів біоорганічних речовин в абіотичному Космосі.

В.Р. Вільямс назвав *родючістю ґрунту* його здатність безперервно і максимально забезпечувати рослини водночас водою та поживними речовинами, тобто суто земними чинниками, розглядаючи обов'язково потрібні рослинам тепло і світло в ролі космічних чинників. У подальшому це визначення розширили О.А. Роде, В.А. Ковда і І.С. Кауричев, які додали до цього ще й участь ґрунту в забезпеченні повітряного живлення ризосфери, а І.В. Тюрін визначив мірилом родючості ґрунту його азотний режим (вміст загального азоту характеризує потенційну родючість, а щорічна динаміка мінеральних форм азоту є показником ефективної родючості). К. Рауе називає родючістю ґрунту його сформовану на основі фізичних, хімічних і біологічних властивостей об'єктивну якість, яка виявляється в створенні рослинам оптимального довкілля передусім забезпеченні їх водою та поживними речовинами, а Е. Клапп розуміє під родючістю ґрунту його природну стабільну здатність до створення врожаю рослин. Б.О. Нікітін надає ґрунтовій родючості біосферної масштабності. Фактично ця ж думка пронизує уявлення про екзогенний біогеореактор ґрунотворення як покрівлю геосистем і трофічний фундамент наземних екосистем будь-якого рангу.

Фітоіндикація родючості й едафічна сітка (для лісових ґрунтів). Оригінальний інтегративний метод діагностики рівня

ґрунтової родючості розроблено для лісових ґрунтів за допомогою фітоіндикації (рослин-індикаторів). Для оцінки лісорослинних умов застосовують едафічну сітку Алексеєва — Погребняка (рис. 9.1). В її основу покладено ординаційну модель: по горизонталі (абсцисі) позначено T — трофотопи (бори, субори, судіброви, діброви), а по вертикалі (ординаті) H — гігротопи (найсухіші, сухі, свіжі, вологі, сирі, мокрі), відповідно до яких нанесено породи дерев та інші якісні й кількісні показники (бонітети деревних порід і ґрунтів, кліматотопи тощо). Едафічна сітка наочно ілюструє характер зміни деревостанів залежно від двох основних якостей едафічного середовища — зволоження і трофності, які В.Р. Вільямс вважав визначальними для родючості ґрунту.

| $H \backslash T$ | | A | B | C | D |
|------------------|-----------|-------|--------|----------|-------|
| | | Бір | Суббір | Сугрудок | Груд |
| 0 | Найсухіші | A_0 | B_0 | C_0 | D_0 |
| 1 | Сухі | A_1 | B_1 | C_1 | D_1 |
| 2 | Свіжі | A_2 | B_2 | C_2 | D_2 |
| 3 | Вологі | A_3 | B_3 | C_3 | D_3 |
| 4 | Сирі | A_4 | B_4 | C_4 | D_4 |
| 5 | Мокрі | A_5 | B_5 | C_5 | D_5 |

Рис. 9.1. Едафічна сітка Алексеєва — Погребняка

Бідні дернові та дерново-підзолисті ґрунти піщаного та глинисто-піщаного гранулометричного складу заростають переважно сосною, до якої в зволжених місцях примішується береза, а підлісок майже відсутній. Цей тип родючості і лісорослинних умов називають *борами*. З трав його індикують плаун двогострий, піщанка вузьколиста, росичка круглолиста, очиток їдкий, мучниця звичайна, вероніка сива, осоки рання та вересова тощо.

На більш родючих супіщаних ґрунтах з суглинковими прошарками сосна залишається основною деревною породою, до якої приєднуються дуб, осина, липа, помітним стає підлісок. Трав'янисту рослинність і рослинність у борах доповнюють плаун булавоподібний, сон широколистий, косяниця, суниця лісові, гвоздика пишна, верес звичайний, тонконіг вузьколистий та інші види, які індикують поліпшений тип лісорослинних умов, названий *суборами*.

На ґрунтах суглинкового гранулометричного складу, а також мезотрофних торф'яниках, окрім сосни, добре ростуть ялина, граб, ли-

па, береза, осина, добре розвивається підлісок, поселяються хвоц зимовий, орляк звичайний, чина весняна, зимолюбка зонтична, грушанка круглолиста та інші вимогливі до ґрунтової родючості трави, які індикують собою значно кращі екологічні та лісорослинні умови *судібров* (сугрудків за Д.В. Воробйовим).

Найбільш родючі ґрунти суглинкового і глинистого гранулометричного складу з високим вмістом гумусу та поживних речовин заселяються переважно дубом, ялиною, ясенем, липою, вільхою, серед яких максимально розвивається підлісок. З трав'янистих фітоіндикаторів помітними є алтея колосиста, калюжниця болотна, жовтець повзучий, зірочник лісовий, переліска багаторічна, осоки лісова та побережна, які діагностують найоптимальніший тип лісорослинних умов з притаманною йому високою родючістю ґрунтів — *діброви* (груди у Д.В. Воробйова, оскільки тут, залежно вже від кліматичних умов, можуть зростати і бучини, і піхтові, і модринові, і навіть ялинкові насадження). Діброви у вузькому значенні слова — ліси з переважанням дуба та його широколистих супутників — клена, липи, ясеня, берестових, грабу та інших найбільш поширених дерев у лісостеповій зоні.

Історична довідка. Репрезентуючи собою інтегральну біосферну функцію, родючість ґрунту завжди була категорією історичною, приреченою на постійне оновлення свого змісту, методологічного та світоглядницького ракурсу, загалом геоеконформацийного навантаження разом зі зміною традиційних уявлень про сам предмет ґрунтознавства. Це багатоаспектне поліфункціональне «четверте царство» ми розглядаємо сьогодні передусім як унікальне біосферне утворення та її найсуттєвіший компонент, а вже потім як головний і незамінний природний ресурс сільськогосподарського виробництва (і водночас його продукт), залишаючи поза сумнівом наявність найтісніших генетико-еволюційних зв'язків ґрунтогенезу з біопродукуванням. Цей зв'язок і є тією сутністю, завдяки якій ґрунт виконує в біосфері роль безпосереднього продукту її провідного (фотосинтетичного) процесу і водночас є наслідком (функцією) взаємодії всіх чинників ґрунтогенезу — абсолютно рівноправних партнерів по біосфері, сам факт існування якої є результатом нерозривного взаємозв'язку між біопродукційним процесом і родючістю ґрунту.

Родючість виникла внаслідок ритмічно повторюваного запиту рослин на фізіобіохімічно запрограмовану (різномасштабну для різних угруповань) кількість біогенних елементів та зінціфрованої ґрунтогенезом здатності ґрунтів не лише затримувати, а й акумулювати за рахунок гумусу в своєму профілі поживні речовини, гарантуючи цим філогенетичний розвиток у біосфері всіх її організмів, оберігаючи всі зародки та осередки життя.

Історично склалося так, що на зорі свого свідомого існування всі етноси й народи однозначно визнали символом родючості жінку-матір, який, власне, й закріпився в сучасній назві цього біосферного феномена. Проте науковим надбанням тодішні спроби визначити витоки родючості ґрунтів, яка ніколи не зникала з поля зору дослідників, не набули належного висвітлення аж до середини XIX ст., коли категорія ґрунтової родючості опинилася в центрі наукової думки. Це не було випадковістю, бо суспільство зіткнулося тоді з небезпечним синдромом дефіциту високородючих екологічно чистих ґрунтів, особливо загостреним за порогом третього тисячоліття.

Ван Гельмонт на початку 30-х років XIX ст. зробив неправильний висновок про живлення рослин винятково *водою* та непричетність до цього процесу ґрунту.

Глаубер дійшов висновку, що найголовнішою поживною речовиною рослин є *селітра* угноєного ґрунту. Цейгер у 1733 р. звів сутність родючості до наявності в ґрунті «*рослинного масла*», утворенню якого сприяє *селітра*. Валеріус (1766) пояснював родючість ґрунту споживанням рослинами «*жирної субстанції гумусу*», розчинність якого поліпшують *солі*.

Згодакду про живлення рослин з *повітря* висловив М. Ломоносов (1753, 1763). Невдовзі її підтвердили експерименти Прістлі (1771, 1778), Інгенгуза (1779), Соссюра (1804), які довели необхідність для життя рослин атмосферного CO_2 і деяких *солей* з ґрунту. Проте такі авторитети, як Берцеліус і Деві безапеляційно вважали єдиним джерелом вуглецю тільки *перегній ґрунту*. Їх погляди узагальнив у першій половині XIX ст. А. Теер у *гумусовій теорії живлення* рослин. Окрім гумусу, єдиною потрібною речовиною він вважав воду, а також стверджував, що поза родючістю ґрунту, на життя рослин впливають *світло, тепло, повітря* (кисень, вуглець), отже, дефіцит будь-якого з них прирікає на невдачу вирощування врожаю.

У період панування гумусової теорії живлення рослин Буссенго наголошував на особливій ролі для родючості ґрунтів *азоту*, а Шпренгель вважав необхідними для рослин, окрім «*перегнійної*» кислоти, не менше ніж 12 елементів, передусім *сірки, фосфору, кремнію, кальцію, калію*. Але їх погляди не знаходили наукової підтримки аж до виходу в 1840 р. книги Юстуса Лібіха «Хімія в додатку до землеробства та фізіології». Для збереження родючості ґрунту тоді рекомендувалось повне повернення взятих гумусових речовин. Тюнен у 1842 р. зробив висновок, що подальше угноєння того самого поля, хоч і супроводиться збільшенням урожаю, але її величина з роками знижується, а при тривалому вирощуванні без добрив рослин їх урожай через виснажування ґрунту знижується (щоправда не до нуля, а до деякого незмінного рівня, який залежить від стану ґрунтів). На півстоліття раніше (наприкінці XVIII ст.) Тюрго зробив економічне узагальнення (будь-який додатковий рівновеликий внесок праці у землю супроводиться зменшуваною прибавкою здобутого продукту), яке незабаром набуло статусу сумнозвісного закону *спадаючої родючості ґрунту*.

Лібіх сформулював також закон «*мінімуму*»: *величина врожаю обмежується тим елементом живлення, який знаходиться в мінімумі і є фізіологічно незамінним*. Довів, що рослини беруть з ґрунту лише *мінеральні речовини* і виснажують його. Цим він канонізував необхідність повернення їх у ґрунт. Втрачанням ґрунтової родючості він пояснив занепад (а в подальшому і загибель) держав еллінів та Римської імперії. Роль азоту (а отже, й гною як його джерела) він недооцінив, вважаючи, що рослини споживають аміак та окисли азоту, які надходять до ґрунту з атмосферними опадами.

Наприкінці першої половини XIX ст. погляди Лібіха щодо *ґрунту як джерела мінеральних речовин* для рослин («*бочка Лібіха*») повністю підтвердилися у дослідях з їх вирощуванням у *платиновому* посуді з поливом *дистильованою водою*. У загиблих рослинах знаходили рівно стільки зольних елементів, скільки їх було в насінні. Рослини, вирощувані поряд з доданням мінеральних солей і гумату амонію, продовжували нормально функціонувати і розвиватися. Експериментально підтвердилася можливість вирощування рослин на поживних субстратах, повністю позбавлених органічних речовин, але забезпечених зольними елементами і мінеральним азотом.

Ж.Б. Буссенго остаточно встановив, що рослини беруть з атмосфери CO_2 , але не засвоюють азот, живлячись ним з мінеральних солей ґрунту. Він вважав родючістю ґрунту похідною від хімічного складу такою ж мірою, як і від його фізичних властивостей. З часом деякі автори виявили методом водних культур фізіологічну роль окремих хімічних елементів у живленні рослин, підтвердили значення H_2O і CO_2 як чинників родючості ґрунту. Водночас тоді було започатковано чергову хвилю думку про ґрунт як джерело поживних речовин, що спричинило майже повну втрату дослідницького інтересу до інших чинників родючості.

Невдачі негативно позначилися на спробах підвищення родючості за допомогою мінеральних добрив. Роботи Уея і Томпсона привернули увагу до вбирної здатності ґрунту і спонукали до розробки точних методів визначення вмісту в різних ґрунтах

елементів живлення з метою встановлення рівня родючості, за мірило якого було взято продуктивність (урожайність) рослин. З'явилися роботи, які підтвердили важливість для нормального росту рослин поживних речовин певного їх співвідношення та наявності в них засвоєваних форм, причому в більшій кількості, ніж це потрібно для росту рослин. У ґрунт потрібно повернути не ті з винесених рослинами елементів, що є там у надлишку, а ті, що є в мінімумі (*закон повернення*). Добрива повинні підвищувати запас засвоєваних речовин настільки, щоб їх вистачало для отримання нормальних урожаїв (*закон удобрення*).

У Російській імперії, де родючість ґрунтів привернула пильну увагу дослідників з XVIII ст., першочергового значення завжди надавали вирішенню суто практичних питань її регулювання. А.Т. Болотов неодмінно рекомендував для підвищення родючості ґрунтів їх удобрення. Позитивну дію гною він пояснював вмістом у ньому солей. І. Ковов пояснював наявність у ґрунтів родючості кругообігом тих самих частинок, які рослини засвоюють як поживний сік подібно до тварин і людини. Сільськогосподарські рослини він розподілив на ті, що виснажують, і ті, що збагачують ґрунт. В. Левшин вбачав особливості родючості в наявності в ґрунті солей і рекомендував примножувати її *травосіянням*. До 40-х років XIX ст. в Росії більшість учених-агрномів (у тому числі М. Павлов) дотримувалися теорії гумусового живлення, а потім, переконавшись у наявності мінерального живлення рослин, почали активно вносити до нової теорії свої суттєві доповнення.

В.В. Докучаєв вперше показав, що ґрунтогенез акумулює поживні речовини, створює фізичні та інші передумови для розвитку рослин та підвищення родючості ґрунту в сучасному розумінні. Він розробив порівняльний метод оцінки родючості ґрунтів (їх бонітування), врахувавши залежність середньої врожайності від генетичних властивостей ґрунту, а також від усередненого рівня землеробської культури та погодних умов.

В.Р. Вільямс упродовж чверті століття (з 1914 до 1939 рр.) докладно займався теоретичною розробкою проблеми родючості. В усі підручники ввійшло його визначення: «Родючість — найістотніша якісна властивість будь-якого ґрунту незалежно від ступеня її кількісного прояву. Поняття про родючий ґрунт ми протиставляємо розумінню про безплідний камінь, масивну геологічну породу». Зроблений ним акцент на *якісному* характері *ґрунтової родючості* виявився піонерним. Д. Віленський посилив його, наголосивши, що *родючість є єдиною властивістю ґрунту, яка відрізняє його від породи, оскільки забезпечує умови існування і репродукування організмів як рослинних, так і тваринних*. Молодий В.Р. Вільямс вважав закон «зниження ґрунтової родючості» одним з базових у землеробстві, проте потім відкинув його без належної аргументації. С.П. Кравков був близьким до сучасного розуміння родючості ґрунту, назвавши нею такий стан усіх (сприятливих, і несприятливих) властивостей ґрунту, який сприяє життєдіяльності рослин.

В.І. Вернадський на початку 20-х років XX ст. кардинально оновив проблематику родючості, підкресливши планетарну масштабність цього загальнобіосферного феномена, що є основою всіх життєпроявів на Землі, помаркованих захопленням косної речовини організмами, збільшення біомаси яких проти зародку (насіння) якраз і є проявом родючості.

П.С. Погребняк, врахувавши Марксів поділ родючості на природну, штучну, дійсну (ефективну), економічну (диференційовану) та абсолютну, виділив три категорії родючості природи: родючість рослин, клімату і ґрунту (їх абсолютним критерієм є урожай рослин).

У зарубіжній літературі минулого століття родючість ґрунту розуміли як його здатність забезпечувати рослини поживними речовинами та водою при визнанні ролі та інших чинників. Ленні розрізняв два поняття: *продуктивність* (підсумок взаємодії всіх чинників навколишнього середовища: ґрунт + клімат + рослинність + обробіток + час) і *родючість ґрунту* (наслідок впливу передусім його трюфності).

О.М. Гринченко і І.С. Кауричев, узагальнюючи попередні погляди, назвали родючістю ґрунту його здатність задовольняти потреби рослин в елементах живлення, воді та забезпечувати їх кореневі системи повітрям і теплом. Вони пов'язували *при-*

родючість з потенційними запасами та доступністю (через посередництво різних властивостей та екологічних режимів) для рослин поживних елементів, вважаючи за її мірило продуктивність рослин. *Штучна родючість* створюється на орних землях господарською діяльністю людини, а *ефективна* — є підсумковою дією *природної* та *штучної* родючості. На думку В.О. Нікітіна, підсумковою (повною) родючістю є сума природної і ефективною родючості.

Чинники ґрунтової родючості. Вбачаючи сутність родючості в синхронному забезпеченні рослин *водою* та *поживними елементами*, В.Р. Вільямс жодною мірою не ігнорував інші чинники життєдіяльності рослин, а лише вказував на їх *посередництво* в створенні сприятливих умов для споживання *води* та *хімічних елементів*. Усі чинники життєдіяльності рослин він поділяв на дві групи: *космічні* (світло і тепло) та *земні* (вода, поживні елементи). Докладно їх охарактеризував О.Г. Дояренко. О.Н. Соколовський, орієнтуючись переважно на запити сільськогосподарського виробництва, розподілив чинники родючості на *природні* і *соціально-економічні*. О.М. Гринченко чітко розрізняв *чинники родючості* і *чинники життєдіяльності рослин*. До перших він відносив лише забезпеченість водою, поживними речовинами в межах оптимального для культивованих рослин кореневмісного шару ґрунту з його гумусовим профілем, у якому відсутні отруйні речовини і є сприятливими тепловий, біологічний та інші режими.

В.О. Нікітін поширює чинники родючості на всю біосферу і розглядає їх в об'єднаному пакеті, водночас підкреслюючи їх неоднозначність для різних груп організмів. У екосистемах чинники життя, включаючи нейтральні їх компоненти, комплектуються в найрізноманітніших варіаціях, забезпечуючи цим розвиток лише обмеженого набору організмів. Наприклад, у Лісостепу на орних зональних ґрунтах (чорноземах, опідзолених тощо) добре ростуть зернові культури, цукрові буряки, соняшник, а поряд на азональних заплачних ґрунтах — гігромезофільні фітоценози (осока, вільха, очерет та ін.). Усі чинники життя-родючості поділяють на групи залежно від закономірностей їх впливу на біопродуктивність: 1) необхідні; 2) опосередковані (першого, другого порядку тощо); 3) випадкові; 4) токсичні. Є спроби описати вплив різних груп чинників на життя організмів математичними рівняннями (Е. Мітчерліх, Т.О. Гринченко та ін.).

Необхідні чинники включають матеріальні та енергетичні компоненти екосистем (поживні елементи, воду, сонячну енергію). Їх абсолютна необхідність для функціонування організмів в екосистемі водночас означає і неможливість заміни іншими чинниками. Саме вплив цих чинників підкоряється дії закону мінімуму-оптимуму-максимуму. Найкращий розвиток фітобіоти в конкретному ґрунті забезпечується лише в оптимальному діапазоні чинника, але виключається за його відсутності або в разі максимального прояву.

Опосередковані чинники представлені дуже різноманітно, варіюючи за своєю суттю в різних екосистемах. Вони коригують інтенсивність дії необхідних чинників життя через всілякі проміжні ланцюги, тобто вони наділені регуляторним впливом на необхідні чинники. Їх дія не завжди відповідає дії закону мінімуму-оптимуму-максимуму (іноді лише в окремі моменти життя рослин), що відображають лінійною, квадратичною, логарифмічною, показовою і деякими іншими математичними функціями, ще далеко не завжди знайденими. Оскільки дія опосередкованих чинників більшістю дослідників вписувалася у поле параболічної функції, то це й наштовхувало їх на згаданий «закон спадної родючості ґрунту», який нині не може поширюватися на всі випадки аграрної діяльності.

Токсичні чинники (H_2S , важкі метали, гербіциди тощо) загальмовують нормальний розвиток рослин (а загалом будь-яких організмів), призводячи в крайніх випадках до їх загибелі. Варто наголосити на тому, що вони непотрібні організмам і не мають регуляторного впливу на необхідні чинники, отже, на відміну від опосередкованих чинників, розвиток рослинних та інших організмів може оптимізуватися лише за повної їх відсутності або ж при *мінімальній інтенсивності* впливу чи наявності *детоксикатора*: $Fe^{++} + H_2S = FeS_2$, *нейтралізатора*: $Ca^{++} + Na_2CO_3 = CaCO_3$ тощо).

Випадкові чинники не є притаманними для нормального (середнього) стану ґрунту як екосистеми. Завжди з'являючись зовні, вони здатні зумовлювати дуже значні відхилення щодо дії інших чинників. До них належать передусім катастрофічні природні (землетруси, виверження вулканів, схід льодовиків, повені-паводки) і техногенні явища (вибух на ЧАЕС, забруднення важкими металами, нафтопродуктами тощо). Ці чинники часто погіршують умови життя рослин та інших організмів у ґрунтах, знижують їх продуктивність, але можуть відігравати також і позитивну роль (важкі метали та інші отруйні елементи як необхідні мікроелементи; гербіциди як стимулятори росту рослин тощо).

Нейтральні елементарні ланки ґрунтових екосистем, як засвідчує сама їх назва, не впливають на життя організмів (таким є азот у складі земної атмосфери, SiO_2 — в ґрунтах піщаного гранулометричного складу тощо).

Типізація чинників родючості. За генезою чинників родючості розрізняють три її типи: 1) натуральна (природна); 2) штучна (антропогенна); 3) природно-антропогенна (змішана).

Типологію родючості екосистем розробляють на підставі уявлень про *природну родючість* як найважливішу властивість ґрунтів (загалом біосфери), яка визначається через їх походження, властивості, екологічні режими, на фоні яких і сукупно з якими розвивається ґрунт як компонент ландшафту, його віддзеркалення, найсуттєвіша з підсистем біосфери.

Натуральна (природна) родючість створюється під дією ґрунто-творного процесу і є притаманною винятково цілинним (що не зазнала антропогенезу) біогеоценозам або їх окремим ділянкам, у межах яких жоден з чинників родючості ніколи не був видозміненим діяльністю людини. Оскільки уявити наявність на нашій планеті таких біогеоценозів (ландшафтів з їх ґрунтово-ценотичними компонентами) досить важко, на практиці доводиться з певною обережністю до них відносити лише такі, в яких сучасними методами не виявляються зміни порівняно з періодом, що передував втручанням людини. У межах планети такими біогеоценозами, мабуть, є ті, що становили основу палеоландшафтів пліоцену та більш давніх періодів еволюції ґрунтів та їх родючості. Нинішня наша планета — це все ж дуже «оскальпована Земля». О.М. Гринченко, Г.Я. та О.А. Чесняки, В.А. Ковда, В.Д. Муха, Д.Г. Тихоненко та ін. провадили порівняння з аналогами, ще і на сьогодні не позначеними фатальним втручанням людини.

Рівень натуральної (природної) родючості на практиці визначається через продуктивність (урожайність) рослин, отримувану в перші роки на розораних лісових, лукопасовищних, степових землях, осушених болотах тощо.

Штучна родючість створюється людиною, яка свідомо комплектує відому комбінацію чинників родючості під «запити» певних сільськогосподарських культур. Класичними прикладами є родючість субстратів у теплицях (у тому числі на гідро- та аеропоніці), кліматотронах, квіткових горщиках на підвіконні, а також відвойовані у моря ґрунтолітогенні субстрати Нідерландів, освоєні піски Аравійської пустелі, рекультивовані післяпромислові субстрати тощо. Усі або майже всі компоненти родючості в таких системах (особливо субстрат, що вміщує зольні елементи живлення й азот) створені або скомбіновані людиною. Штучні субстрати дають змогу максимально наблизити фітопродуктивність до її біологічної межі та встановити її параметри щодо часткової родючості.

Змішану (природно-антропогенну) родючість мають усі (передусім розорювані) ґрунти сільськогосподарських і багатьох лісових угідь.

Більшість чинників ґрунтової родючості є видозміненими в результаті антропогенної діяльності, а деякі з'явилися наново. Такими є, наприклад, обробіток ґрунтів, внесення добрив і меліорантів, осушення, зрошення, винос поживних елементів за межі екосистем з господарською продукцією тощо. Доказовими є факти, які засвідчують зникнення цілої низки чинників, які були провідними при формуванні цілинних біогеоценозів та їх ґрунтових компонентів: в окультурюваних дерново-підзолистих ґрунтах зникло опідзолювання та посилилося освітлення через знищення дерев; у болотних осушених ґрунтах — анаеробний режим та його супутник оглеєння

тощо. Зауважимо, що в освоєних людиною ландшафтах відділити натуральну (природну) родючість від штучної практично неможливо. Лише порівнюючи з цілиними аналогами, іноді все ж вдається методологічно коректно визначити величину тієї чи іншої родючості. Подібні спроби (ноосферне експериментування) дають змогу виявити наявні на сьогодні можливості збільшення величини змішаної родючості на сільськогосподарських та лісових угіддях.

Чинники родючості реалізуються в біогеоценозах (БГЦ) винятково через *біопродуктивність*. Залежно від того, засвоєні вони на якийсь конкретний момент чи ні, у всіх типах родючості є такі види: потенційна, ефективна, повна (рис. 9.2).



Рис. 9.2. Типізація родючості ґрунтів (біосфери — за Б.О. Нікітіним) — стилізація авторів

Потенційна родючість визначається запасом тих доступних для рослин поживних елементів у ґрунті (загалом у БГЦ, біосфері), який перебуває в нереалізованій (через біопродуктивність) формі (окрім тих, що входять до складу тіла рослин та інших організмів), лімітуючись тим елементом (чи чинником), що є мінімальним для всієї суми організмів БГЦ або якоїсь його групи чи окремого виду. При визначенні величини потенційної родючості за таким алгоритмом врахування всього спектра умов родючості втрачає сенс. Потен-

ційна родючість характеризує здатність конкретного ґрунту, сформованого в певних біокліматичних і геоморфологічних умовах ландшафту, стабільно забезпечувати багаторічний цикл рослин всіма необхідними чинниками та умовами зростання-розвитку для отримання фітомаси (врожаю) основної та побічної продукції за рахунок природних і антропогенно сформованих властивостей ґрунтів. Потенційна родючість є стабільним параметром, зміни якого відбуваються лише в еколого-еволюційних (а не динамічних) циклах. Проте це не означає, що її рівень не може змінюватися швидко (навіть миттєво) за умови такої серйозної спричиненості, як інтенсивне осушення, промивання солей, хімічна меліорація, фітомеліорація, технохемогенне забруднення, вторинний галогенез, заболочування, підтоплення тощо.

Ефективна родючість виявляється через продуктивність (врожайність) рослин або інших організмів, що населяють БГЦ. Вона вимірюється ступенем участі тих чинників (передусім речовинно-енергетичних), які перейшли у фітомасу впродовж вегетаційного періоду (або інший проміжок часу) на одиниці ґрунтової площі (або в одиниці об'єму БГЦ) за існуючої у цей період комбінації цих чинників та умов (тих, що забезпечують засвоєння води, поживних елементів тощо). Показовим є те, що величина ефективної родючості є дуже змінною. Її параметри коливаються у межах середнього рівня в зональних БГЦ та їх ґрунтових компонентах. Рівень ефективної родючості ґрунтів щодо культурних, а також природних рослин є гранично залежним від погодних умов. Ефективна родючість — це здатність конкретного, сформованого у відповідних біокліматичних та геоморфологічних умовах, ґрунту забезпечувати протягом *конкретного* періоду або певної *фази* розвитку потреби *конкретної* рослини всіма необхідними чинниками для росту-розвитку та отримання фітомаси, точніше врожаю основної та побічної сільськогосподарської продукції за рахунок ґрунтово-екологічних чинників і режимів за цілком *конкретних* погодних умов (посуха, зливи, град, заморозки тощо) при безпосередньому додатковому внесенні поживних речовин з добривами, води з поливами тощо або ж без такого допінгу. При господарському використанні ґрунтів рівень їх ефективної родючості залежить, по-перше, від ступеня мобілізації агротехнологічними прийомами фонду потенційної родючості і, по-друге, від ефективності додаткового внеску чинників росту-розвитку рослин. На відміну від потенційної родючості ґрунтів їх ефективна родючість є надзвичайно динамічним показником, який неодмінно змінюється протягом багаторічних, а тим паче, коротких циклів. Це стає особливо помітним впродовж вегетаційного періоду в таких «холеричних» умовах, які притаманні ландшафтам Лісостепу, Степу, напівпустелі (південь України, російське Заволжя, Казахстан, Туркменія, Монголія, зона Сахелю у Західній Африці тощо). На сільськогосподарських

угіддях (рілля, луки, сіножаті, випаси) ефективна родючість набуває виразної залежності від впливу людини на ґрунти протягом вегетаційного періоду або напередодні його (обробіток, удобрення, зрошення, осушення тощо). Мінімальним періодом часу для визначення рівня ефективної родючості зазвичай вважають ту або іншу фазу розвитку вирощуваних на цьому ґрунті сільськогосподарських рослин. Саме ефективна родючість відіграє, як правило, вирішальну роль при вирощуванні запрограмованих високих, біологічно повноцінних урожаїв цих (сільськогосподарських) культур. У природних екосистемах фітомаса накопичується без впливу людини, повністю визначаючись динамікою ефективної родючості ґрунту протягом усього циклу росту й розвитку рослин.

Ефективна родючість ґрунтів в агросфері постає завжди в економічній формі, через що її рівень залежить не лише від взаємопов'язаних натуральних чинників, а й від організаційних, економічних, технологічних чинників (строки посіву, догляду за посівами, збирання; типу та якості механізмів; внесення добрив та інших агрохімікатів; особистих якостей людей — учасників урожайних переговорів, їх кооперування, форм власності на землю тощо).

Економічна родючість стає підсумком не лише генетично та еволюційно оформленого комплексу чинників родючості у вихідних натуральних біогеоценозах, а й результатом антропогенної діяльності, яка іноді до невпізнанності видозмінює певні природні чинники (вилучає деякі з них, додаючи нові, яких раніше не було в цих ґрунтах). Економічна родючість за величиною може бути вищою або меншою, ніж ефективна натуральна родючість, що притаманна цілинним ґрунтам незайманих ландшафтів. Цей вид родючості завжди мінімізується при антропогенному спотворенні натурального комплексу й пропорцій чинників родючості (на еродованих, вторинно заболочених, осолонцьованих, переосушених, виснажених ґрунтах тощо). Зате на окультурюваних ґрунтах культивованій людьми комплект чинників сприяє зростанню рівня економічної родючості. Отже, рівень економічної родючості однозначно залежить від характеру господарської діяльності людини, набуваючи таких *станів*: мінімального, критичного, прибуткового.

Мінімальний стан економічної родючості найчастіше спостерігається за стабільно екстенсивної системи землеробства, нерідко поєднуючись тут з її очевидною екологічністю. Фітопродуктивність культивованих за таких умов агроценозів, окрім космічно-атмосферних (кліматогенних) чинників, повністю забезпечується швидкістю переведення поживних елементів у засвоювану форму. Такий рівень ефективної родючості ґрунту характеризує цілинні БґЦ, а також яскраво виявляється при використанні ґрунтів під монокультуру.

Критичний стан економічної родючості повністю залежить від соціально-економічних умов, відповідаючи тій біопродуктивності,

нижче від якої культивування сільськогосподарських культур стає збитковим. Ґрунти з таким станом родючості, яку соціум не здатен підвищувати для отримання прибутку, зазвичай виключають зі складу ріллі. Критична родючість часто збігається з мінімальним її рівнем, але це не є обов'язковим. Вона може бути навіть досить високою, але нерентабельною (це залежить від собівартості отримуваної продукції, порівнянної зі світовими стандартами).

Прибутковий стан економічної родючості неодмінно забезпечує отримання прибутку при культивуванні сільськогосподарських рослин на оброблюваних (бажано окультурюваних) ґрунтах. Лише ця категорія ґрунтової родючості забезпечує зростання добробуту землевласників та держави, яка поліпшує еколого-економічний стан свого головного національного багатства.

Повна родючість за величиною збігається з *біопродуктивністю*, яка могла б бути створеною в конкретному вегетаційному періоді за рахунок засвоєваних сполук поживних елементів за повного сприяння запитам рослин усього комплексу чинників родючості. Повна родючість є межею для величини економічної родючості, в якій вона реалізується. Цивілізоване суспільство переслідує мету зближення рівнів економічної та повної родючості. Для цього й здійснюється в Україні та інших країнах СНД земельна реформа, створюються цільові програми («Родючість-2010» та ін.) запровадження новітніх екологізованих агротехнологій, меліоративних, організаційних та інших заходів.

В умовах антропогенних впливів *природна родючість* виявляється у формі *ефективної родючості*, рівень якої (від нуля до максимуму) залежить від фундаментальних та агротехнологічних знань і вміння господаря (хазяїна землі) застосовувати їх у землеробській практиці.

Повна родючість є адекватною *сумі потенційної та ефективної*, лімітуючись, як і потенційна родючість, чинником мінімуму (в БґЦ).

Єдиним критерієм родючості дійсно є біопродуктивність живих організмів, створена впродовж певного відрізка часу в одиниці об'єму БґЦ (ґрунтово-ландшафтній призмі) або на одиниці ґрунтової площі. Щодо різних організмів величина родючості дуже відрізняється. Не виключено, що в ряді випадків у тому самому БґЦ вона зумовлюється різними чинниками для різних організмів (для коношини і тимофіївки, жита й пшениці, буряку і картоплі тощо). Отже, деякі елементарні складові ланки БґЦ щодо одного виду рослин відіграватимуть роль *явних* чинників, а щодо іншого виду — будуть усього лише *нейтральними* (фоновими) компонентами.

Усі види родючості поділяють на два різновиди: *загальна* (вимірюється всією продуктивністю) і *часткова* (відповідає продуктивності певного організму або групи схожих організмів).

Щоб уникнути деякої розмитості в описанні чинників родючості ґрунтів, її визначають винятково щодо рослинних (без тваринних) організмів: у лісових БГЦ враховують біомасу всіх дерев'янистих порід або їх річний приріст, а в агрогеоценозах — урожайність культурних трав'янистих рослин. При цьому величина загальної і часткової родючості обмежується чинником мінімуму або максимуму. Ліквідація обмеження дає змогу підвищувати продуктивність до межі, лімітованої лише біологічними особливостями організму або зовнішніми (до БГЦ) чинниками (передусім, космічними).

Відомо багато спроб визначити рівень родючості ґрунтів як за їх окремими властивостями, так і за узагальненими показниками (агрофізичними, мікробіологічними тощо) властивостей ґрунтів. Останній спосіб, удосконалений Т.Н. Кулаковською (орієнтується на алгебраїчну суму згаданих показників у відносних одиницях) широко застосовується при оцінці окультуреності дерново-підзолистих ґрунтів Білорусі — кожен показник виражався у відсотках від оптимального значення для конкретного типу ґрунтів з подальшим розрахунком «комплексного агрохімічного балу» як середньоарифметичного нормованих властивостей. Т.О. Гринченко запропонував оцінювати родючість ґрунтів через зведений показник якості ґрунтів (ЗПЯГ) — середньгеометричне вираження перетворених показників (окремих параметрів оптимізації):

$$\text{ЗПЯГ} = \sqrt[n]{Y_1 Y_2 Y_3 \dots Y_n}.$$

Зведений показник є єдиним параметром оптимізації рівня родючості ґрунтів, який відбиває вплив найгірших властивостей ґрунту — малих значень складових. Функціональне перетворення окремих параметрів оптимізації родючості (властивостей ґрунтів) при двосторонніх обмеженнях показників (коли відхилення від оптимуму в будь-який бік приводить до погіршення загального стану) здійснюють за формулою

$$Y_i = \exp\left\{-k|(x_i - a_i)/(a_i - b_i)|^n\right\},$$

а при односторонніх обмеженнях, коли до погіршення загального стану приводить відхилення властивості від оптимуму тільки в один бік $x_i < a_i$, за формулою

$$Y_i = \begin{cases} e^{-k|(x_i - a_i)/(a_i - b_i)|^n} & \text{для } x_i \leq a_i; \\ 1 & \text{для } x_i \geq a_i, \end{cases}$$

де x_i — вихідний; Y_i — перетворений показник властивості ґрунту, a_i — оптимальне; b_i — найгірше значення показника; k і n — коефі-

цієнти перетворення, підібрані з відповідних проміжних рівнів показників x_i та Y_i .

Для будь-якого набору властивостей за сталих параметрів $k = 5$ та $n = 3$ запропонований ЗПЯГ є еквівалентним середньому кубічному нормованих показників. ЗПЯГ має достатню гнучкість, з його допомогою можна одержати всі інші зведені показники у вигляді окремих випадків.

Відмінною особливістю ЗПЯГ є те, що метод його вираження сприяє одержанню такого інтегрального показника, в якому найкраще враховується вплив найгірших (малих) значень складових.

Метод комплексної оцінки родючості ґрунтів, що ґрунтується на використанні ЗПЯГ, дає змогу передбачати ті зміни, які пов'язані з розвитком культурного ґрунтоутворного процесу під впливом господарської діяльності людини і відповідно до цього розробляти диференційовані заходи щодо окультурення ґрунтів та одержання високих і стійких врожаїв сільськогосподарських культур. Цей метод може бути застосований і при бонітуванні ґрунтів (див. далі).

Соціально-економічні стимули підвищення родючості та окультурювання ґрунтів (світоглядні аспекти). Поняття відтворення родючості не повинно зводитися до набору окремих хімічних або фізичних параметрів, а обов'язково враховувати режими циклічного функціонування ґрунтової біоти в екосистемі рослина — ґрунт (О.Н. Соколовський, В.А. Ковда, О.М. Гринченко, їх послідовники). Тому відокремлення рослин від ґрунту, однобічний підхід до рослин як єдиної годувальниці й джерела корисності призводять до азартного захоплення фантомом підвищення врожайності, згубно позначаючись на ґрунтовій родючості. Це спонукає на кардинальну перебудову методології наукового мислення на основі ноосферних принципів В.І. Вернадського щодо ґрунтогенезу та тісно прив'язаного до нього фотосинтетичного продукування фітомаси.

Така орієнтація на сучасному етапі досліджень виявила перспективність пошуку ландшафтно-адаптивних систем екологізованого землекористування, включаючи агрохімічні способи підвищення родючості ґрунтів у процесі їх окультурювання. Не менш перспективним стає пошук нетрадиційних геоєкоінформативних показників для моделі фітобіологічного блоку родючості і для зон ризикованого землеробства. Феноменальні успіхи рослинництва епохи «зеленої революції» (друга половина ХХ ст.) дали можливість подолати, здавалося б, нездоланні рубежі врожайності сільськогосподарських культур, водночас зумовивши цілий каскад таких принципово нових наукових і соціально-економічних проблем, як дедалі зростаюча енергетична ціна кожної додаткової харчової калорії, прогресуюча небезпека порушення екологічної рівноваги і техноемогенного забруднення біосфери, дефіцит родючих ґрунтів, гостра потреба створення незалежності сільськогосподарського виробництва від передбачуваності природи.

В.В. Докучаєв вважав науковим таке землеробство, яке не виснажує ґрунти, а нарощує їх продуктивні сили, культивує їх, створює єдину організовану систему, яка функціонує у взаємозгодженості всіх її природних чинників і використовуваних людьми знарядь та способів ведення землеробства. В.І. Вернадський мету землеробства вбачав у використанні ґрунтової родючості, що, власне, є глобально-біосферною функцією людства, зорієнтованою на запровадження *культурної* форми біогеохімічного кругообігу елементів.

Проте впродовж цілого століття після діяльності В.В. Докучаєва його ідеї й проєкти було вилучено з техноемогенного землеробства, яке стало пригнічувати дію

природних чинників ґрунтотворення. Важка техніка та незбалансована агрохімізація призвели до спрощення, а в подальшому і до деградації ґрунтових екосистем. Непомірна меліорація спотворила гідрологічний режим і мікроклімат не лише ґрунтів, а й цілих ландшафтів. Глибока оранка знищила дернину, зруйнувала агрономічно цінну зернисту структуру ґрунтів, позбавила екосистеми їх цілинних варіантів, зумовила гомогенізацію ґрунтового профілю. Повністю став ігноруватися часовий чинник ґрунтотворення. Особливо згубним виявилось порушення гармонійних сполучень у ґрунтах і загалом ландшафтах, що негативно позначилося чи не на найголовнішій властивості ґрунтів, емерджентно вписаних разом з ландшафтами в біосферу, — на ґрунтово-ценотичному біорозмаїтті. Технохемогенне землеробство не врахувало й інший закон В.В. Докучаєва — ландшафтно-історичний принцип сільського господарювання («равнини — пашне, склони — садами і лесами, пойми — лугами» тощо), який зобов'язує дотримуватися певної (еколого-еволюційно заданої) пропорції в біосфері між площею ріллі, луків, боліт, лісів, водного дзеркала. Монокультурний спосіб господарювання та його технохемогенне забезпечення надали змогу досягти вражаючих успіхів щодо продуктивності, але вони виявилися короткочасними: на тлі цих «досягнень» водночас проявилися й їх неодмінні супутники — вражаюча деградація, виснаження та забруднення ґрунтів.

Спіраючись на генетико-еволюційні принципи докучаєвського ґрунтознавства та біогеоценотичну (екосистемну) концепцію Сукачова — Тенслея, М.В. Тимофеев-Ресовський у другій половині ХХ ст. запропонував перевести сільське господарювання на біоценотичну основу з метою максимального наближення землеробської практики до законів функціонування природних екосистем (навчитися жити на відсотки з біологічного кругообігу речовин як золотого запасу, зберігаючи при цьому стабільність родючості ґрунту, загалом біосфери). Сьогодні проблема ґрунтової родючості повертається знову в епіцентр турбот соціуму. Агрономічна наука протидіє глобальній деградації ґрунтів, запроваджуючи екологізовані системи ландшафтно-адаптивного землеробства, піддаючи ретельній ревізії багатівковий досвід традиційних систем землеробства різних етносів і народів та повертаючись до відомих з трипільської та еллінської доби істин і законів, які вказують на єдино правильний — ноосферний — шлях екосоціального розвитку, помаркованого окультурюванням та підвищенням родючості ґрунтів, усталеним продовженням повноцінного господарювання людей на «неоскальпованій» Землі. Ґрунтово-екологічні знання, освіта є орієнтиром для раціонального землекористування при переведенні його з технократичних засад на біосфероцентричні (чистота довкілля, підвищення родючості тощо).

Відроджена земельною реформою *психологія власника* (хаєяїна землі) дає селянину змогу вбачати в землі не бездушний об'єкт, а суверенний *суб'єкт*, що потребує від соціуму турбот про родючість ґрунтів, їх окультурювання, ґрунтово-ценотичне біорозмаїття тощо.

Людина (соціум), урівнюючи з собою землю в суверенності, набуває можливості облаштувати свої стосунки з нею на культурологічній основі з огляду на її еколого-еволюційно задану цілісність (емерджентність) та біосферно-космічну ритміку. Земля-суб'єкт (суверен) повертає собі статус незамінного порадника *окультуреного соціуму* щодо його істинних (адекватних екологічним вимогам), а не ілюзорних цінностей.

Окультурювання ґрунтів є свідомо цілеспрямованою зміною (перетворенням, трансформуванням, корекцією, модифікацією) природного ґрунтогенезу в ході раціонального вирощування (культивування) сільськогосподарських рослин відповідно до їх біологічних запитів щодо властивостей та екологічних режимів ґрунту. Попри прозорість і простоту такого визначення, окультурювання ґрунтів є ще далеким від реалізації, загостреної земельною реформою у центрі Європейського континенту.

В.А. Ковда назвав окультуреними добре гумусовані високородючі ґрунти, сприятливі для росту й розвитку культурних рослин, а отже, й для продукування врожаю. О.М. Гринченко зосередив увагу на необхідності капітальної матеріальної та фінансової підтримки стратегічного задуму підвищення родючості ґрунтів, яка обов'язково повинна передбачатися раціональною системою їхнього окультурювання. Він визнавав окультуреними лише ті ґрунти, які внаслідок інтенсифікації раціонального зем-

леробства набувають якісно нових генетичних і агрономічно цінних властивостей, передусім здатності до: 1) підвищення та гарантованої стабільності врожайності сільськогосподарських культур; 2) підвищення ефективності агротехнологічних прийомів (у тому числі агрохімічних), а водночас і продуктивності праці в землеробстві. Ковда і Розанов визначили культурне ґрунтововернення як сукупність ЕґП, які формують агрономічно цінні властивості ґрунтів і адекватні ґрунтово-екологічні режими, назвавши окультуреністю ґрунту ступінь адаптованості його генетичних властивостей і екологічних режимів до вимог вирощуваних рослин. Отже, окультурювання ґрунтів на основі ноосферної концепції стає головним напрямом підвищення родючості ґрунтів і стабільного зростання урожайності сільськогосподарських культур.

Після спроби Т. Мальтуса з'ясувати характер закону народонаселення, зростання якого випереджає продукційні можливості ґрунту, філософські роздуми з цієї вічної, життєво важливої проблеми набули яскравого ідеологічного забарвлення. Термін «окультурювання», запроваджений В.І. Леніним у дефініції заснованому ним суспільному устрою, виявився недоречним в умовах історичної драми «культурного розвитку» Радянської держави.

Культурна проблематика поновила сьогодні свої світоглядні, методологічні, філософські позиції в колі найпріоритетніших інтересів ґрунтознавців, екологів, інших фахівців, які наповнюють культуру ґрунтовим (земельним) підрозділом з притаманними йому екологічними знаннями (ґрунтово-екоінформаційні масиви), навичками, агротехнологіями, нарешті, поведінкою новонароджених землевласників, які починають опікуватися збереженням природних (у тому числі ґрунтових) передумов свого існування. Усвідомлюючи ґрунти (ландшафти, біосферу і природу загалом) не лише як простір і ресурс антропогенної діяльності, а передусім як найвищу духовну цінність, культурна людина виходить далеко за рамки атрибутивності своєї свободи і перебирає на себе міру відповідальності за наслідки антропогенезу перед біосферою і соціумом. Взаємодія з ґрунтами (і природою в цілому) при їх окультурюванні і підвищенні родючості формує відповідне (мудре) ставлення людини до довкілля, яке враховує необхідність його збереження як комфортного середовища її як такої пристойного існування, а в протилежному разі є приреченим на провал. Це й спонукає просіювати через «ґрунтово-екологічне сито» всі види антропогенезу, який, незважаючи на спроби створення ґрунтозахисних (природоохоронних) агроеліоративних технологій, все ще насичує ґрунти, ландшафти, біосферу в цілому своїми екоцидними артефактами.

Технологічний аспект культури з його надбіологічним (негативно цивілізаційним) характером неодноразово надавав підстави для прогнозу близького цивілізаційного колапсу. Якщо культура (*cult* — культ, обряд; *agri cultura* — оброблювання землі, вирощування рослин) характеризує людину (її самовираження в творчості), то цивілізація (*civilis* — місто) маркує суперечливе соціальне буття самої культури, ускладнене тим, що високий рівень життя рано чи пізно обертається до людини зворотним боком: примарне взагалі, повне забезпечення ініціює руйнацію принципово невичерпних біосферних механізмів, а інша крайність — бідність — взагалі фатально унеможливило вирішення таких екосоціальних проблем, як окультурювання ґрунту, підвищення його родючості, раціональне землекористування тощо.

В.А. Ковда вважає, що добрива разом з рослинами і механічним обробітком ґрунту є основними (якщо не враховувати спеціальних меліоративних прийомів — зрошення, осушення, гіпсування) чинниками окультурювальної корекції природного ґрунтогенезу, започаткованої в далеку епоху неоліту, коли *Homo sapiens* вперше ініціював у біосфері паростки культурного ґрунтогенезу. Світовий досвід застосування добрив на будь-яких типах і видах ґрунтів свідчить про те, що для окультурювальної корекції природного ґрунтогенезу апіорно необхідно екологічно вмотивоване (ноосферною концепцією і теорією окультурювання ґрунту) використання добрив, особливо за умови збереження притаманного біосфері біорозмаїття (наприклад, зміцнення ценотичних позицій трав-ефікаторів у лучних фітоценозах) і біосферозначущих ґрунтово-екологічних режимів, передусім трофності (біофіксація бобовими екологічно

чисного азоту тощо). Внесення добрив у таких ландшафтах, як заплавні, схилів та інші екологічно вразливі землі, потребує оптимального, позбавленого екологічних вад застосування, що надає можливість повністю скористатися цим надто звабливим надбанням післялібіхівської цивілізації для окультурювання ґрунтів як альтернативи їх техногенному утиску, який гранично ускладнює ґрунтово-екологічну ситуацію, завуальовуючи істину щодо стану родючості, зниження якої фатально постає як найгостріша з екосоціальних проблем минулого, сьогодення і завтрашнього дня.

Окультурювання ґрунтів цілком виправдано відокремлюється, згідно з вітчизняною традицією, від класичної меліорації і належить до груп екологічно нейтральних, переважно агротехнологічних, впливів на ґрунт як компонент ландшафту, БГЦ, загалом БІОСФЕРИ. На відміну від «жорсткої» меліорації окультурювання передбачає поступову, «м'яку» зміну властивостей та ґрунтово-екологічних режимів як адекватну функцію відповідних систем культивування сільськогосподарських рослин. Фактично йдеться про свідоме збереження та зміцнення екологічно та еволюційно заданих генетичних (фітомеліоративних) зв'язків ґрунтоутворення з біопродукційним процесом або усвідомлене цілеспрямоване порушення їх квазірівноваженого стану з метою його подальшої стабілізації на більш високому функціональному рівні. Поступово окультурюючи, а також агрохімічні впливи на ґрунти здатні забезпечити переведення їх біопродукційної здатності на цей новий рівень без помітних для агроєкосистем диспропорцій. Агроєкосистеми, що складаються з біотичних, абіотичних та геоєкоінформаційних блоків, суттєво відрізняються від природних або напівприродних, як лучні травостої, екосистем тим, що вони: 1) мають енергетичний допінг; 2) максимізують вихід якогось одного продукту на тлі мінімізованого людиною біорозмаїття (це менше стосується лучних цілинних біоценозів кормового призначення); 3) культивовані в них види рослин, а також свійських тварин зазнають штучного, а не природного відбору; 4) неодмінно відчужують основну продукцію. Останнє суттєво зменшує їх биоенергоємність і збільнює біогеохімічний кругообіг речовин (навіть якщо культурний землевласник компенсує це добривами), внаслідок чого ґрунти послаблюють (розлашнують) свою біологічну діяльність на фоні різкого посилення фізико-хімічних процесів, передусім дегуміфікації, декальцинації, хомогенного забруднення, трофічного дисбалансу та значних енерговитрат на стабілізацію ґрунтово-екологічних режимів.

Природні екосистеми (наприклад, гігромезофільні цілинні фітоценози кормового призначення) відрізняються від штучних агроєкосистем (город, польові культури, сіяні трави, сади тощо) своєю філогенетично заданою здатністю протистояти екстремальним (погодним, едафічним) екологічним чинникам. Це зумовлено їх довголіттям, адаптованістю, а також, що суттєвіше, переважанням внутрішніх зв'язків над зовнішніми. Як засвідчує світовий досвід, екологічна рівновага, або максимальний екосоціальний (еколого-соціально-економічний) ефект, досягається при збереженні 50 – 60 % природних екосистем та їх гармонійному поєднанні з 40 – 50 % трансформованих екосистем. Мабуть, штучні агроєкосистеми здатні забезпечити максимум продуктивності (врожайності) сільськогосподарських культур, але стабільними згідно з теорією окультурювання ґрунтів ці врожаї вважати не доводиться. Вилучення з агротехнологій засобів інтенсифікації неодмінно спричинює різке зниження врожайності, що й сталося в Україні у кінці минулого століття, обтяжених деградацією ґрунту, яка завжди дискредитує господарське використання ґрунтів.

За всієї різноманітності *деградаційних* проявів у ґрунтах вони завжди мають альтернативне щодо окультурювання екологонебезпечне спрямування, яке діагностується втратою ґрунтами біопродукційної здатності та редукцією геоєкоінформаційних зв'язків з ЕКОСИСТЕМОЮ БІОСФЕРИ. Тому не випадково, що найголовнішим із завдань землеробства є турбота про поліпшення окультурювальними прийомами та агротехнологіями такого екологічного та біогеохімічного стану ґрунтів, який має тенденцію до розширення свого гомеостазу. Така світоглядно-методологічна орієнтація логічно впливає із сучасного погляду на ґрунтогенез як загальнобіосферний речовинно-біоенергетичний, антентропійний, геоєкоінформаційний процес.

Закон біогеохімічної циклічності, встановлений В.І. Вернадським, є першоосновою організованості біосфери і повністю стосується ґрунтового покриву, функціону-

вання якого повністю контролюється нині циклами, що трансформовані в технобіогеохімічні (в тому числі агрохемогенні) цикли речовин та енергетичних потоків, які суттєво модифікують процес ґрунтогенезу. Такі цикли є надто складними, проте підлягають регулюванню в синхронізованих між собою окремих ланках трофічних ланцюгів: ґрунт \leftrightarrow мікроорганізми; ґрунт \leftrightarrow ризосфера; ґрунт \leftrightarrow повітря; корми \leftrightarrow тварини (харчові продукти) \leftrightarrow людина.

Застосування добрив, у тому числі штучних (мінеральних солей), є дієвим засобом *окультурювального коригування* кругообігу хімічних елементів у ланцюзі ґрунт \leftrightarrow рослина. Але проблемність переслідуюваних при цьому цілей (окультурювання, підвищення родючості ґрунту, врожайності сільськогосподарських культур) лише ускладнюється, оскільки методологічно та світоглядно нез'ясованим залишається смислове навантаження таких зовні нейтральних понять, як добра якість, поліпшення кругообігу, створення найліпших умов, сприятливих композицій, самої категорії окультурювання. Певна частина цих проблем вирішується за межами ґрунтознавства геохімічною екологією рослин, біогеохімією та іншими науками, які розширюють досліджуване коло за межі одного лише набору найважливіших, але небагатьох культурних рослин. Такий підхід зваблює своєю орієнтацією на збереження і відтворення природного ґрунтового-ценотичного біорозмаїття ландшафтів, водночас припускаючи коригування вмісту в них хімічних елементів і створення штучних геохімічних ландшафтів з агрохімічно окультуреними ґрунтами.

Трансформування фізіобіохімічних та ґрунтового-агрохімічних процедур у біогеохімічні породжує ґрунтового-екологічні проблеми, методологія вирішення яких світоглядно зорієнтована В.І. Вернадським на ноосферну перспективу.

Яким же є *ідеал* моделі (стратегії) *підвищення родючості ґрунту* та його *окультурювання* і чи відповідає він задекларованому нашою державою уявленню про її головне національне багатство? Така світоглядна постановка проблеми потребує *окультурювання поведінки* всіх користувачів землі з одночасним посиленням не стільки розумного, скільки *мудрого* начала в користуванні та володінні землею. Його критерії слід визначати за межами однієї лише ланки «вплив-зміна-наслідки», простежуючи всю гаму ланцюгових реакцій на антропогенні впливи не лише з боку ґрунтів (природи), її ландшафтів, біогеоценозів), а й тих сфер антропогенезу, які повинні гарантувати людям здоров'я, екосоціальний комфорт тощо. Об'єднання зусиль природничих, технічних, сільськогосподарських, соціологічних наук над вирішенням проблеми *культурного землекористування* зовсім не означає розмитості пріоритетів. У дослідженні ланцюгових реакцій природи (біосфери) на антропогенні (у тому числі окультурювальні) впливи та при визначенні порогів збереження, відтворювальної здатності навколишнього середовища і здатності природних геокмплексів пріоритет зберігається за природничими науками. Наприклад, еколого-біогеохімічні закономірності окультурювання ґрунтів вивчає ґрунтознавство, а загальносоціальні критерії антропогенної діяльності визначають науки соціологічного циклу, послугуючись законами еволюції біосфери для вирішення проблеми оптимізації (раціоналізації, агрохімізації, гармонізації, екологізації, гуманізації, одухотворення) сфери користування та володіння землею як соціального феномена, включаючи проблему родючості ґрунтів та їх окультурювання.

Аксиоматична для *цілинних ландшафтів* адекватність максимальної біопродуктивності екосистем і ґрунтової родючості спростовується, коли йдеться про *ґрунти розорані*, в яких біопродуктивність залежить ще й від повноти використання ґрунтової родючості культивованим агроценозом. Процес накопичення фітомаси як наслідок кооперативної взаємодії ґрунтового-кореневого живлення рослин та їх фотосинтетичної діяльності є надскладним біосферно-космічним феноменом, що функціонує на міцному фундаменті гармонійно-синхронної взаємодії фізіобіохімічних реакцій та не менш специфічних ґрунтового-екологічних режимів, комплект яких якраз і характеризує родючість — найважливішу з біосферних функцій ґрунтових компонентів будь-якого ландшафту (БГЦ). Саме ця еволюційно оновлена ґрунтогенезом властивість абіогенного субстрату є основою всіх життєзабезпечувальних процесів, пов'язаних із біогенним захватом речовин організмами.

У будь-якій моделі, до якої закладають *стратегію підвищення біопродуктивності* екосистем, реально керованою ланкою БГЦ є еколого-біогеохімічний тандем *грунт-рослина*. При цьому чинники, які лімітують або, навпаки, стимулюють підвищення первинної фітопродуктивності, є надто специфічними: для кожної ландшафтно-біокліматичної зони вони є зональними, в заплаві — зонально-азональними тощо. І якщо на орних землях *окультурювання ґрунтів* стає дійсно визначальним для землеробства, продиктованим жорсткими вимогами до ґрунтового-екологічних режимів гранично обмеженого набору найважливіших сільськогосподарських культур (пшениця, буряки, картопля, кукурудза, соя, соняшник, коноплі, льон, ячмінь, овочі тощо), то в екосистемах кормового призначення (передусім *природних*) такий диктат закономірно поступається провідною роллю в біопродукційному процесі *біорозмаїття* природної флори, гармонійно адаптованої до ґрунтового-літеного наповнення ландшафтів.

Висловлені світоглядні та методологічні міркування ставлять новонародженого землевласника перед непростю колізією: 1) на який з означених типів біопродуктивності зробити ставку у перспективній моделі господарювання на власній землі? На первинну фітомасу чи вторинну зоомасу? 2) Що вибрати — рілля, луки, сади, горіхові гаї? Чи те й інше, гармонізоване з природою? В умовах ринкової економіки остаточний вибір *стратегії господарювання*, а отже, й *окультурювання ґрунтів* залишається за самим суб'єктом цієї діяльності, але сумління ґрунтознавця-еколога-агронома змушує наполегливо рекомендувати як найдоцільнішу модель використання вторинної продуктивності ландшафтів і біогеоценозів (передусім окраїн ойкумени, річкових заплав, денудованих крутосхилів долин, гірських споруд Криму, Карпат, Кавказу, Тянь-Шаню, Паміру, Анд, Кордильєр тощо). Такі ландшафтні геокомплекси (БГЦ, екосистеми) доцільно перетворювати на полігони для проведення ноосферних експериментів, які переслідують мету не стільки максимізувати біопродуктивність екосистем, скільки гарантувати їх тривале і стабільне (гармонійне) функціонування в біосфері. Унікальність стартових можливостей для подібних експериментів забезпечується феноменально економічним використанням енергії багатокаскадною природою БГЦ, на який варто звертати увагу тим землевласникам, які при створенні високопродуктивних культурних агрофітоценозів водночас вирішили мудро подбати і про подовження біоенергетичного потоку (для найповнішого його використання), і про екосоціальний комфорт (мальовничість краєвидів), і про ґрунотно-ценотичне біорозмаїття (гарант стабільного функціонування БІОСФЕРИ).

Аналізуючи біогеохімічну роль фотосинтезу у формуванні врожаю та еволюції ґрунтового родючості, не можна не помітити мізерності допінгу в цей космо-біосферний процес допоміжної енергії (у тому числі з добривами). Її частка навіть у техногенно найбільш насичених агроценозах не перевищує 0,05 % від кількості сонячної енергії, яка безупинно працює на врожай. Для соціуму ж цей мізер обростає всезростаючою екоенергетичною ціною, якою оплачується сьогодні кожна додатково отримана (з енергетичною та трофічною допомогою добрив тощо) харчова калорія, обтяжена ризиком дестабілізації екологічної рівноваги при агрохемогенному забрудненні ґрунтів, ландшафтів, біогеоценозів і біосфери в цілому. Проте це не означає, що реальну значущість біогеохімічно відчутних і економічно витратних потоків «невідновлюваної» енергії, яка надходить у ґрунти (наприклад, з добривами), слід оцінювати саме в такій (кількісно непоміченій біопродукційним процесом) пропорції. Навпаки, в проєкції на якісні біосферно впливові функції саме ця (загалом, кількісно дійсно мізерна) частка енергетичного «допінгу» (добрив, інших антропогенних чинників) є одним з небагатьох найвпливовіших зі здобутих людиною засобів управління родючістю ґрунтів в агробіогеоценозах, основним дефектом яких є їх одіозна трофічна розімкненість. Саме та аграрна модель, яка ніколи не відмовлялася від найпрестижнішого пріоритету надвисокої біопродуктивності, водночас передбачає і хронічну потребу в мінеральних добривах. Проте, якщо вони і доходять до ланів, то породжують надто багато сумнівів щодо можливості екологізованого підвищення ефективності фотосинтезу через посередництво поживних речовин, що надходять у його розпорядження з ґрунту. Через це В.В. Докучаєв, П.А. Костичев, В.Р. Вільямс, О.Н. Соколовський, О.М. Гринченко, В.А. Ковда, Г.В. Добровольський та їх послідовники завжди вважа-

ли помилковим репродукування родючості ґрунту регуляцією його окремо взятих параметрів.

Підсумовуючи проблематику, методологічно наближену до задумів *окультурювальної* корекції природного ґрунотворення, зауважимо, що незважаючи на фундаментальні напрацювання в цій галузі, ми все ще далекі від ідеалу прагматичної діяльності людини в ґрунтово-ландшафтному довікллі.

Теоретична готовність «вписати» в реальні ландшафти оптимістичні *моделі окультурювання ґрунтів*, підвищення їх родючості, захисту від деградації наштовхується на повну неспроможність людини діяти за стратегією природних екосистем, здатних функціонувати майже за принципом *regretuum mobile*. О.М. Гринченко постійно наголошував на необхідності досягнення довготривалого, а не короткочасного ефекту, а В.І. Вернадський застеріг людство, що антропогенне трансформування природи (біосфери, ландшафтів, земель, ґрунтів, біогеоценозів та їх рослинного блоку) може давати саме такий бажаний тривалий (окультурювальний) ефект далеко не завжди. І це застереження класика є не менш серйозним за його ідею ноосферного майбуття біосфери.

Оптимізм щодо реальності окультурювання ґрунтів та підвищення їх родючості, попри всі сумніви, підживлюється надією на те, що навчена мудрості еліта нації все ж скористається потужним потенціалом народженої на теренах нашої держави *ноосферної концепції*. Її практична реалізація пов'язана з геніальною накресленою В.В. Докучаєвим стратегією реставрації екоєволюційно заданого оптимуму БІОСФЕРИ (між ріллею, лісами, луками, степами, болотами, водоймами тощо). У ноосферному контексті *культурний ґрунтогенез* отримує статус найперспективнішого, екобезпечного стратегічного спрямування антропогенної еволюції ґрунтів у конкретних (заплавно-долинних, плакорових, схилових...) ландшафтах. Витрати на здійснення таких екологізованих, ноосферно зорієнтованих стратегічних програм не виходять за рамки загальносвітового обслуговування БІОСФЕРИ для потреб СОЦІУМУ.

Екофільна етнокультура українців заперечує тут крайній песимізм, що можливо, і є стартовою базою здійснення екологізованих стратегій землекористування. Безперечно, не можна втрачати неоцінімий досвід прапращурів у нинішніх задумах повернути людям впевненість та екологічну адаптованість до біосферних імперативів. Набуття прав землевласника та екологізація його свідомості надають їй ПРИРОДІ-БІОСФЕРИ (ґрунтам, фітоценозам, озерам, болотам, річкам...) шанс відновити рівноправне партнерство в її фатально заданих стосунках з соціоантропосферою.

Резюмуючи зорієнтовані на Україну стратегічні програми *окультурювання ґрунтів, підвищення їх родючості, захисту від деградації, забруднення, раціонального землекористування*, можна сподіватися, що мудре використання накопичених людством (у тому числі українцями) ґрунтово-екологічних знань та інформації допоможе їм поєднати свою безперечну етнокультурну екофільність з новітньою парадигмою екосоціального розвитку та осмислити аксіому про те, що земля є дійсно головним національним багатством, від екокультурного використання якого залежать могутність і незалежність нашої держави.



Контрольні запитання і завдання

1. Дайте визначення поняття «ґрунтова родючість».
2. Що Ви знаєте про історію вивчення родючості ґрунту?
3. Назвіть чинники родючості ґрунтів і життєдіяльності рослин.
4. Наведіть приклади родючості різних типів ґрунтів.
5. Як регулюється родючість ґрунтів у природних і антропогенних екосистемах?
6. Які суперечності є в інтенсивних агротехнологіях підвищення родючості ґрунтів?
7. Оцініть нинішній стан родючості ґрунтів України та інших країн.
8. Як слід окультурювати ґрунти в умовах ринкової економіки?
9. Що Ви знаєте про трюфістичні лісових ґрунтів та її фітоіндикативне визначення?
10. Опишіть едафічну сітку.

Частина II

ГЕОГРАФІЯ, ЕКОЛОГІЯ, ГЕНЕЗИС, ЕВОЛЮЦІЯ, СИСТЕМАТИКА, ОКУЛЬТУРЮВАННЯ, ОХОРОНА ҐРУНТІВ

У другій частині підручника висвітлюються характеристики конкретних типів і підтипів ґрунтів, їх родів, фацій, видів, різновидностей, культурних варіантів, екологічних категорій, що передбачає розкриття генезису та еволюції зональних та азональних ґрунтів, законів їх географічного і топографічного поширення, агровиробничої характеристики, пов'язаної з перспективними системами раціонального землекористування в певних ландшафтно-біокліматичних умовах. На відміну від першої частини з її екосистемним (фітоцентричним) підходом усі ґрунти характеризуються геоекосистемно, тобто як рівноправні компоненти ландшафтів, біогеоценозів, їх віддзеркалення, екологічно впливові біосферні утворення. Цим полегшується пошук шляхів підвищення родючості ґрунтів, розробка моделей їх окультурювання й охорони.

Розділ 10

ЛАНДШАФТНА ПІДПОРЯДКОВАНІСТЬ, ЕВОЛЮЦІЯ, СИСТЕМАТИКА ҐРУНТІВ

Ґрунт — дзеркало та компонент ландшафту. Сучасне тлумачення поняття *ґрунт* виходить далеко за межі уявлень про «*цілком самостійне... природно-історичне тіло*». Серед визначень В.В. Докучаєва його акцент на тому, що ґрунт є специфічним віддзеркаленням ландшафту та його найважливішим компонентом, — фундаментальне ствердження однозначної поліфункціональності цього біосферно та господарсько значущого природного утворення. Разом з фітоценотичним покривом нашої планети ґрунт утворює нерозривний тандем «ґрунт — рослина», ієрархічно підпорядкований *ландшафтній сфері Землі*, в якій синхронно з планетарно-космічною ритмікою біосфери відбуваються притаманні їй природно-антропогенні процеси, включаючи й ґрунтогенез (взаємодія літогенного підґрунтя з біотою, передусім фітоценозами, які перетворюють космічну енергію сонячних протонів в енергію біомаси та ґрунтової родючості).

Кожен з конкретних ландшафтів відрізняється структурою ґрунтового та рослинного покриву, рельєфом, ґрунтотворними та корін-

ними породами, гідрологічними, геохімічними параметрами, комбінацією урочищ та ще дрібніших компонентів. Ландшафти мають геоекосистемний характер, є цілісними і завершеними витворами природи, ієрархічно підпорядкованими біосфері. Серед їх рівноправних компонентів свою приповерхневу позицію на земній суші займає ґрунт — геодерма планети. В її різних ландшафтно-біокліматичних зонах саме ґрунти разом з фітоценозами виконують унікальну в межах Сонячної системи екологічну функцію засвоєння і трансформації космічної енергії фотонів. Цей космопланетарний процес гарантує стабільне функціонування біосфери і має чітко виражений антиентропійний тренд, підтверджуючи феномен **зростання родючості**.

Термодинамічна відкритість ґрунту, як і ландшафту в цілому, пояснює багато й інших, на перший погляд, парадоксальних властивостей, які є закономірним наслідком, спричиненим генезисом, а в подальшому еволюцією ґрунтів, як самих, так і разом з їх ландшафтным середовищем.

Генезис ґрунтів (грец. *genesis* — виникнення) характеризує закономірності їх походження, починаючи з моменту зародження (нуль-момент, за Г. Ієнні) і закінчуючи зрілістю — стабільним функціонуванням цього тіла природи. *Генезис ґрунтів* означає їх *фітогенно* зумовлений **саморозвиток** за незмінного співвідношення всіх інших (зовнішніх відносно ґрунту) чинників, взаємодія яких спричинює формування, наприклад, чорноземів, підзолів, солонців, торф'яників, червоноземів, лучних і багатьох інших еколого-генетичних типів ґрунтів. Якщо ж один або кілька чинників змінюються (внаслідок тектонічних рухів, землетрусу, катастрофічної повені, підняття підґрунтових вод, до того ж засолених, осушення боліт, тощо), це позначається на екологічному стані ґрунту: він вступає в якісно нову, *еволюційну*, фазу свого розвитку.

Еволюція (лат. *evolutio* — розгортання) характеризує безповоротний розвиток живої природи (вимерлі динозаври, мамонти, псилофітна флора силуру), а також зміну зрілих утворень косної та біокосної природи, якими є зрілі ґрунти. Внаслідок еволюції вони змінюються разом з іншими компонентами ландшафту, тому сучасні голоценові ґрунтові покриви зовсім не схожі на ті, що вкривали територію України в плейстоцені, пліоцені, не говорячи про мезо- та палеозой. На сучасному етапі не менш суттєвим моментом в еволюційних змінах ґрунтів стає антропогенний вплив, особливо масштабний у його техногенному варіанті. Цей вплив може бути як прогресивним, так і регресивним. Прогресивним вважають (з певною мірою умовності) окультурювання ґрунтів, а регресивний напрям еволюції діагностується ознаками руйнування ґрунтів, зниженням їх родючості (деградація, ерозія, дефляція, вторинне заболочування, засолення, осолонцювання та ін.).

Розпізнати, де й коли закінчується *цикл саморозвитку* (власне генезис) ґрунту і розпочинається його *еволюційний цикл*, непросто. Для цього потрібні спеціальні еколого-генетичні знання (інформація) про ґрунти та ландшафти в цілому. Необхідна кропітка дослідницька праця, щоб визначити *еволюційні* зміни у профілі ґрунту: 1) *успадковані* від материнської породи (гранулометрія, мінералогія, хімізм — наприклад, лесу, алювію, морени тощо); 2) *надбані* при ґрунтогенезі — свідчать про *саморозвиток* (гумус, ГВК, рН, обмінні катіони, структура тощо); 3) *реліктові* — їх залишено попередньою стадією (етапом, ритмом, циклом, фазою) ґрунтоутворення (карбонати, солі, Fe – Mn-конкреції, ортштейн, псевдофібри, кротовини). У Лісостепу та Степу України, наприклад, значно поширені червоно-бурі глини, габітус яких нагадує про палеоекологію субтропічного ґрунтогенезу в палеоландшафтах пліоцену на цій території. Отже, у багатьох випадках ми маємо справу з ґрунтами, утвореними не з материнських порід, а з ґрунтів, які раніше вже існували. Причому в тому самому профілі, на тому самому субстраті таких еволюційних циклів може бути кілька. Фактично це означає, що профіль більшості зональних ґрунту є полі-, а не моногенетичним, тобто ґрунти характеризуються поліциклічністю свого походження. Саме про це свідчать *реліктові* риси, успадковані від минулих етапів ґрунтолітогенезу. Їх не слід плутати з сучасними (*рецентними*) ознаками. Ґрунти можуть змінюватися в різних напрямках. Наприклад, грубізна гумусованого профілю може наростати, а може й зменшуватися, ґрунт може засолюватися, або, навпаки, розсолюватися з подальшим осолонцюванням, дуже небажаним у землеробстві. Наведені приклади свідчать як про зростання родючості при еволюції ґрунтів, так і про її зниження.

Антропогенний цикл еволюції (Д.Г. Тихоненко, М.О. Горін та ін.) спричинює *виробничу діяльність* людини, яка нерідко суперечить таким природним циклам еволюції, як *біокліматичний* та *біогеоморфологічний* і виступає як «геологічна сила» (В.І. Вернадський), дуже змінюючи як сам ґрунт, так і названі цикли. Прикладів цього є дуже багато: природні фітоценози → культурні агроценози; цілинні степи → орні землі; природне болото → осушене торфовище; природний ландшафт → відкритий кар'єр тощо. Антропогенний чинник відрізняється *свідомим* (хоча й не завжди розумним, мудрим) спрямуванням свого впливу на ґрунт, фітоценози та ландшафти в цілому. Людина спроможна змінювати властивості ґрунту і його головні екологічні режими (водний, повітряний, термічний, поживний) значно швидше, ніж це відбувається під впливом природного ґрунтогенезу. Однак характер антропогенних впливів на ґрунтоутворення є суперечливим. Але *свідоме* екоетично вмонтоване окультурювання ґрунту з метою підвищення його родючості не суперечить біосферним законам. Зате бездумне поводження із землею ініціює руйну-

вання ґрунтів та їх деградацію. На порозі третього тисячоліття все ще переважає деградаційна гілка еволюції ґрунтогенезу.

Систематика ґрунтів вивчає величезне їх розмаїття на Землі, враховуючи еколого-генетичні, біогеохімічні, еволюційні, інформаційні та інші зв'язки між різними *таксономічними* групами ґрунтів на основі їх *діагностики*. Її основи заклали у своїх працях В.В. Докучаєв, М.М. Сибірцев, К.Д. Глінка, Л.І. Прасолов, О.М. Іванова, М.М. Розов, В.М. Фрідланд, О.Н. Соколовський, М.А. Глазовська, Д.Г. Тихоненко, М.І. Полупан та ін. Систематика є організуючим началом у вивченні ґрунтів з метою створення їх повної *класифікації*, системи підпорядкування (ієрархії) ґрунтів, місця того чи іншого конкретного ґрунту в загальнопланетарній (біосферній) системі ґрунтів.

Систематика ґрунтів на основі їх *номенклатури*, *таксономії* й *діагностики* вирішує такі завдання: виявити відмінність між існуючими на Землі ґрунтами; дати повну кількісну характеристику кожного конкретного ґрунту; скласти повний, логічно завершений, послідовний список досліджених ґрунтів з метою їх подальшої наукової класифікації. Для цього необхідно знати *типи, підтипи, роди, фації, види, різновидності, розряди, варіанти* ґрунтів. У кожному окремому випадку названі поняття слід характеризувати під своїм кутом зору: в *номенклатурі* — чому тип чорнозему так названо; в *таксономії* — чим тип відрізняється від підтипу або виду; в *діагностиці* — як дізнатися, що перед нами в розрізі чорноземний, а не лучний ґрунт; солодь, а не підзол тощо.

Номенклатура ґрунтів означає їх назви, що відповідають їхнім властивостям, еколого-генетичній природі, класифікаційному положенню. Наукова (генетична) номенклатура ґрунтів була створена М.М. Сибірцевим, який творчо використав вітчизняну (українську та російську) народну традицію, згідно з якою ґрунти називають за характерною особливістю (найчастіше верхнього горизонту) або за екологічним принципом. Так з'явилися «кольорові» терміни для *генетичних* типів: чорнозем, підзол, червонозем, сірі лісові ґрунти, бурі ґрунти (потім до них додалися: сіроземи, жовтоземи, каштанові, коричневі та інші ґрунти). За специфічними ознаками верхніх горизонтів назвали: солончак, солонець, солодь, торфово-глейовий, перегнійно-карбонатний ґрунти тощо. Схожі за забарвленням ґрунти допомогли розрізнити екологічні уточнення: бурі лісові та бурі *напівпустельні* ґрунти; сірі лісові чітко розмежовуються з сіроземами передгірських пустельних степів. Екологічні назви, які враховують ландшафтне положення, стали базовими для болотних, лучних, тундрових, арктичних ґрунтів, чітко окресливши їх біогенетичну сутність. Більшість наведених назв виявились настільки вдалими, що без перекладу увійшли до міжнародної номенклатури. А сама докучаєвська традиція черпати наукові терміни з народної мови продовжується і нині —

номенклатура ґрунтів поповнюється термінами, взятими з багатьох мов світу. Наприклад, *хейлуту* в Китаї означає чорний ґрунт; *рендзини* в Польщі — дерново-карбонатні ґрунти; *ранкери* — в Австрії — хрящуваті короткопрофільні дернові ґрунти на елювії масивно-кристалічних порід; *terra rosa (terra rosa)* в Іспанії — «червона земля»; *ецеребі* в Грузії — «субтропічний підзол» (такий переклад є не зовсім доречним, бо задушує генезис цього ґрунту, який не є підзолистим. — *Авт.*); *лебіані* в Грузії — фасолевий ґрунт (у ньому є багато Fe – Mn-конкрецій, «бобовин» чи то квасолин); *аралебіані* — неквасолевий ґрунт тощо.

Усередині *генетичного типу* виділяють, як правило, центральний або перехідний *підтипи*. Назва центрального підтипу конструюється гранично просто: типовий, звичайний тощо. Перехідні підтипи отримують свою назву за ознаками зв'язку з сусідами: або за ознаками порівняння з сусідами чи то центральним підтипом: світло-сірі ґрунти лісостепу, сірі, темно-сірі опідзолені ґрунти лісостепу або темно-каштанові, каштанові, світло-каштанові, буро-коричневі тощо. Фаціальні (лат. *fase* — обличчя) *підтипи* вводять до номенклатури через терміни, які характеризують термічний режим ґрунту всередині типу: теплі, холодні, помірно теплі, глибоко промерзаючі. Називають підтипи також за морфологічними ознаками, еколого-генетично спричиненими гідротермією: міцелярно-карбонатні, борошністо-карбонатні та ін.

Роди позначають термінами, які відображують властивість, зумовлену процесом-супутником: солонцюватий, осолоділий, солончаківий, контактнo-глейовий та ін., або ж називають попередню фазу ґрунтогенезу (реліктовість, успадкованість): залишково-лучний, залишково-солонцюватий тощо.

Види (їх наносять на великомасштабні ґрунтові карти) позначають термінами кількісного значення (ступінь виявлення того чи іншого процесу тощо):

- 1) вміст речовин: мало-, середньо-, багато- (тучні) гумусні;
- 2) грубизну горизонтів профілю чи чогось іншого: неглибокі, середньоглибокі, глибокі, надглибокі, глибокоскипаючі від НСІ, високоскипаючі тощо;
- 3) ступінь виявлення процесів: слабко-, середньо-, сильно- (підзолисті, змиті, осолоділі, солонцюваті...).

Різновиди відображує гранулометричний (механічний) склад: піщані, зв'язнопіщані, супіщані, легко-, середньо-, важкосутлинкові, легко-, середньо-, важкоглинисті.

Номенклатура *розрядів* відображує літогенетичні особливості ґрунтотворних порід: на лесах, морені, елювії, делювії, еолових відкладах, морських породах, елювії (гранітів, базальтів, пісковиків, крейдяно-мергельних порід) тощо.

Категорія ґрунту є новою номенклатурною одиницею, яка дає оцінку екологічним умовам ґрунтогенезу.

Повна назва ґрунту вказується в *легенді* великомасштабної ґрунтової карти (саме в легенді, а на карті в центрі виділення ґрунт позначається цифровим шифром або абревіатурою) і буває завжди довгою. Наприклад: чорнозем (*тип*) звичайний (*підтип*) залишковолучний (*рід*) середньо-гумусний (*вид*) важкосуглинковий (*різновид*) на лесі, підстеленому давньоалювіальним піском (*розряд*), середньоокультурений (*варіант*) ...додамо сюди: забруднений важкими металами (радіонуклідами, пестицидами, нітратами, паличкою Коха тощо) — отримаємо актуальну сьогодні екологічну назву *категорії* ґрунту. Ще один приклад (Західна Грузія): червонозем (*тип*) опідзолений (*підтип*) глеуватий (*рід*) середньоглибокий насичений (*вид*) важкосуглинковий (*різновид*) на елювії ефузивів (*розряд*).

Якщо ж це буде червонозем плантажований, то його таксономія (як і осушених торф'яників тощо) стає проблематичною — не виключено, що це буде тип ґрунту. Слід враховувати, що окультуровані, меліоровані, освоєні ґрунти посідають у номенклатурі особливе місце. Ґрунти, включені в сільськогосподарське виробництво, набувають нових рис і властивостей, які змінюють як їх габітус, тобто зовнішній вигляд (морфологію), так і рівень родючості. Номенклатура цих ґрунтів недостатньо розроблена. Найбільше вживається термін «*ступінь окультуреності*», або «деградованості». Але для певного ряду ґрунтів цей показник добре визначився. Серед них дерново-підзолисті ґрунти зони тайги (в Україні це зона Полісся): слабко-середньо- та сильноокультурені; червоноземи вологих субтропіків Грузії. Тут слід зважати і на ту обставину, що такі назви, як осушений торф'яник, кольматований ґрунт, плантажований ґрунт тощо — означають таксон, вищий за ступінь чи варіант, причому вищий настільки, що може претендувати на статус ґрунтового типу. Ці питання ще потребують вивчення. Отже, ґрунти називають за екогенетичними ознаками, зафіксованими в їхньому профілі.

Розглянемо міжнародну (ФАО-ЮНЕСКО) та американську номенклатури.

Класифікація ФАО-ЮНЕСКО запровадила у міжнародну практику нашу вітчизняну традицію термінотворення в ґрунтознавстві сполученням назв ознаки з кінцівкою *-зем*. Так, у легенді «Карти ґрунтів світу ФАО-ЮНЕСКО» зазначено: каштанозем, грейозем, сірозем, бурозем, брүнїзем, файозем тощо. У англійців *-зем* відповідає *-soil, -sol* (лат.), звідси: *molisol, aridisol, spodosol*. ФАО-ЮНЕСКО використовує такі англійські терміни, як: *luvisol, ferrasol, cambisol*. У німців *-зем* відповідає *-erde*, звідси: *Braunerde, Schwarzerde*. Пізні характерні особливості ґрунтів позначають додатковою характеристикою, для чого використовують латинські, грецькі та слов'янські назви: багаті флювісоли — *Eutric fluvisols*; бідні флювісоли — *Dystric*

fluvisols; карбонатні флювісоли — *Calcic fluvisols*; сірчані флювісоли — *Thionic fluvisols*.

Американська номенклатура ґрунтів розвивалася самостійно й досить суперечливо. На початку цього століття, вже після В.В. Докучаєва, геолог М. Уїтні запропонував називати ґрунти за назвою місцевості та за механічним складом (вашингтонський суглинок, чикагська глина) як *ґрунтові серії* (*soil series*). Класик американського ґрунтознавства Марбут вводить поняття «великих ґрунтових груп» (*great soil groups*), яке повністю збігається з докучаєвськими *типами*: підзол, чорнозем, сірозем, бурозем, редзина, але ніяк не корелює з серіями Уїтні. В 50-ті роки ХХ ст. ґрунтознавці США ліквідували існуючу номенклатуру, замінивши її принципово новою. Її суть у тому, що символічними словами (*vertisol, molisol...*) позначили *порядок*. Приставки на зразок *alboll* (білий — з білястим горизонтом); *aquoll* (вода — *aqua*, тобто, перенасичений водою); *boroll* (північний — *boreas*)... означають *підпорядок*, який поділяють далі з допомогою іншої приставки на *argialboll* (глинистий, *argilla* — глина); *natrolboll* (натрієвий)... з подальшим поділом на *typic argialbolls* (типові), *aeric argialbolls* (пустельні, аеральні), *andic argialbolls* (вулканічні), *xeric argialbolls* (посушливі) тощо.

Кожна з наведених і не наведених (французька, німецька тощо) тут різних номенклатур має свої достоїнства і недоліки. Позитивними рисами сучасної національної номенклатури, якою ми користуватимемося (на правах пріоритетності її запровадження В.В. Докучаєвим), є те, що на найвищому таксономічному рівні використано гранично короткі, мудрі народні терміни, які точно символізують ґрунти як природне явище; на найнижчому ж назва ґрунту розкриває не лише його головні екогенетичні, а й агровиробничі ознаки.

Таксономія ґрунтів вирішує завдання точності, з якою їх досліджують. Для цього використовується система *таксонів*, яка фіксує рівень досліджень (*taxis* — порядок або ж *taxso* — оцінюю і *potos* — закон). Уже саме слово *ґрунт* є тим поняттям, яке виокремлює це природне утворення з набору неподібних до нього, але теж природних утворень: *мінерали* (самородні, сульфатні, окисні, солі); *породи* (магматичні, осадові, метаморфічні); *деревя* (хвойні, листопадові); *трави* (пирій, конюшина, горох); *ліс* (сосновий, дубовий); *корова* (тварина)... Таксономічні одиниці (таксони) є одиницями класифікації чи систематики, якими позначають їх клас, ранг або місце в системі певних об'єктів (у нашому випадку ґрунтів). Саме це сприяє точності їх виділення.

В основу сучасної *таксономії ґрунтів* покладено докучаєвське вчення про таксони вищого порядку, якими є *тип ґрунту* і *тип ґрунтогенезу*. Це вчення формувалося поступово, нерідко суттєво змінюючи об'єми конкретних типів. За приклад візьмемо солонець, який вважали спочатку типом, а нині це поняття об'єднує кілька

типів. Еколого-генетичний тип ґрунту об'єднує велику групу ґрунтів, сформованих в однотипно поєднаних ландшафтно-біокліматичних (передусім гідротермічних) умовах і характеризується яскравим проявом органного процесу ґрунотворення за можливого його поєднання (парагенезису) з іншими процесами. Класичними прикладами типів є: чорноземи, сірі опідзолені ґрунти, червоноземи та ін.

Єдність *ґрунтового типу* визначається притаманною йому однотиповістю:

- будови ґрунтового профілю та його генетичних горизонтів;
- надходження мінеральних речовин і процесів гумусоутворення;
- процесів перетворення мінеральних речовин та утворення орґано-мінеральних сполук;
- міграції та акумуляції речовин;
- ґрунтово-екологічних режимів (водного, повітряного, ОВП, трюфності, біоенерґетичного...);
- застосовуваних агротехнологій окультурювання ґрунтів, підвищення їх родючості, раціонального використання земель.

Нижче від типу ідуть таксони власне *систематики ґрунтів* (вище від типу — класифікації): підтипи, роди, види, різновиди, розряди, варіанти.

Підтип виділяють у межах типу як перехідні ступені між окремими типами ґрунтів, враховуючи (діагностуючи) процеси, контрольовані підзоною або фаціальними умовами. Так, фаціальні підтипи виділяють за сумою активних температур ґрунту на глибині 20 см та з урахуванням періоду плюсових температур на тій самій глибині. Назви підтипів є добре зрозумілими: типовий, звичайний, південний, світло-каштановий, міцелярно-карбонатний тощо. Практичну агротехнологічну значущість має значно більша екологічна однорідність прийомів окультурення для підтипу, аніж для всього типу.

Роди в межах підтипу виділяють, враховуючи літогенетичні особливості материнських порід, гідрохімію, реліктові ознаки (солонцюватість тощо) та деякі інші місцеві особливості ландшафтів. Наприклад, у підтипі чорноземів типових помірно теплих виділяють глибокоскипаючі роди.

Вид виділяють у межах роду за ступенем вираженості ґрунотворного процесу (тучний, слабкозмитий тощо).

Розряд охоплює таксономічні групи ґрунтів, сформовані на літогенетично однорідних породах.

Повна номенклатурна назва враховує всі згадані таксономічні рівні, внаслідок чого вона набуває громіздкого, описового характеру на відміну від короткої термінологічної назви — символу для типу ґрунту. Однак її заміна коротким неoterміном на зразок *Molic*, *Spodic* рівнозначна втраті класичних докучаєвських надбань, які до

того ж передбачають можливість у разі потреби (на картах) робити таку заміну, причому досить просто — проставляючи шифр із занесенням повної назви в легенду.

Діагностика ґрунтів означає метод їх описання з метою визначення типу та інших таксонів ґрунту. Сучасне ґрунтознавство використовує дві принципово різних методології діагностики: вітчизняну (еколого-генетичну, докучаєвську) й американську, між якими існують і певні компроміси.

Докучаєвська методологія діагностики ґрунтів застосовує: профільний їх опис у ландшафтній обстановці; комплексне аналітичне дослідження в лабораторії; порівняльно-географічний аналіз; еколого-генетичну характеристику ґрунту.

Профільний метод діагностики ґрунтів запропонував В.В. Докучаєв, який першим виконав розріз ґрунту і визначив тріаду генетично пов'язаних між собою горизонтів: $A + B + C$. Принципово важливим і найбільш суттєвим моментом у *профільному методі діагностики* ґрунтів, якого не застосовували раніше, був цілком очевидний сьогодні постулат про *профіль ґрунту*, який не є випадковим набором горизонтів, а становить єдине ціле, систему (свиту) генетичних горизонтів, взаємно пов'язаних та екологічно взаємообумовлених у своєму генезисі (походженні). Система як цілісність завжди переважає над простою сумативністю будь-яких сумішей і є утворенням ієрархічним, емерджентним тощо. Зрозуміло, що не виділяючи *профіль ґрунту*, попередники В.В. Докучаєва не розгледіли і «четверте царство природи», хоча ретельно й сумлінно вивчали його, багато в чому краще за В.В. Докучаєва.

Опис ґрунту за В.В. Докучаєвим здійснюють у розрізі за запропонованою ним формою у вигляді польового журналу. Починають опис з поверхневого горизонту, а закінчують материнською, а то й підстилаючою породою (особливо, якщо ґрунти обстежують з метою закладання саду, дендропарку тощо). Спостерігаючи та описуючи зміни параметрів ґрунту за профілем, дослідник отримує уявлення про ґрунт як цілісне природне утворення, важливий компонент ландшафту та біосфери в цілому. Профіль ґрунту є його головною діагностичною характеристикою. Комбінація генетичних горизонтів у кожному ґрунті своя, унікальна, оригінальна, неповторна, суворо послідовна, притаманна лише цьому, а не іншому виду ґрунту. Саме за габітусом профілю, його будовою ґрунт отримує від ґрунтознавця в полі (ландшафті), тобто в розрізі, свою номенклатурну назву, яку буде записано в легенду ґрунтової карти. Цю назву вживатимуть слідом за ґрунтознавцем агрономи, землевпорядники, фермери, землевласники, держслужбовці. Тобто еколого-генетична єдність і цілісність профілю ґрунту — це дійсно його основна властивість.

Комплексне аналітичне дослідження ґрунтів у лабораторії логічно продовжує їх польову діагностику. Для цього використовують

зразки ґрунту, відібрані погоризонтно з певних глибин. Проводять якомога повніший аналіз усіх ознак і властивостей ґрунту. До морфологічних ознак (колір, гранулометричний склад, структура, щільність, новоутворення тощо), вивчених у полі, додають вивчення мікроморфологічних, фізичних, хімічних, фізико-хімічних, мікробіологічних, ферментативних, агрономічних (структура та ін.), режимних (водно-повітряний, біоенергетичний режими, ОВП, трофічність...) та інших показників. На їх основі отримують повний інформаційний пакет характеристик ґрунту як цілісного ландшафтного (біосферного) утворення. Оскільки зразки відбирають за профілем, то і визначені показники та зроблені на цій основі агрогенетичні узагальнення також подаються в профільному контексті.

Методика польової діагностики ґрунту в деталях вивчається на спеціальних заняттях, а повне практичне її освоєння відбувається в період польової практики. Існує певна послідовність, свого роду алгоритм, формалізація польового вивчення ґрунтів: описують погоризонтно забарвлення, вологість, гранулометричний склад, структуру, щільність, статуру ґрунту, новоутворення, включення, характер переходу між горизонтами. Роблячи ці визначення та описи, враховують й екогенетичну цілісність ґрунтового профілю.

Географічний аналіз є деякою мірою вимушеним, але ігнорувати його ні в якому разі не можна, бо це ініціює помилки та хибні (суб'єктивні) висновки навіть за умови цілком правильного профільного дослідження ґрунту (наприклад, під час посухи можна помилково назвати болотний ґрунт чорноземом тощо). Географічний метод діагностики теоретично є досить аргументованим ученням про чинники ґрунтогенезу, яке конкретизує географічні взаємозалежності між типами ґрунтів і типами фітоценозів, кліматів, кори вивітрювання, геохімічних ландшафтів. Ми повинні якомога ширше застосовувати географічний метод, оскільки сучасні режими ґрунтоутворення (*ґрунт — момент*) майже не фіксуються в тих маркерах, які є консервативними, добре помітними ознаками *ґрунту — пам'яті*. А поставити натурний багаторічний режимний експеримент з метою точної діагностики ґрунту просто неможливо. Значно дешевшим, але не менш надійним є зіставлення зовні однакових, але режимно різних ґрунтів, що дає змогу точно їх діагностувати, поділяючи на різні систематичні групи.

Еколого-генетична характеристика ґрунтів при їх діагностиці логічно доповнює профільний метод і тісно з ним взаємопов'язана. Виділяють безпосередньо ті ознаки та властивості ґрунту, які обов'язково висвітлюють саме генезу та еволюцію ґрунтів у взаємозв'язку з еволюцією ландшафтів у цілому. Найбільш суттєвими еколого-генетичними параметрами є *ступінь* зрілості профілю та його диференціація; акумуляції чи, навпаки, збідненості хімічними сполуками; трансформації материнського субстрату.

Усе це створює об'ємну еколого-генетичну інформативну основу для визначення походження та еволюції ґрунту. Суттєвим моментом є діагностика тренду (спрямованості) тих чи інших ґрунтових процесів: розсолюється чи засолюється ґрунт, осолонцюється чи ні; деградує чи реградує, оглинюється чи опіскується... Критеріїв для такої діагностики та фактичного матеріалу у сучасного ґрунтознавства цілком достатньо, однак є також і немало ускладнень і труднощів, оскільки далеко не всі правила діагностики є остаточно розробленими. Усе ж багато таксонів діагностується досить чітко. Це передусім *тип ґрунту* за умови точного визначення такого комплекту:

► тип профілю — за його адекватністю будові одного з відомих типів;

► тип ландшафту — за аналогією з його відомим типом;

► географічний ареал досліджуваного ґрунту та його відповідність ландшафтно-біокліматичному довкіллю (чинники ґрунтогенезу);

► комплект ЕГП (елементарних ґрунтогенних процесів, які формують певний профіль) — його адекватність ЕГТГ (екогенетичному типу ґрунту);

► тип міграції та акумуляції речовин у ґрунті — знаходять аналога серед відомих міграційно-акумулятивних типів.

Підтип і рід діагностуються менш чітко, оскільки відсутні чіткі правила та критерії (щоправда, для *фаціальних підтипів* можна використовувати точні параметри гідротермічного режиму — температуру, коефіцієнт зволоження тощо).

Вид, підвид, різновидність, розряд діагностуються за досить чіткими параметрами, але й тут є суперечності, оскільки для різних ґрунтів нерідко використовуються різні критерії (ступінь гумусованості для одних, опідзоленість для інших, оторфованість для третіх, змитість для четвертих...). Це потребує подальших глибоких досліджень у цьому напрямі.

Окремими завданням є діагностика головного процесу, відповідального за формування профілю, який використовують для виділення таксонів різного рангу в межах типу — від підтипу до виду. Концепція типу ґрунтогенезу ще не має чіткого й однозначного тлумачення. Класики вітчизняного ґрунтознавства, а саме К.Д. Глінка, П.С. Косович, С.С. Неуструєв, І.П. Герасимов, О.А. Роде та ін., виділяли такі типи ґрунтогенезу: дерновий, підзолистий, болотний, солонцювий, латеритний, культурний (О.М. Гринченко, Г.Я. Чесняк, В.Д. Муха). При діагностиці кожного типу ґрунтогенезу цікавим є його конкретний прояв — тип ґрунту або якийсь інший таксон. Проте названих типів ґрунтогенезу десь близько шести, а типів ґрунтів на Землі не менше ніж 120 – 130. Це вочевидь свідчить про те, що **ті самі типи ґрунтогенезу** беруть участь у формуванні **різних типів ґрунтів**. Тобто різні типи ґрунтогенезу відбуваються з різною інтенсивністю та в різних поєднаннях і взаємодіях один з одним.

Так, поєднання підзолистого (лісового) та дернового (степового) типів ґрунтогенезу призводить до формування оригінального типу опідзолених ґрунтів, широко представлених у Лісостепу.

Формування того чи іншого екогенетичного типу ґрунту (ЕГТГ) завжди є результатом природного поєднання не одного, а кількох елементарних ґрунтогенних процесів (ЕГП). Такі, по суті, макропроцеси відбуваються в усьому профілі, тоді як мікропроцеси спричинюють перетворення органічних і мінеральних речовин у межах його ізольованих ділянок. Саме сукупність ЕГП (макропроцесів у межах усього профілю) і задає головну спрямованість процесу формування профілю. Концепція ЕГП значно полегшує діагностику провідного процесу ґрунтогенезу, а також виявляє його характер. ЕГП — це ті *часткові* (І.П. Герасимов) чинники, які формують конкретний ґрунт за принципом: кожному ЕГТГ відповідає свій комплект ЕГП, що дуже полегшує діагностику. У такому розумінні поняття «тип ґрунту» і «тип ґрунтогенезу» можуть бути адекватними. Ще більше полегшує діагностику ґрунтів розподіл процесів їх формування на *загальні, часткові, на макро- та мікропроцеси*.



Контрольні запитання і завдання

1. Як Ви розумієте такий вислів: «ґрунт — дзеркало і компонент ландшафту»? **2.** Назвіть етапи розвитку ґрунтогенезу як біосферного процесу. **3.** Які складові енергетики ґрунтових процесів? **4.** Охарактеризуйте поняття про ґрунтові макропроцеси та ЕГП. **5.** Перелічіть морфологічні ознаки ґрунтів і наведіть їх характеристику. **6.** Що вивчає мікроморфологія ґрунтів? **7.** Що таке класифікація ґрунтів, їх тип, підтип, рід, вид, різновид, розряд?

Розділ 11

ЗАКОНОМІРНОСТІ ПОШИРЕННЯ ҐРУНТІВ

Концепція чинників ґрунтогенезу логічно привела В.В. Докучаєва до розуміння особливостей географічного і топографічного поширення ґрунтів згідно із законами природної зональності як горизонтальної (широтної), так і вертикальної (гірської). В.В. Докучаєв є засновником учення про широтну та вертикальну зональність ґрунтового покриву. Географія ґрунтів як основна форма планетарної організації ґрунтового покриву Землі повністю контролюється саме названими законами. В.В. Докучаєв у кожній широтній зоні виділив «нормальний» тип ґрунту, що сприймається як синонім біокліматично-зонального типу ґрунту, який формується на плакорах автономно, без впливу суміжних ландшафтів. Поняття *плакору* запровадив Г.М. Висоцький для позначення підвищених водороздільних рівнин, де ґрунтогенез позбавлений додаткового впливу підґрунтових вод знизу і збоку. *Плакори* є місцем формування класичних зональних типів ґрунтів, тими автономними ландшафтами, в умовах яких фітоценози як найбільш впливові ґрунтоутворювачі отримують за рахунок атмосферних опадів ту квоту води згідно із законом кліматичної зони.

Винятково важливу роль у появі зональності на Землі відіграють причини планетарно-космічного характеру. Завдяки такій формі сонячна енергія розподіляється на планеті нерівномірно за широтами. Найважливіші ланцюги загальнопланетарної циркуляції атмосфери також мають широтний характер.

Сам В.В. Докучаєв ніколи не вважав відкритий ним закон *зональності ґрунтів* непорушною, єдиною правильною догмою. Закон цей є дійсно універсальним, але його універсальність потребує поглибленого усвідомлення. Насамперед В.В. Докучаєв припускав наявність великої кількості відхилень, які взагалі існують у природі, від змалюваної ним картини ідеального розподілу природних ландшафтних, у тому числі і ґрунтових зон. У нього є така класична фраза: «природа — не математика», на якій немало спекулювали, забороняючи використання у ґрунтознавстві математичних методів, хоча міра і число є неодмінними супутниками цієї науки. В.В. Докучаєв пише далі про нашу планету, яка поцяткована горами та долинами. Її материки вкриті морями, затоками, озерами, річками тощо, а це спричинює корекцію розподілу клімату, опадів, тепла, а водночас місцеву корекцію географічного розподілу рослинних і тваринних організмів. Саме через це слід було очікувати, що горизонтальні ґрунтові і природно-історичні зони зазнають

більш-менш істотних відхилень і порушень своєї ідеальної правильності.

У післядокучаєвський період на кожному континенті було виявлено лише їм притаманні закономірності в географії ґрунтово-біокліматичних зон. Подібна оригінальність спричинюється такими чинниками:

- місцевим біокліматом географічного поясу;
- віком (періодом) ґрунтотворення: в Африці, наприклад, він довший, ніж в Європі;
- орографією, наприклад, бар'єр Кавкасіоні спричинює появу на Кубані надглибоких чорноземів (на цій широті під Херсоном поширені темно-каштанові ґрунти);
- геологічною будовою — торфовища Уралу багаті на мідь, а України — бідні;
- тектонікою — лимани є в Причорномор'ї, а ерозія виявляється на Подоллі;
- морським та океанічним впливом — Гольфстрім утворює Кольські ландшафти тощо.

Горизонтальні ґрунтові зони виявилися зовсім не схожими на нерозривні суцільні стрічки, що охоплюють земну кулю. Дуже часто вони займають ізольовану, навіть «острівну» позицію серед інших ґрунтових зон, а іноді повністю випадають. Найчіткіше зміна природних (ландшафтно-біокліматичних, у тому числі ґрунтових) зон виражена на одній з найбільших рівнин світу — Східно-Європейській (Русько-Українській), де й було відкрито закон природної зональності. Аналогічні закономірності спостерігаються також у Західному Сибіру. Чітка зміна ґрунтових зон простежується в напрямку з півночі на південь (адекватно географічним поясам):

- *арктичний пояс* — зона арктично-пустельних і типових полігональних ґрунтів;
- *субарктичний пояс* — тундрова зона (арктично-тундрова, типова тундрова, лісотундрова) з різними комбінаціями тундрових глейових і торфових ґрунтів;
- *бореальний пояс* — зона тайги: підзолисті, болотні, підзолисто-болотні, дерново-підзолисті ґрунти (в тому числі в Україні);
- *суббореальний пояс* — зона листяних лісів (буроземні та сірі лісові ґрунти); зона лісостепу (опідзолені ґрунти й чорноземи типові); зона степу (чорноземи звичайні й південні); зона сухого степу (каштанові та галоморфні ґрунти); зона напівпустелі (бурі ґрунти); зона пустелі (сіро-бурі ґрунти, сіроземи, такири, розбиті піски);
- *субтропічний пояс* з послідовним рядом острівних зон, які перестають бути широтними.

Статус найбільш біосферно значущих геокомплексів планети мають, за І.П. Герасимовим, географічні *ґрунтово-біокліматичні пояси*. Провідну роль в їх виокремленні відіграють відмінності в

радіаційному балансі та циркуляції атмосфери на континентах. Кожний пояс має притаманну лише йому унікальну комбінацію ґрунтових типів. В інших поясах такі комбінації не трапляються. Всередині поясу всі типи ґрунтів формуються за однакових термоенергетичних режимів ґрунтогенезу.

Ґрунтова зона, яка входить до складу географічного поясу, характеризується не одним якимось типом ґрунту, а знову ж таки певним їх набором, комбінацією, яка теж буває досить численною. До неї можуть входити територіально поєднані, але екогенетично різні типи ґрунтів. Такі специфічно зональні комбінації ґрунтових типів називають зональними СІП (структурами ґрунтового покриву за В.М. Фрідландом). Поняття «ґрунтова зона» стало умовним, бо відповідає первинному уявленню про широтні зони з одним зональним типом ґрунтів. Тепер ґрунтовою зоною вважають ареал певної комбінації ґрунтових типів. До неї поряд з кількома типами плакорних ґрунтів входять також територіально поєднані з ними типи ґрунтів, які формуються в геохімічно підпорядкованих (інтразональних) ландшафтах (Ю.О. Ліверовський).

До ґрунтово-біокліматичних поясів належать *ґрунтово-біокліматичні області*, специфіка формування ґрунтів в яких повністю зумовлена певним режимом зволоження та відповідними фітоценозами (типами рослинного покриву): *вологі*: екстрагумідні; гумідні — тайга, лісова, в тому числі субтропіки, тропіки; *перехідні*: субгумідні — степ; субаридні — ксерофітно-лісова савана; *сухі*: аридні — напівпустелі; екстрааридні — пустелі. Тобто в межах кожної ґрунтово-біокліматичної області розташовано дві-три ґрунтових зони. Ґрунтовий покрив *областей* є більш одноманітним порівняно з *поясом*. Проте і до його складу входять комбінації притаманних лише цій області кількох зональних та вкраплених до них інтразональних типів (наприклад, торф'яники серед зональних чорноземів та опідзолених ґрунтів Лісостепу).

Що ж стає визначальним при виокремленні *ґрунтової зони*? Це кількість і співвідношення тепла і вологи всередині поясу, тобто суто кліматичні відмінності. Ці чіткі зональні індикатори не мають такої ж чіткої фізіономічної образності. Саме через це на картах ландшафтні (природні) зони виділяють з огляду на непрямі індикатори, якими стають чудово виражені в природі рослинні угруповання (фітоценози) та віддзеркалення ландшафту — ґрунти. Серед цього тандему найбільш характерними є саме фітоценози — класичні геоботанічні індикатори, однак ними не скористалися, коли розорювали степи, спалювали ліси, осушували болота та здійснювали багато інших антропогенних акцій, які значно модифікували габітус фітоценозів. Саме через це роль провідного індикатора відводять у таких випадках ґрунту.

У центрах великих континентів, таких як Євразія та Африка, широтно простелені «зональні спектри ґрунтів» (І.П. Герасимов) — поєднання сусідніх зональних ґрунтових систем, спричинене широтним розподілом температур та опадів. На малих континентах зони зволоження набувають чітких абрисів, паралельних береговій лінії, зі значними відхиленнями від широтного простягання — «меридіональні спектри» ґрунтів у Північній Америці, біля південних берегів Латинської Америки, в Австралії.

Ґрунтова зона на переході до сусідніх зон має *ґрунтові підзони* із своїми підтипами зональних ґрунтів. Простягання підзони збігається із зональною площиною, але в її межах виокремлюють *фації* та *провінції*. Виділення *фації* зумовлено істотними відмінностями в температурному режимі ґрунтів та в сезонній динаміці їх зволоження. На аналогічних засадах у фації виділяють *провінції*, звертаючи увагу на температуру та зволоження, які розділяють, наприклад, провінції лівобережного та західноукраїнського Лісостепу. Ґрунтови провінції, у свою чергу, поділяють на *ґрунтового округи* та *райони*, використовуючи для цього оролітологічні ознаки та особливості СІП.

Ґрунтовий округ усередині провінції має таку комбінацію ґрунтових типів, яка зумовлена типом рельєфу та материнських порід, що і спричинює якісні відмінності в характері ґрунтового покриву округів.

Ґрунтовий район є частиною округу з достатньо монотонною мезоструктурою ґрунтового покриву, а відмінності, якщо вони є, бувають зумовлені лише кількісним співвідношенням родів, видів і різновидностей ґрунтів, за своєю еколого-генетичною сутністю таких самих, як і в окрузі.

Ґрунтово-кліматична фаціальність та *провінціальність* досліджені пізніше від зональності ґрунтів. Фаціальність і провінціальність ґрунтів у рамках їх еколого-генетичних типів зумовлені різкою континентальністю клімату та різкими відмінами в суворості зим, а також різним розподілом опадів по сезонах року. Різнофаціальні ґрунти екогенетичного типу істотно відрізняються за гідротермічним режимом: промерзають на різну глибину; проморожуються та прогріваються з різною швидкістю; по-різному забезпечуються вологою і теплом у поверхневому шарі на початок вегетаційного періоду. Велика агрономічна та екологічна значущість цих параметрів ґрунту змушує вважати різнофаціальні ґрунти різних підзон самостійними екогенетичними підтипами. Явище фаціальності та провінціальності ґрунтів найбільш різко виявлено в тих ґрунтових зонах, де спостерігаються різкі відмінності в температурі та сніжності зими в різних частинах зони, наприклад: чорноземи Молдови, Кубані, долини Дунаю, Башкортостану тощо.

Таким чином, закономірні відмінності біокліматичних умов за широтою та меридіаном конкретної території, в свою чергу, визна-

чають закономірне існування ґрунтового-термічних поясів, укомплектованих ґрунтового-біокліматичними областями; ґрунтовими зонами та перехідними підзонами з фаціями та ґрунтовими провінціями.

Відхилення від ідеальної схеми зональності. Неоднорідність ґрунтового покриву у провінції теж підпорядковується певним закономірностям. Особливо помітним є коригуючий вплив місцевого мезо- та мікрорельєфу, а також материнських порід. Уперше помітив це С.О. Захаров, який і сформулював закон *аналогічних топографічних рядів* ґрунтів: розподіл ґрунтів за елементами рельєфу у всіх зонах має аналогічний характер. Це означає:

► на плакорах формуються екогенетично та біогеохімічно самостійні автоморфні ґрунти з акумулятивною функцією щодо продуктів ґрунтогенезу;

► у низинах та на шлейфах схилів формуються генетично підпорядковані ґрунти, здатні акумулювати у своєму органічному профілі рухомі продукти ґрунтоутворення;

► схилі топопозиції займають перехідні ґрунти, які з наближенням до знижень максимізують акумулятивний характер ґрунтоутворення.

Проте й цей закон не все пояснює в розподілі ґрунтів на конкретній території. Ускладнення, що їх вносить літогенетична строкатість ландшафтів, пояснює вчення про СІП, в основу якого покладено уявлення про елементарний ґрунтовий ареал (ЕГА) — невелику ділянку, на якій ґрунтовий покрив представлено одним ґрунтовим розрядом. Головними характеристиками ЕГА є його *розмір* (дрібноконтурний — 1 га; середньоконтурний 1 – 20 га), *форма* (за однакової довжини і ширини контуру — ізоморфна, витягнута, деревоподібна, лопасна тощо), *порізаність меж* (нерозчленовані, слабко-, середньо-, сильнорозчленовані).

Структура ґрунтового покриву — це закономірна сукупність ЕГА, що характеризується компонентністю, складністю (частотою зміни ареалу), контрастністю (ступінь екогенетичної та агрономічної різноманітності).

Вплив рельєфу та материнських порід спричинює утворення мікро- та мезо- комбінацій. *Мікрокомбінації* — це чергування дрібних ЕГА від одного до кількох десятків метрів, пов'язаних з мікрорельєфом. Серед них виділяють комплекс з контрастним ґрунтовим покривом і плямистості — з неконтрастним. *Мезокомбінації* репрезентуються чергуванням крупніших ЕГА і мікрокомбінацій, пов'язаних з мезорельєфом та просторовою зміною порід. *Мезорельєф* дає сполучення з контрастним і варіації з неконтрастним ґрунтовим покривом. Зміна материнських порід дає мозаїки з контрастним і ташети — з неконтрастним ґрунтовим покривом.

Асиметричність у чергуванні та послідовності зон особливо чітко виявляється при порівнянні Північної та Південної півкуль за ме-

жами екваторіального, тропічного та деякою мірою субтропічного поясів. Наприклад, у Південній півкулі бореальна зона є безлісою — Фолклендські острови, Південні Сандвічеві острови, острови Південного Георгія та інші океанічні острови в її межах. Тут же майже повністю відсутня й зона тундри.

Істотну корекцію природного розмаїття ґрунтів, фітоценозів та інших компонентів ландшафту здійснює людина. Оранка та окультурювання знищують мікроструктури ґґ, вирівнюють їх властивості. Суттєво змінюється ґґ зрошуваних районів — розсолюються одні масиви, але засолюються інші. Не менш різка зміна контрастності Сґґ відбувається при осушувальних меліораціях, коли першими зникають гідроморфні компоненти (з торфових боліт Півночі витікають Волга, Дніпро, багато як малих річок, так і великих).

Вертикальна (гірська) зональність ґрунтового покриття. Явище вертикальної поясності відкрив та описав також В.В. Докучаєв після своєї знаменитої мандрівки на Кавказ наприкінці минулого століття (1899). Там він вперше помітив тепер відому всім аналогію в зміні вертикальних та горизонтальних зон у напрямку від подошви гір уверх та з півдня на північ.

Таку аналогічність широтних і вертикальних зон потім ретельно дослідили К.Д. Глінка, С.О. Захаров, С.С. Неуструєв та їх послідовники, які виявили розбіжність між першою схемою В.В. Докучаєва і реальним поширенням ґрунтових зон і конкретних типів ґрунтів у різних географічних регіонах. Унаслідок цих досліджень відкрилася істинна картина дуже складної, географічно специфічної будови вертикальних ґрунтових зон та неповної їх адекватності широтним зонам. К.Д. Глінка в 1910 р. установив, що послідовність вертикальних ґрунтових зон в їх ряду визначається розташуванням *підшови* щодо гірської вершини. Наприклад, на Кавказі зональність розпочинається фералітними ґрунтами зони вологих субтропіків, а закінчується вічними снігами Ельбрусу та Казбеку, а в Карпатах — оглеєними бурувато-підзолистими ґрунтами, в Криму — каштановими тощо. С.С. Неуструєв дослідив вплив на формування ґрунторослинних вертикальних зон *схилової експозиції* (орієнтації) схилів. Наприклад, на Тянь-Шані ялинкові та ялівцеві ліси пристосувалися до схилів північної орієнтації, а південні схили зайняли чорноземно-степові ландшафти.

С.О. Захаров виявив на прикладі гір Кавказу та Середньої Азії істотні винятки із загальної схеми розташування вертикальних ґрунтових зон:

► інтерференція зон або виклинювання та випадання якихось з них — наприклад, у горах Південного Закавказзя між зонами каштанових та гірсько-лучних ґрунтів немає зони гірсько-лісових та гірсько-чорноземних ґрунтів;

► інверсія ґрунтових зон означає зворотний їх розподіл, коли нижні зони розташовуються вище, ніж це належить їм за аналогією з горизонтальними зонами — наприклад, гірсько-лісові підзолисті ґрунти змінюються вище не тундровими ґрунтами, а гірсько-лучними ґрунтами з субальпійськими та альпійськими луками і лише вище від них розташовується тундра гірська, тоді як на рівнині лісові підзолисті ґрунти безпосередньо переходять через лісотундру в зону тундрових ґрунтів;

► міграція ґрунтових зон характеризується проникненням однієї зони в іншу, наприклад, гірськими долинами.

Ці факти покладено в основу концепції *гірської* (не лише вертикальної) зональності, яка охопила всю геоекосистемну складність природних явищ у горах, а не просто зміну з висотою клімату, фітоценозів, ґрунтів та інших компонентів гірського ландшафту. На сьогодні відомо 14 гірсько-зональних ґрунтових структур, притаманних різним гірським системам світу (М.А. Глазовська, М.М. Розов, В.М. Фрідланд). Такі ландшафти, як холодні вологі луки з альпійськими і гірсько-лучними ґрунтами, холодні степи та холодні пустелі значно поширені в горах, зате на рівнинах майже не трапляються. Крім цих винятків, гірські ґрунти формуються за тими самими еколого-генетичними законами, що й ґрунти на рівнинах.

Структура вертикальної гірської зональності ґрунтів визначається положенням і висотою гірської країни в системі гірських ґрунтових зон. Ці два чинники визначають загальний *порядок зміни* вертикальних зон та їх кількість у певній ґрунтово-біокліматичній області, що майже аналогічно зміні горизонтальних зон на рівнинах у північному напрямку і в бік більш м'яких кліматів. Якраз останнє і спричинює появу зони широколистих хвойних, а не суворих тайгових лісів, а замість тундр — гірських луків.

Крім того, дуже впливовим є також положення гірської системи щодо пануючих вітрів і наявність температурних інверсій — стікання холодного повітря по схилах і застоювання його в певні сезони в депресіях. Ці два чинники зумовлюють істотні відхилення від загальної схеми, особливо в характері ґрунтогенезу на схилах і в окремих гірських системах. Так, навітряні схили, які знаходяться на шляху вологих повітряних мас, отримують дуже багато опадів. Саме такими геоморфологічними позиціями пояснюються світові абсолютні максимуми опадів у Гімалаях та Південних Андах. Тут панують гірсько-лучно-степові та гірсько-лучні ґрунти з поступовими зонально-підзональними переходами. Підвітряні схили гір, навпаки, є сухими, отже, тут формуються аридні спектри вертикальних ґрунтових зон, зовсім або майже зовсім позбавлені гірських лісових ґрунтів — там переважають гірські пустельні, гірські степові, гірські лучно-степові ґрунти з різкими переходами між зонами та підзонами.

Температурні інверсії у багатьох гірських системах континентальних областей спричинюють зворотне розташування вертикальних ґрунтових зон, тобто їх інверсію. Наприклад, у Східному Сибіру біля підшви деяких гір та в нижніх частинах їхніх схилів розташовуються *інверсійні тундри*, вище від них — *тайга* з підзолистими ґрунтами, а ще вище — знову тундри. Інверсійні тундри більшу частину року є значно теплішими порівняно з «верхніми» тундрами і використовуються в землеробстві (лише в певні періоди переохолоджуються). Аналогічні приклади є в Закавказзі, коли вирішується питання, де краще розмістити citrusові — вище чи нижче по схилу.

Експозиція схилів суттєво впливає на розподіл ґрунтів у гірських країнах. Через це межі ґрунтових зон і підзон на південних та північних схилах проходять на різних висотах.

Висотні гірські бар'єри вносять значні корективи і в розташування горизонтальних ґрунтових зон. Повітряні маси, насичені вологою, щедро зрошують навітряні схили гір разом зі смугою рівнин біля їхньої підшви (так зване випереджувальне зрошення). Ширина цієї зрошуваної смуги сягає багатьох десятків, а то й сотень кілометрів. Так виникає місцева передгірно-гумідна система зональності, яка виявляється на тлі загальнопланетарної зональності, зумовленої сонячною інсоляцією та глобальною циркуляцією атмосфери. Надзвичайно яскраво ілюструють ці положення приклади Передкавказзя та північних передгір'їв Тянь-Шаню і Копет-Дагу, а в Україні — Гірського Криму. Тут спостерігається та сама зворотна послідовність у розподілі ґрунтових зон і підзон, про яку йшлося вище. Повітряні маси, які перевалили через гори, стають теплими і сухими. Вони сприяють формуванню в «дощовій тіні» гір сухих, а то й пустельних ґрунтів. Подібні приклади аридно-тіньової місцевої системи зональності дають обширні міжгірські котловини Південного Сибіру, Алтаю, Середньої Азії.

З чого ж починається вертикальна (гірська) зональність (поясність) ґрунтів та рослинності? Як правило, в горах висхідним рівнем є зональні особливості прилеглих до гір рівнин, наприклад, у зоні Заполярного Уралу — тундри, а Південного Уралу — Лісостепу. Температура в горах через кожні 100 м висоти знижується на 0,5 °C — через втрату з висотою густини та очищення від пилу повітря починає пропускати більше сонячної радіації, переважно ультрафіолетової, біологічно найбільш активної. Але при цьому посилюється також і охолодження. Кількість опадів з висотою збільшується. Проте найбільше їх випадає не в найвищому поясі, а на якійсь певній висоті, яка є специфічною для певної гірської системи. В Тянь-Шані — це 3000 м, де випадає максимум опадів; у Гімалаях 1000 – 1500 м; в Альпах — 2000 м. Зони максимуму опадів часто збігаються з лісовими поясами. Взагалі висотно-поясні особливості фітоценозів є чіткими індикаторами висотно-кліматичних відмінностей гірських

схилів. Серед них є гірські аналоги зональних типів рівнинної рослинності (гірсько-тундрова, гірсько-стєпова). Але є і специфічно гірські типи рослинності, у яких не існує рівнинних аналогів — це передусім альпійські та субальпійські луки, формація нагірних ксерофітів, субтропічні колючотравники, едельвейси та ін. Специфічно гірські типи рослинності формуються переважно у високих горах складної геологічної будови, розташованих у середніх та низьких широтах (Кавказ тощо). Деякі пояси розташовані лише на одному схилі гір, наприклад, чорноземи на північному макросхилі Кавкасіоні, а червоноземи та жовтоземи — на південному та ін.

Аналогічність еколого-генетичних законів, за якими сформувалися гірські та рівнинні ґрунти, зовсім не означає їх рівнозначності. Ґрунти в горах завжди неглибокі, кам'яністі, щєбеністі, залягають на транзитних топопозиціях ландшафту, через що їх сільськогосподарське використання («на краю Ойкумени») є специфічним, нерідко унікальним, завжди імперативно продиктованим жорсткими законами вертикальної (гірської) зональності ландшафтів конкретних гір.

Ґрунтово-географічне районування є основою для природно-сільськогосподарського, ґрунтово-агрохімічного, ґрунтово-меліоративного, ґрунтово-ерозійного, ґрунтово-екологічного та інших спеціальних видів районування території, які супроводжують сучасний землеустрій. Його принципи зручно вивчати на території держав СНД, для якої Е.В. Добровольський і І.С. Урусєвська склали карту, легенда якої включає *ґрунтово-біокліматичні* (пояс, область) і *ґрунтові* таксони: зона (провінція в горах), підзона, провінція (в горах — вертикальні ґрунтові зони), округ, район (рис. 11.1).

Полярний (холодний) пояс розташований на Крайній Півночі і включає:

І. Євразійську полярну область з двома зонами: А — арктичних ґрунтів Арктики з Таймирською провінцією; В — тундрових глейових ґрунтів (чотири рівнинні і три гірські провінції) і тундрових ілювіально-гумусових ґрунтів Субарктики.

Бореальний пояс (Борей — бог холоду) є помірно холодним. У СРСР він займав більше половини його території. Поділяється на три ґрунтово-біокліматичні області, до однієї з яких належить північна частина України.

II. Європейсько-Західно-Сибірська тайгово-лісова континентальна область підзолистих ґрунтів є найбільшою частиною бореального поясу з трьома ґрунтовими підзонами: В — глее-підзолистих та підзолистих ілювіально-гумусових ґрунтів північної тайги з трьома провінціями; Г — підзолистих ґрунтів середньої тайги з трьома рівнинними провінціями; Д — дерново-підзолистих ґрунтів південної тайги (шість рівнинних, у тому числі і Українське Полісся, яке раніше включали до Середньо-Руської провінції, та дві гірські: Хібіньська та Уральська).

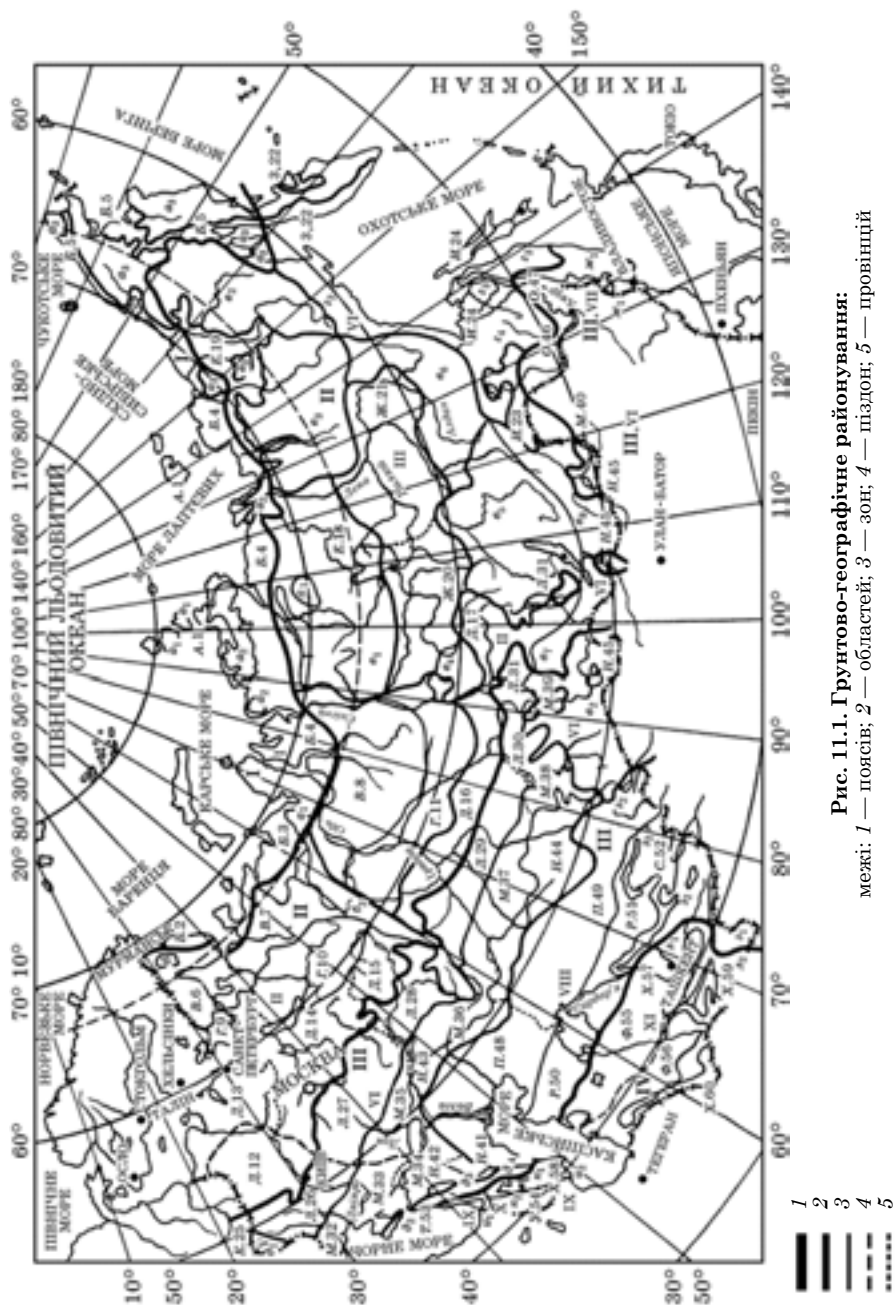


Рис. 11.1. Ґрунтово-географічне районування:
межі: 1 — поясів; 2 — областей; 3 — зон; 4 — підзон; 5 — провінцій

III. Східно-Сибірська тайгово-мерзлотна екстраконтинентальна область тайгово-мерзлотних (у тому числі палевих) ґрунтів розташована на схід від Єнісею, де панують модринові світло-хвойні ліси; рівнинна її частина поділяється на дві підзони: *Е* — тайгових глейово-мерзлотних ґрунтів північної тайги з трьома провінціями; *Ж* — тайгових мерзлотних кислих та пальових ґрунтів середньої тайги з Центрально-Якутською та вісьма гірськими провінціями.

IV. Далекосхідна тайгово-лісова континентально-океанічна область підзолистих, буро-тайгових та попелово-вулканічних ґрунтів під найрізноманітнішими лісами: від темно- та світло-хвойних до хвойно-широколистих та широколистих включно. У її межах виділено дві зони: *З* — попелово-вулканічних лісових ґрунтів; *И* — підзолистих та буро-тайгових ґрунтів.

Широтне розташування цих областей, поєднане з пануванням тут лісової чи тайгової рослинності, посприяло появі такої назви, як тайга або лісова (лісолучна) зона для усього цього поясу. Українське Полісся, яке займає близько 19 % території нашої держави, є південною частиною цієї зони.

Суббореальний (помірний) пояс розташований південніше від холодного і включає чотири ґрунтово-біокліматичні області.

V. Західна буроземно-лісова область (*К* — зона бурих лісових ґрунтів).

VI. Центральна лісостепова і степова область (*Л* — зона опідзолених ґрунтів лісостепу і чорноземів типових з шістьма провінціями, в тому числі Північно-Українською; *М* — зона чорноземів звичайних і південних степових: дев'ять провінцій, у тому числі Придунайська, Південно-Українська; *Н* — зона темно-каштанових і каштанових ґрунтів сухого степу).

VII. Східна буроземно-лісова область (*О* — зона буроземів).

VIII. Напівпустельна (пустельно-степова) та пустельна (*П* — зона світло-каштанових і бурих напівпустельних ґрунтів Прикаспію та Південного Казахстану; *Р* — зона сіро-бурих ґрунтів суббореальних пустель (Арало-Каспійська та Арало-Балхаська провінції); *С* — зона сіроземів малокарбонатних напівпустельних у північних передгір'ях Тянь-Шаню (індикує перехід до субтропічного поясу) та в гірських провінціях Дагестану, Тянь-Шаню, Паміру.

Дві з цих областей (Центральна лісостепова і степова + Напівпустельна і пустельна: VI + VIII) рівнинні й утворюють територіально найобширніший на планеті єдиний субширотно витягнутий ґрунтово-зональний спектр, хоч є винятки, коли ці зони набувають абрисів, близького до субмеридіонального. Зокрема, в передгір'ях Карпат, Кавказу та Алтаю. Центральна лісостепова і степова області є головною базою зернового господарства, яка дуже широко використовується в землеробстві. Лісостепа, степи (*Л* + *М* + *Н*), напівпустелі та пустелі (*П* + *Р* + *С*) входять до двох ґрунтово-біокліматичних облас-

тей, що становлять континентальне ядро суббореального поясу, окраїни якого з заходу та сходу чітко облямовують дві суто лісові області: V) західна із зоною буроземів широколистих лісів (K) і VII) східна із зоною бурих та інших ґрунтів хвойно-широколистих лісів (O). Західна область характеризується буроземами, які панують на більшій частині Західної, Центральної та Східної Європи. В Україні до цієї області належать Закарпатська рівнинна, Карпатська та Кримська гірські, а в Російській Федерації — Північно-Кавказька та Східно-Кавказька провінції. Східна область репрезентована ареалом унікальних лучно-чорноземоподібних ґрунтів «амурських прерій» у комбінації з буроземами Зейсько-Буреїнської та Уссурійсько-Ханкайської рівнинних та Сіхоте-Алінської гірської провінції.

Субтропічний пояс включає південні території колишнього СРСР та країн, які розташовані далі на південь (Китай, Індія, Афганістан, Ірак, Туреччина та ін.). Тут чітко виділяються три субтропічні ґрунтово-біокліматичні області: XI) субтропічна напівпустельна та пустельна область із зоною сіро-бурих ґрунтів субтропічної напівпустелі (Ф) з двома провінціями північного та південного Турану та зоною сіроземів передгірської напівпустелі (X) з чотирма рівнинними і трьома гірськими провінціями; X) субтропічна ксерофітна і чагарниково-степова області, до якої входить зона коричневих і сірокоричневих ґрунтів (У) з провінціями (Закавказька, Східно- та Південно-Кавказька, частково Південний берег Криму, Центральна та Західна Кура-Араксинська низовина, південь Великого Кавказу, а також Малий Кавказ з їх складною структурою гірських провінцій); IX) субтропічна волого-лісова область із зоною червоноземів і жовтоземів волого-лісових (Т) в двох великих провінціях: Колхіда (Абхазія, Мегрелія, Аджарія) та Ленкорань (Південний Азербайджан), де вирощують чай, цитрусові та багато інших субтропічних культур, як багато-, так і однорічних, врожаї яких отримують двічі на рік (порядок IX і XI областей, а відповідно й зон Т, Ф і X тут змінено в дидактичних цілях).

Україна розташована в межах трьох ґрунтово-біокліматичних поясів Європи: 1) бореальний (поміро-холодний) із «зоною» Полісся; 2) суббореальний (помірний) з природними зонами Лісостепу, Степу, Сухого Степу. Дуже невелика за площею територія ПБК (Південного берега Криму) приурочена до 3) помірно-теплого (субтропічного) поясу: 200 м ПБК — такою є ширина кримських субтропіків. В Україні спостерігається збігання *термічних* ґрунтово-біокліматичних *поясів* з ґрунтово-біокліматичними *областями зволоження*: наприклад, Українське Полісся (бореальний пояс) розташоване в Європейській тайгово-лісовій області, конкретно в підзоні південної тайги. Центральна лісостепова і степова області включають Лісостеп і Степ помірного (суббореального) поясів. Суб-

тропічна ксерофітно-лісова та чагарниково-степова області розташовані в помірно-теплому поясі. Зазначені пояси та області поділені на ґрунтові зони, враховані схемою агроґрунтового районування України.

Схема агроґрунтового районування України. Степову зону України поділено на підзону північного Степу з чорноземами звичайними і підзону південного Степу з чорноземами південними. Зони і підзони поділено на провінції і підпровінції, кожна з яких має специфічну СґП. Наприклад, на загальному тлі Лісостепу чітко виокремлюються ґрунти низовинного Середнього Придніпров'я з їх особливою геоморфологією, геохімією, гідрогеологією тощо. Іншим прикладом є гігrotичний західний Лісостеп, виділений завдяки фаціальним (біокліматичним) особливостям ґрунтів. Фаціальні особливості і модифікації СґП зумовили виділення низки підпровінцій, наприклад: на півночі лівобережного Лісостепу в Сумській області переважають чорноземи типові глибокі малогумусні пілувато-легкосуглинкові і середньосуглинкові, а на південному сході лівобережного високого Лісостепу ці зональні для Лісостепу чорноземи типові мають більш важкий (важко-суглинковий та глинистий) гранулометричний склад. На півночі Центрального правобережного придніпровського Лісостепу переважають чорноземи типові, а на півдні — опідзолені ґрунти та ін. Агроґрунтове районування України є таким (рис. 11.2):

► П — Українське Полісся — зона дерново-підзолистих та оглеєних ґрунтів (південна тайга, або змішанолісова зона) з провінціями П1 — західна; П2 — центрально-правобережна; П3 — лівобережна висока; П4 — лівобережна низовинна;

► ЛС — Лісостепова зона чорноземів типових та опідзолених ґрунтів з провінціями ЛС1 — західна; ЛС2 — правобережна центральна висока (ЛС2.1 — північна підпровінція; ЛС2.2 — південна підпровінція); ЛС3 — лівобережна низовинна (з підпровінціями ЛС3.1 — північна, ЛС3.2 — південна); ЛС4 — лівобережна висока (підпровінції ЛС4.1 — північно-західна, ЛС4.2 — східна);

► С — степова зона чорноземів звичайних та південних (підзони: СА — чорноземів звичайних північного Степу з провінціями СА1 — південно-західна, СА2 — Дністровсько-Дніпровська, СА3 — Дністровсько-Донецька, А4 — Донецька, СА5 — Задонецька; СБ — чорноземів південних південного Степу з провінціями СБ1 — Придунайська, СБ2 — Азово-Причорноморська, СБ3 — Кримська, СБ4 — Керченська); СС — сухостепова зона темно-каштанових і каштанових ґрунтів (з провінціями СС1 — Причорноморська, СС2 — Північно-Кримська);

► К — Українсько-Карпатська зона буроземних ґрунтів (К_{Зн} — Закарпатсько-низовинна провінція лучно-буроземних оглеєних ґрунтів); КП — Передгірсько-Карпатська зона бурувато-підзолистих

поверхнево-оглеєних ґрунтів (це 300 – 500 м абс. висоти); КПЗ — Закарпатсько-передгірська зона буроземів опідзолених оглеєних (125 — 400 м); КПЛ — полонинська зона гірсько-лучних буроземів (1200 — 1500 м); КГ — зона буроземів гірсько-лісових;

► КрЯ — Кримсько-Яйлова зона гірсько-лучних ґрунтів; КрП — зона коричневих ґрунтів південного схилу головного гірського хребта Криму.

Класифікаційний список ґрунтів України охоплює 23 зональних та 13 азональних типів (на території колишнього СРСР налічувалось більше ніж 100 типів):

ЗОНАЛЬНІ ҐРУНТИ (біокліматичний клас)

- | | |
|--|-------------------------------------|
| 1. Дерново-підзолисті. | 12. Сірі лісові поверхнево-оглеєні. |
| 2. Сірі лісові. | 13. Опідзолені поверхнево-оглеєні. |
| 3. Опідзолені. | 14. Поверхнево лучно-степові. |
| 4. Буроземні. | 15. Лучно-степові. |
| 5. Каштанові. | 16. Солонці лучно-степові. |
| 6. Чорноземні. | 17. Дерново-підзолисті оглеєні. |
| 7. Солонці степові. | 18. Дернові оглеєні. |
| 8. Коричневі. | 19. Сірі лісові оглеєні. |
| 9. Рисові (вторинно поверхнево-оглеєні). | 20. Опідзолені оглеєні. |
| 10. Підзолисто-буроземні поверхнево-оглеєні. | 21. Лучнувато-буроземні оглеєні. |
| 11. Дерново-підзолисті поверхнево-оглеєні. | 22. Лучні. |
| | 23. Солонці лучні. |

АЗОНАЛЬНІ ҐРУНТИ (біолітогідрогенний клас)

- | | |
|--------------------------------|-------------------------------|
| 1. Дернові борові. | 8. Болотні. |
| 2. Дерново-карбонатні. | 9. Алювіальні болотні. |
| 3. Чорноземи літогенні. | 10. Алювіальні лучні. |
| 4. Солонці літогенні. | 11. Солонці алювіально-лучні. |
| 5. Рекультивізми (техноземи). | 12. Алювіальні лучно-болотні. |
| 6. Дернові поверхнево-оглеєні. | 13. Торфовища. |
| 7. Лучно-болотні. | |



Контрольні запитання і завдання

1. Якими є причини зональності ґрунтового покриву на Землі? 2. Охарактеризуйте широтну і вертикальну зональність ландшафтів та їх ґрунтових компонентів. 3. Що Ви знаєте про СІП? 4. Назвіть головні принципи агроґрунтового районування (наведіть приклади).

Розділ 12

ТУНДРОВІ ҐРУНТИ

Географія тундрового ґрунтогенезу. Географічно *тундрові ґрунти* приурочені до величезних *безлісних* просторів (саме їх називають *тундрою* мовою саамі), розташованих південніше від Арктики. Вони є другою природною зоною, що входить до полярної біокліматичної області полярного термічного поясу. Євразійські тундри розташовані на півночі Скандинавського півострова, на західних окраїнах Кольського півострова, на Таймирі, Чукотці, а за Беринговою протокою — на Алясці Північноамериканського континенту. На півдні тундра межує з тайговою, лісолучною зоною по ізотермі +10 °С найтеплішого місяця (липень-серпень). На Кольському півострові її межа зміщується на північ аж до 68° північної широти завдяки впливу теплого Гольфстріму. На низовинах Європи та Азійського Західного Сибіру вона проходить майже точно по полярному колу (є два полярні кола — паралелі в Північній та Південній півкулях з широтами 66°33').

У північній півкулі з 21 на 22 грудня в день зимового сонцестояння на північ від Північного кола Сонце заходить і настає *полярна ніч*, яка триває аж до дня літнього сонцестояння 21 – 22 червня, після чого Сонце не заходить упродовж усього *полярного літа*. Аналогічні явища спостерігаються також і в Південній півкулі (в часі вони є альтернативними півночі). У Східному Сибіру тундра поширюється на північ до 72° північної широти, але це зумовлено вже іншими чинниками — сухішим кліматом і холодостійкістю модрина сибірської та даурської. Зате на Чукотці тундра поширюється далеко на південь — до 60° північної широти, що зумовлено охолоджуючим впливом мусонного клімату й суворих гірських ландшафтів.

Через природну строкатість у тундрі виділяють чотири рівнинні (Кольську, Камінсько-Печорську, Північно-Сибірську, Чукотсько-Анадирську) і три гірські (Урало-Новоземельську, Таймирську, Чукотську) провінції. У плейстоцені унікальні в історії планети кріоаридні тундростепи неодноразово поширювалися далеко на південь, до берегів тодішнього Понто-Хазару, тому еколого-генетичні та біогеохімічні закономірності тундрового ґрунтолітогенезу в еволюційному аспекті враховують при вивченні ґрунтового покриву України та суміжних з нею територій сучасних Лісостепу та Степу.

Екологія тундрового ґрунтогенезу визначається передусім диктатом дуже *суворого клімату*, який все ж є теплішим, ніж клі-

мат Арктики, і значно за нього вологішим — 400 мм/рік опадів на заході (Мурманськ) і 200 мм на сході (Чукотка) за умови низького випаровування — $K3 = 1,5...2,5$. Тундра дійсно належить до безлісних ландшафтів. Рівнинність цих територій та їх сусідство з суворими північними морями сприяє нарощуванню швидкості дуже сильних мусонних вітрів. Зимовий мусон віє з півдня, тобто з переохоложеного материка, а літній, навпаки, з півночі — з холодного Льодовитого океану. Це зумовлює зимові низові хуртовини, постійні тумани, суцільну низьку хмарність і часті літні опади. Численні ріки, які несуть з півдня свої теплі води в сувору Арктику і тундрову Субарктику, значно пом'якшують їхні кліматичні умови. Щоправда, ці ріки замерзають на 8–10 місяців, причому промерзають до дна, бо підґрунтові води (єдине джерело їхнього живлення) в цей час скучі мерзлотою. Зате влітку ці ріки вражають своєю багатководністю, оскільки течуть по ідеальному водотривкому дну «вічної мерзлоти».

Холодне повітря та багаторічна мерзлота є лімітуючим чинником для розвитку рослинності. Навіть влітку температура ґрунту на невеликій глибині не перевищує $8 - 0\text{ }^{\circ}\text{C}$, хоча сонце може припікати до $30\text{ }^{\circ}\text{C}$. Екзотично виглядають рослини того самого виду в різних фазах розвитку. Цей геоботанічний феномен пояснюється неодноразним таненням снігових наметів різної висоти й маси. Флора тундри загалом є бідною. У ній переважають мохи та лишайники, а вік ялівця з товщиною стовбура всього 8 см може перевищувати 500 років. Екзотичність тундрових фітоценозів підкреслюється мальовничістю великих, яскраво забарвлених квітів з розмаїттям жовтих, блакитних, рожевих суцвіть незабудок, смолок, синюхи, купальниці та інших тундрових рослин.

За життєвою формою ці рослини є багаторічними гемікриптофітами (бруньки відновлення розміщені біля самої поверхні і відмирають у несприятливий період) та хамефітами (бруньки знаходяться дещо вище від 25 см і взимку захищені снігом). Однорічних рослин майже немає через короткий вегетаційний період. У тундрі всі вони є рослинами довгого дня, серед них багато вічнозелених (ялівець, сосна приземиста...), з циркумполярним ареалом (трапляються в Євразії та Америці). Є також такі, які витримують замерзання та відтаювання на будь-якій стадії розвитку. Строкатість рослинного покриву, притаманна тундрі, зумовлена її плямистістю. Позбавлених рослинності голих плям тут менше, ніж в арктичних тундрах, зате тундрові луговини, заплавні луки, галофітні марші та подібні до них фітоценози почуваються комфортно під утеплювальним впливом схилів південних орієнтацій, порід легкого гранулометричного складу по долинах річок і морських узбереж, виходів підґрунтових вод тощо. У найбільш південній частині тундри переходять у лісотундру, що є передтундровим (з боку тайги) рідколіссям, а по річкових долинах трапляються окремі масиви низькорослих заплавних лісів і значні площі бугристих боліт.

Генезис ґрунтів тундри. Зональним типом тут є *тундрові глейові ґрунти* — насичені основами, з нейтральною або слабкокислою реакцією. Вони формуються на плакорах з суглинковими та глинистими породами під мохово-лишайниковою та чагарниковою рослинністю. Їх профіль має таку будову:

H_0 (0 – 3) — повсть оторфована з моху, лишайників, трав, різко переходить у

$H(gl)$ (3 – 6) — гумусовий, темний, суглинистий, грудкувато-зернистий, переходить у

$Hprgl$ (6 – 10 і глибше) — гумусово-перехідний, оглеений, бурий з окремими сизими та іржавими плямами, що посилюються з глибиною, переходить у

Gl — глейовий, темно-сизий, переходить у

$PkrGl$ — порода мерзла, оглеена.

Тундровий ґрунтогенез відбувається за постійного перезволоження та дефіциту тепла. Лише в приповерхневих горизонтах «діяльного» шару в 10 – 20 см, що сезонно відтає, активізуються мікробно-біохімічні процеси з чітко вираженою тундровою зональністю: повільний темп БКґу гальмує перебіг усіх інших ЕПґ; мерзлотний кріогенез гомогенізує екогенетичні горизонти; вимивання рухомих сполук за межі профілю за наявності в його низах кріогенного водотривкого шару стає проблематичним; активний період ґрунтоутворення в річному циклі дуже скорочується; оглеення, тиксотропність, соліфлюкція при слабкому випаровуванні стають дедалі помітнішими і посилюються насиченістю ґрунтового повітря CO_2 .

Кріогенні процеси, зумовлені мерзлотою ґрунто-підґрунтя, тотально маркують профілі тундрових ґрунтів. Приповерхнєве залягання мерзлоти при слабкому випаровуванні сприяє перезволоженню шару, що відтає, і стимулює цим оглеення ґрунтів на всій території тундрової зони. У північному напрямку інтенсивність оглеення послаблюється, супроводжуючись активізацією в тому самому напрямку гумусоутворення, що призводить до формування суто гумусових (а не торфових!) горизонтів. Поширені на Крайній Півночі субарктичної (тундрової) зони *арктотундрові* ґрунти (перехідний підтип від тундрових до арктичних ґрунтів) мають гумусовий бурувато-темний горизонт грубизною до 7 см, вміст гумусу в якому досягає 7 %.

У південній тундрі та в лісотундрі створюються умови для прояву підзолистого процесу. А на породах легкого гранулометричного складу екологія тундрового ґрунтоутворення стає дуже специфічною: поєднання малої вологемності, високої водопроникності, вільного дренажу, відтавання і глибокого прогрівання з відсутністю перезволоження та оглеення призводить до формування *нідбурів* — оригінальних ґрунтів з неопідзоленим профілем (раніше їх безпідставно об'єднували з тундровими ґрунтами), який має таку будову:

H_0 (0 – 3) — підстилка або повсть;

ТН (3 – 17) — оторфований, грубогумусний, бурий;

Нfe (17 – 37) — гумусово-залізистий, буруватий;

Р (37 – 40 і глибше) — перехідний;

Рkr — криогенна материнська порода.

Підбури формуються також у лісотундрі і південніше в холодних гумідних областях північної та середньої тайги на легких та хрящувато-щербенистих породах в умовах вільного дренажу за відсутності оглеєння. Це ненасичені *Са бурі ґрунти* з профілем типу *НТ + НР + Р* без ознак опідзолування. В самостійний генетичний тип їх виділив під цією назвою В.О. Таргульян. Можливості сільськогосподарського використання підбурів у цілому диктуються загальнозональними умовами поширення *тундрових* і *тайгово-мерзлотних* ґрунтів, перед якими вони мають ту суттєву перевагу, що є найбільш «теплими» ґрунтами в цих зонах. Через це їх насамперед використовують при проектуванні ділянок для приміського городництва, дачного будівництва, створення кормових сівозмін.

Окрім *підбурів*, у тундрі поширені *азональні заплавні* (в тому числі болотні) ґрунти також зі значно теплішим режимом ґрунтогенезу.

Раціональне землекористування в тундрі. Тундра і лісотундра є унікальною кормовою базою північного оленярства. Оленяче м'ясо дуже цінується на світовому ринку. Лідерство щодо його постачання міцно утримує Фінляндія, незважаючи на те, що найбільші масиви оленячих пасовищ має Росія у смузї мохово-лишайникових, чагарникових тундр та галофітних приморських лук Півночі. Останні в оленярстві цінуються значно більше, ніж незаселені (через гостру потребу тварин у натрії та хлорі). Зимові пасовища розташовують на лишайникових тундрах, а літні — на мохових, трав'яно-мохових та приморських луках. Найменш придатними для оленярства є арктичні тундри. Усім їм нині загрожує деградація від перевипасання, витоштування, пожеж. У тундрі мало залишилось водянки, морозки та інших ягід.

Величезного значення для Крайньої Півночі набувають землеробство, м'ясо-молочне тваринництво, культура захищеного ґрунту. Землеробство відкритого ґрунту може тут також успішно розвиватися, але лише за певних мікрокліматичних умов і за граничної обмеженості культур, пристосованих до короткого вегетаційного періоду, зокрема: картоплі, капусти, цибулі, моркви, редиски, ячменю. Перспективною моделлю є створення сіяних сінокосів для молочного тваринництва. Резервом розширення культурних лучних угідь є приморські низовинні та заплавні ґрунти легкого гранулометричного складу.

Досвід добре відомої в колишньому СРСР (а тепер у Росії) Тіксінської дослідної сільськогосподарської станції, а також здобутки тундрового землеробства Канади, США (Аляска), Фінляндії, Швеції,

інших Скандинавських країн свідчать про те, що для сіяних травосумішей необхідно розпушувати (не орати!) неглибокий, але трофічно багатий гумусовий горизонт і вносити туди органічні та мінеральні добрива. Це необхідно тому, що тундрові ґрунти, незважаючи на свою високу трофність, є збідненими на рухомі поживні речовини, доступність яких (особливо фосфору) рослинам завжди обмежується тут низькими температурами, які загальмовують усі мікробно-біохімічні процеси, відповідальні за поживний режим. Слід вносити високі дози гною, які сягають 80 – 200 т/га, оскільки тундрові фітоценози здатні поставити не більше ніж 10 ц/га щорічного опаду, який, однак, не здатен активно гуміфікуватися в холодних, перезволожених, слабоаерованих тундрових оглеєних ґрунтах. Крім того, перегній є дієвим утеплювачем холодних тундрових ґрунтів, для яких регулювання теплового режиму є необхідним у землеробстві в бореальному поясі. Цьому також сприяють снігозатримання, формування валів, гребенів, агролісомеліорація (насадження ялини сибірської, модрина даурської) тощо.

Тундрові ґрунти, БГЦ, ландшафти є екологічно вразливими об'єктами антропогенезу. Вони дуже повільно (десятки й сотні років) відновлюють порушені генетичні горизонти свого неглибокого, кріогенного профілю, що особливо помітно в разі важкого гранулометричного складу (тіксотропії, соліфлюкції). Дуже важливими є: реставрація та охорона північної межі лісу, яка важко підлягає відновленню; поширення штучних лісів на північ; збереження природних фітоценозів; захист мерзлотних ґрунтів та їх кріогенного підґрунтя від витаювання жильного льоду, катастрофічної ерозії тощо. Все це реалізують в екологізованих системах адаптивно-ландшафтного землекористування.



Контрольні запитання і завдання

1. Охарактеризуйте тундру з точки зору ґрунтоутворення.
2. Опишіть зональні та азональні ґрунти, характерні для тундри.
3. Дайте екогенетичну та агровиробничу характеристику тундрових ґрунтів.
4. Які є шляхи господарського використання та охорони ґрунтів тундри?

Розділ 13

ГРУНТИ ЛІСОЛУЧНОЇ ЗОНИ

Географія та типи ґрунтогенезу. Лісолучна зона (тайга) територіально збігається з бореальним поясом, що розташований південніше від арктичного і охоплює три ґрунтово-біокліматичні області: Європейсько-Західносибірську тайгово-лісову, Східносибірську тайгово-мерзлотну, Далекосхідну тайгово-мерзлотну. Така адекватність *ґрунтової зони* (разом з областями зволоженості) *термічному поясу* зумовлена абсолютно широтним простиланням цих областей та пануванням на їх території лісової (тайгової) рослинності. Проте територіальна єдність тайги (лісолучної зони) зовсім не означає простоти та одноманітності ґрунтового покриву. Якраз навпаки: величезне простягання зони з півночі на південь (а ще більше із заходу на схід) зумовлює надзвичайне ґрунтово-екологічне, загалом ландшафтне, біорозмаїття. Дедалі сильніший вплив антропогенезу ще більш урізноманітнює тут ґрунтовий покрив і притаманні йому ознаки й властивості.

На півночі тайга межує з тундрою (через лісотундру), на півдні — з лісостепом. У межах СНД ця зона простягається від східних кордонів Польщі з Україною та Росії з Фінляндією на заході до берегів Охотського та Японського морів на сході (в колишньому Радянському Союзі вона займала більше половини його території). Південною своєю околицею тайга (лісолучна зона бореального поясу) заходить у межі нашої держави під назвою *Українського Полісся*, яке чітко поділяють на чотири провінції: *Полісся Західне* (північна частина Волинської, Рівненської, Львівської областей; сюди ж входить *Мале Полісся*, територіально приурочене до Львівської та Рівненської областей); *Полісся центральне правобережне* (Житомирська і Київська області); *Полісся лівобережне високе* (Новгород-Сіверське Полісся на півночі Чернігівської області); *Полісся лівобережне низовинне* (Чернігівське Полісся на півдні Чернігівської області та Сумське Полісся — північ Сумської області).

Ґрунтовий покрив лісолучної зони формується під впливом *буроземного, підзолистого, болотного, дернового, кріогенного* (мерзлотного), *культурного* процесів ґрунтоутворення, як самостійних, так і в певному поєднанні. При цьому утворюються буроземні, підзолисті, дерново-підзолисті, дернові, болотні, торфові, болотно-підзолисті, мерзлотно-тайгові (кріоземи), пальові ґрунти, підбури, інші еколого-генетичні типи зональних та азональних ґрунтів.

Підзолистих ґрунтів в Україні немає. Тут, у підзоні південної тайги (змішані ліси), до якої належить Українське Полісся, формуються *дерново-підзолисті* ґрунти під пологом типових для Європи змішаних широколисто-хвойних лісів з добре розвиненим трав'янистим покривом. Дуже виразною є меридіональна зміна ґрунтів у напрямку із Заходу на Схід, адекватна поділу ґрунтових типів на теплі, помірні, холодні, триваломерзлі та холодно-вологі *фації*. Географічно фації поділяють так: західна та південноєвропейська — тепла; східноєвропейська — помірна; західно- та східносибірська — холодна; східносибірська та далекосхідно-тихоокеанська — триваломерзла; Камчатська і Сахалінська — холодно-волога. На схід від Єнісею в Східному Сибіру значно поширені *криоглеєзми* (мерзлотно-тайгові глейові ґрунти) та *криоземи* (мерзлотно-тайгові неоглеєні ґрунти). Центральна Якутія (Сахе) з її ультраконтинентальним напівсухим кліматом репрезентована автоморфними *палевами* ґрунтами. У північній тайзі та лісотундрі на легких та хрящуватих породах у холодному кліматі утворюються *нідбури* (донедавна їх діагностували як прихованопідзолисті ґрунти лише на тій підставі, що вони сформувалися в тайзі). На Камчатці під березово-високотравними лісами утворюються *вулканічно-попелові* ґрунти, а в далекосхідній тайзі — *буротайгові* ґрунти.

13.1. Дерново-підзолисті ґрунти

Ґрунти підзолистого типу І.П. Герасимов поділяє на підзоли, дерново-слабокідзолисті, дерново-середньопідзолисті, дерново-сильнопідзолисті.

Підзоли мають такий конкретний профіль: $Ho + Eh + E + I + IP + P$. З поверхні залягає горизонт грубої до 20 см завтовшки лісової підстилки (H_0), яка змінюється світло-сірим слабкогумусованим (до 5–7 см) листуватим (пластинчастим) елювіальним горизонтом (Eh), нижче — світло-сірий елювій (E), який різко за всіма ознаками переходить в іржаво- або червоно-бурий, ілювіальний (I) та добре ілювіований перехідний (IP) горизонти, а нижче — материнська порода (P).

Дерново-підзолисті ґрунти мають профіль, диференційований на гумусово-елювіальний (HE), елювіальний (E), ілювіальний (I) горизонти, особливо при суглинковому та глинистому гранулометричному складі. Диференціація посилюється оглеєнням, передусім поверхневим. Грубізна HE -горизонту в щільних (лісових) ґрунтах коливається від 8–10 до 15–20 см (при цьому у середньопідзолистих $E \leq HE$, а в сильнопідзолистих $E > HE$), а в освоєних — збігається з орним шаром. E -горизонт є плямистим у 5–7 см у дерново-слабокідзолистих і поглиблений (до 10–25 см) у дерново-середньота сильнопідзолистих. У верхній частині E -горизонт сіруватий іржаво-бурий, слабкогумусований, не повністю відмитий від глини-

стих часточок, а в нижній частині — світло-сірий, сталевосірий, складений майже повністю із зерен та уламків кварцу. *I*-горизонт у піщаних та супіщаних ґрунтах складається з червонувато-бурих ущільнених прошарків, які чергуються з освітленими піщаними шарами, а у важких ґрунтах він є червоно-бурим, горіхувато-призматичним або призматичним, дуже щільним.

В *орних ґрунтах* між *E* та *I* горизонтами формується перехідний шар 10 – 15 см, який є недозруйнованим ілювієм, складеним з прошарків глинистого піску. Залежно від глибокини *E*-горизонту (ступеня підзолистості) орні ґрунти поділяють на дерново-слабопідзолисті, дерново-середньопідзолисті, дерново-сильнопідзолисті.

В Українському Поліссі на вершинах високих пагорбів трапляються дерново-прихованопідзолисті ґрунти (дернові борові ґрунти, борові піски) з недиференційованим озалізеним профілем (іржавобурі ґрунти, за Д.Г. Тихоненком).

Підзолисто-дернові ґрунти відрізняються від *дерново-підзолистих* глибоким гумусовим горизонтом (до 26 – 35, а то й 40 см), у розораних варіантах яких виділяються орний та підорний шари (горизонти). Утворилися такі ґрунти при зміні підзолистого процесу на дерновий найчастіше на периферії неглибоких знижень або западин (у нижній частині схилів, пагорбів, гряд), позбавлених застійного режиму вологи.

Оглеєні види дерново-підзолистих та підзолисто-дернових ґрунтів утворилися при атмосферному та підґрунтовому перезволоженні (рівень підґрунтових вод — 100 – 250 см від поверхні, в піщаних ґрунтах — 40 – 50 см). Профіль таких ґрунтів на різних у кожному конкретному випадку глибинах має такі ознаки глею (*gl* або *Gl*, залежно від його інтенсивності): сизе, сталевосіре забарвлення, іржаво-вохристі плями, залізисті та залізисто-марганцеві конкреції, пунктації тощо. Оглеєні ґрунти розрізняють за способом оглеєння, глибиною залягання оглеєних горизонтів, ступенем оглеєності.

За способом оглеєння діагностують поверхнево-оглеєні (оглеєність від застою поверхневих — делювіальних вод) та ґрунтово-глейові (з близьким заляганням підґрунтових вод) ґрунти. Профіль поверхнево-оглеєних ґрунтів має таку будову: *Hegl + Egl + Igl + PI + P*. Його верхня частина поцяткована сизуватими, вохристо-іржавими плямами, поодинокими твердими залізисто-марганцевими конкреціями, пунктацією, частими нерозкладеними фіторештками. Ці ґрунти поширені у зниженнях рельєфу на рівнинах усього Полісся України.

ґрунтово-глейові ґрунти поділяють на: а) глейові (оглеєний весь профіль, який, наприклад, у дерново-середньопідзолистих глейових ґрунтів є таким: *Hegl + Egl + Igl + IPgl + Pgl*); б) глеюваті (оглеєність не вище від ілювіального горизонту); в) глибоко-глеюваті (оглеєність діагностується в низах профілю — *IPgl* — або в породі — *Pgl*).

Ступінь оглеєності (слабо-, середньо-, сильно-) практично не висвітлений у спеціальній літературі. При картографуванні ґрунтів України в

1957 – 1961 рр. за морфогенетичними ознаками виділяли поверхнево-оглеєні, глейові, глибокоглеюваті ґрунти. Наявні робочі проекти потребують суттєвих коректив. За даними Д.Г. Тихоненка, реакція вівса й пшениці на кількість (мг/100 г) Fe^{2+} , Fe^{3+} в орному горизонті ґрунтів фітодіагностує слабо-, середньо- та сильнооглеєні ґрунти.

Агрономічна характеристика дерново-підзолистих ґрунтів передбачає оцінку їх складу та властивостей з метою підвищення родючості, включаючи технологічну оцінку для визначення строків, способів, глибини їх обробітку, внесення добрив, догляду за сільськогосподарськими культурами, з огляду на класифікаційні таксони (тип, підтип, вид, різновид, розряд) та геоекологічні (клімат, рельєф, гідрологія) умови розвитку рослин і формування врожаю. Безумовно, агрономічна характеристика ґрунтів пов'язана з уявленнями про екологогенетичний тип, біогеохімічний напрямок та інтенсивність ґрунтотворного процесу. Усе зазначене вище про генезис дерново-підзолистих ґрунт повною мірою пояснює їхні агрономічні властивості.

Отже, дерново-підзолисті ґрунти (табл. 13.1 – 13.3) не випадково є дуже бідними на гумус та елементи живлення, мають кислу реакцію, несприятливі фізичні властивості, укорочений верхній *НЕ*-горизонт, під яким неглибоко залягає підзолистий *Е*-горизонт з дуже несприятливими агрономічними властивостями. Підстилання цих ґрунтів бідними, в основному піщаними та супіщаними породами в умовах гумідного клімату та пагорбисто-грядового рельєфу також належить до несприятливих агрономічних показників, які зумовлюють низьку природну родючість дерново-підзолистих ґрунтів.

Головним напрямом підвищення родючості дерново-підзолистих ґрунтів стає *окультурювання* за допомогою комплексу агротехнічних заходів, спрямованих на створення найсприятливіших умов росту та розвитку сільськогосподарських культур і на одержання високих, сталих урожаїв, іншими словами, — на екологічну реорганізацію профілю ґрунтів. Основним завданням окультурювання дерново-підзолистих ґрунтів у такій екологізованій моделі стає зміна напряму процесу ґрунтоутворення — протидія елювіальним процесам і стимулювання акумуляції органічних, мінеральних і органомінеральних речовин в їхньому профілі.

Екологізована система окультурювання дерново-підзолистих ґрунтів включає: формування глибокого окультуреного орного шару; систематичне внесення органічних і мінеральних добрив на фоні вапнування; запровадження сівозмін з багаторічними травами та сидеральними культурами; внесення глини (глинування) й адсорбентів (цеоліту) на легких ґрунтах, а на оглеєних ґрунтах — протидію перезволоженню. При агрономічній характеристиці дерново-підзолистих ґрунтів якомога повніше враховують весь комплект генетичних параметрів, зокрема: диференційованість їх профілю, гранулометричний склад, фізико-хімічні властивості, оглеєність, еродованість (змитість), ступінь окультуреності.

Таблиця 13.1. Характеристика дерново-слабокпідзолистих зв'язно-підцаних ґрунтів на водно-льодовикових пісках (Полупан М.І., 1979)

| Показник | | HE | PE | PI | P |
|---|--|---------------|--------------|--------------|---------------|
| Глибина відбору зразків, см | | 10–20 | 25–35 | 60–70 | 150–160 |
| рН сольовий | | 4,6 | 4,5 | 5,6 | 5,7 |
| Обмінно-увібрані катіони, мг-екв/100 г ґрунту | Ca ⁺⁺ | 1,78 | 1,21 | 2,13 | 1,45 |
| | Mg ⁺⁺ | 0,38 | 0,42 | 0,85 | 0,85 |
| | Na ⁺⁺ | 0,33 | 0,14 | 0,14 | 0,08 |
| | K ⁺ | 0,09 | 0,07 | 0,10 | 0,06 |
| | Сума | 2,58 | 1,84 | 3,22 | 2,44 |
| | H _{гидр} | 1,78 | 1,14 | 1,02 | 1,32 |
| Ступінь насиченості основами, % | | 59 | 61 | 75 | 67 |
| Фізичні та водно-фізичні показники | | | | | |
| Глибина відбору зразків, см | | 0–10 | 30–40 | 60–70 | 140–150 |
| Щільність, г/см ³ | | 1,52 | 1,62 | 1,66 | 1,76 |
| Щільність, г/см ³ | | 2,63 | 2,67 | 2,70 | 2,68 |
| Загальна шпаруватість, % | | 42,30 | 39,40 | 38,50 | 34,30 |
| Максимальна гігроскопічність, % від маси ґрунту | | 1,20 | 1,00 | 2,20 | 2,00 |
| Вологість в'янення, % від маси ґрунту | | 1,80 | 1,40 | 3,40 | 3,00 |
| Найменша вологість, % від маси ґрунту | | 14,30 | 14,00 | 12,20 | 11,00 |
| Діапазон активної вологи, мм | | 19,00 | 20,40 | 14,70 | 13,10 |
| Аерація при найменшій вологості, % від об'єму ґрунту | | 20,50 | 16,70 | 18,20 | 15,90 |
| Гранулометричний склад, % фракцій на абсолютно суху наважку | 1–0,25 мм | 26,74 | 28,82 | 23,34 | 24,99 |
| | 0,25–0,05 | 50,81 | 43,02 | 59,46 | 63,26 |
| | 0,05–0,01 | 12,45 | 17,25 | 7,70 | 6,30 |
| | 0,01–0,005 | 1,55 | 2,55 | 1,70 | 1,50 |
| | 0,005–0,001 | 3,15 | 3,70 | 0,80 | 0,50 |
| | <0,001 | 5,30 | 4,65 | 7,00 | 3,45 |
| | Сума <0,01 | 10,00 | 10,90 | 9,50 | 5,45 |
| Валовий хімічний склад ґрунту, % оксидів на безводну, безкарбонатну та безгумусну наважку | SiO ₂ | 95,35 | 96,34 | 96,03 | 92,83 |
| | Fe ₂ O ₃ | 0,73 | 0,53 | 0,62 | 0,39 |
| | Al ₂ O ₃ | 2,08 | 2,33 | 3,76 | 1,56 |
| | CaO | 0,72 | 0,70 | 0,77 | 0,67 |
| | MgO | 0,50 | 0,24 | 0,32 | 0,27 |
| | MnO | 0,04 | 0,01 | 0,03 | 0,00 |
| | SiO ₂ : R ₂ O ₃ | 63,56 | 61,77 | 41,05 | 91,00 |
| Вміст гумусу та азоту | Загальний вміст гумусу, % | 0,57 | 0,04 | 0,05 | 0,04 |
| | Валовий азот, % | 0,03 | ? | ? | ? |
| | до компостування після компостування | 7,95 11,05 | 5,40 5,54 | 1,11 1,42 | 7,17 10,84 |
| Груповий склад фосфатів (за Чириковим), мг/100 г ґрунту | Валовий | 51,00 | 31,00 | 19,00 | 11,00 |
| | Оцтовокислорозчинний | 3,90 | 4,68 | 4,30 | 8,80 |
| | Солянокислорозчинний | 15,30 | 10,19 | 9,30 | 0,95 |
| | Органічний | 23,34 | 5,62 | 2,38 | 2,30 |
| | Невтягнений | 8,45 | 10,51 | 3,14 | 4,50 |
| Груповий склад калію, мг/100 г ґрунту | Валовий | 752,00 | 639,00 | 692,00 | 222,00 |
| | Водорозчинний | 1,80 | 0,70 | 1,00 | 1,20 |
| | Обмінний | 4,20 | 3,30 | 4,70 | 2,80 |
| | Необмінний | 746,00 | 635,00 | 686,00 | 218,00 |

Таблиця 13.2. Характеристика дерново-середньопідзолистих глейових супіщаних ґрунтів на водно-льодовикових супісках (Полупан М.І., 1979)

| Показник | | <i>HEngl</i> | <i>Egl</i> | <i>IEgl</i> | <i>PGl</i> |
|---|--|--------------|------------|-------------|------------|
| Глибина відбору зразків, см | | 0–20 | 25–35 | 50–60 | 111–120 |
| рН сольовий | | 5,5 | 5,6 | 5,4 | 4,9 |
| Рухомий Al (за Соколовим), мг/100 г ґрунту | | 0,99 | 2,40 | 3,79 | 1,83 |
| Обмінно-увібрані катіони, мг-екв/100 г ґрунту | Ca ⁺⁺ | 3,31 | 2,40 | 4,42 | ? |
| | Mg ⁺⁺ | 1,47 | 1,66 | 3,20 | » |
| | H ⁺ | 2,90 | 1,70 | 1,90 | 1,00 |
| Гранулометричний склад, % фракцій на абсолютно суху наважку | 1 – 0,25 мм | 20,58 | 28,86 | 15,00 | 32,76 |
| | 0,25 – 0,05 | 30,65 | 25,23 | 31,04 | 22,36 |
| | 0,05 – 0,01 | 35,07 | 33,25 | 23,33 | 32,76 |
| | 0,01 – 0,005 | 5,05 | 3,07 | 8,46 | 1,62 |
| | 0,005 – 0,001 | 4,01 | 2,09 | 5,93 | 1,01 |
| | <0,001 | 3,61 | 6,34 | 14,38 | 7,54 |
| Сума <0,01 | | 9,06 | 5,16 | 14,39 | 10,27 |
| Втрати при обробці HCl | | 1,03 | 1,16 | 1,86 | 1,85 |
| Валовий хімічний склад ґрунту, % оксидів на прожарену наважку | SiO ₂ | 91,27 | 89,98 | 85,86 | 90,23 |
| | Fe ₂ O ₃ | 0,55 | 0,87 | 1,55 | 0,88 |
| | Al ₂ O ₃ | 5,80 | 5,83 | 8,44 | 6,20 |
| | CaO | 0,54 | 0,19 | 0,20 | 0,09 |
| | MgO | 0,26 | 0,20 | 0,37 | 0,23 |
| | Na ₂ O | 0,64 | 0,75 | 0,68 | 0,68 |
| | K ₂ O | 1,35 | 1,38 | 1,39 | 1,25 |
| | MnO | 0,02 | 0,02 | 0,07 | 0,01 |
| SiO ₂ : R ₂ O ₃ | | 24,95 | 24,00 | 15,47 | 22,62 |
| Валовий хімічний склад мулу, % оксидів на прожарену наважку | SiO ₂ | 56,45 | 55,74 | 55,52 | 55,74 |
| | Fe ₂ O ₃ | 4,88 | 5,89 | 8,34 | 6,91 |
| | Al ₂ O ₃ | 27,59 | 29,20 | 28,90 | 28,81 |
| | CaO | 1,82 | 1,30 | 1,20 | 0,87 |
| | MgO | 2,02 | 1,82 | 2,03 | 0,85 |
| | Na ₂ O | 2,25 | 2,37 | 2,40 | 2,33 |
| | K ₂ O | 3,30 | 3,40 | 3,07 | 3,27 |
| | SiO ₂ : R ₂ O ₃ | | 3,1 | 2,9 | 2,7 |

У профілі для агрономічної характеристики цих ґрунтів виняткового значення набувають його грубизна (глибина), кількість і чергування генетичних горизонтів, їх структурність, шпаруватість, щільність, тобто всі ті показники, які впливають на родючість, а отже, й на умови розвитку рослин. Найголовнішим у цьому комплекті залишається глибина орного та підорного горизонтів, багато в чому пов'язана з глибиною гумусового та дрібноземного горизонту, оскільки саме в його межах створюються найбільш сприятливі екологічні (водно-фізичні, хімічні, мікробіологічні та ін.) умови для розвитку рослин. Більш високий урожай сільськогосподарських культур за однакових усіх інших умов завжди отримують на ґрунтах з глибоким гумусовим горизонтом. У цілих (під лісом) дерново-

підзолистих ґрунтах грубизна гумусового горизонту коливається від 8 – 10 см (у середньо- та сильнопідзолистих) до 15 – 18 см (у слабопідзолистих). Під зернові та овочеві культури основний обробіток ґрунту виконують на глибину 20 – 25 см, під технічні — на 25 – 27 см. Отже, поглиблення оранки з метою формування окультуреного орного горизонту є тут дуже актуальним завданням, оскільки 85 – 99 % коренів сільськогосподарських культур знаходиться саме в ньому. Зрозуміло, що чим глибшим є орний шар, тим більшим стає об'єм ризосфер, тим краще рослини забезпечуються поживними речовинами, водою, повітрям.

Таблиця 13.3. Характеристика дерново-середньопідзолистих легкосуглинкових ґрунтів на морені (Полупан М.І., 1979)

| Показник | | HEh | E | I | I | I | P |
|---|------------------|-------|-------|-------|-------|--------|---------|
| Глибина відбору зразків, см | | 0–11 | 32–42 | 53–63 | 73–83 | 90–103 | 140–150 |
| рН: водний | | 6,0 | 6,4 | 5,7 | 6,2 | 6,3 | 6,7 |
| сольовий | | 4,6 | 4,7 | 4,2 | 4,3 | 4,5 | 5,0 |
| Обмінно-увібрані катіони, мг-екв/100 г ґрунту | Ca ⁺⁺ | 2,54 | 5,08 | 10,72 | 10,81 | 12,21 | 13,25 |
| | Mg ⁺⁺ | 0,80 | 1,28 | 2,70 | 2,43 | 2,12 | 3,08 |
| | Na ⁺ | 0,09 | 0,11 | 0,15 | 0,20 | 0,20 | 0,24 |
| | K ⁺ | 0,06 | 0,09 | 0,10 | 0,18 | 0,10 | 0,15 |
| H ⁺ | | 3,15 | 2,10 | 3,15 | 2,55 | 2,45 | 1,66 |
| Ємність вбирання, мг-екв/100 г ґрунту | | 3,20 | 6,00 | 14,80 | 12,20 | 13,20 | 15,60 |
| Фізичні показники | | | | | | | |
| Щільність, г/см ³ | | 1,47 | 1,56 | 1,67 | 1,67 | 1,65 | 1,65 |
| Питома маса, г/см ³ | | 2,68 | 2,69 | 2,79 | 2,76 | 2,72 | 2,73 |
| Загальна пористість, % | | 45 | 42 | 40 | 40 | 39 | 40 |
| Гранулометричний склад, % фракцій на абсолютно суху наважку | 1–0,25 мм | 20,46 | 21,57 | 14,83 | 18,23 | 30,49 | 74,34 |
| | 0,25–0,05 | 22,12 | 25,53 | 23,88 | 29,42 | 22,91 | 4,25 |
| | 0,05–0,01 | 33,43 | 33,02 | 23,10 | 15,15 | 13,15 | 2,42 |
| | 0,01–0,005 | 6,57 | 6,65 | 1,17 | 3,98 | 2,15 | 2,88 |
| | 0,005–0,001 | 7,82 | 3,48 | 5,20 | 5,25 | 4,80 | 0,76 |
| | <0,001 | 9,60 | 9,75 | 31,82 | 27,90 | 26,50 | 15,35 |
| Сума <0,01 | | 23,99 | 19,88 | 38,19 | 37,20 | 33,45 | 18,99 |

Від генетичної будови профілю та ґрунтового-екологічних режимів дуже залежить забезпеченість рослин вологою. У дерново-підзолистих ґрунтах, особливо суглиннистих і глинистих, рослини не можуть використовувати вологу з нижньої частини E – I-диференційованого профілю. Так, загальна шпаруватість у верхніх горизонтах становить близько 48 % на суглинках і 50 % на супісках, у підзолистому горизонті — відповідно 41 – 42 %, а в ілювіальному — 33 – 36 %. Отже, верхня частина ґрунту є більш пухкою, а нижня — ущільненою, у верхніх горизонтах — великі пори, а в ілювії, куди вміто мулуваті та глинисті часточки, — тонкі. Через це волога з тонких капілярів не може пересуватися в більші капіляри і рослини не можуть використовувати

вологу глибших горизонтів. До того ж при зволоженні ілювіальний горизонт набухає, стає в'язким, капіляри звужуються, що затримує воду в цьому та у вище розташованому (*E*) горизонтах. Це посилює поверхнєве перезволоження ґрунту, знижує урожайність, затримує початок весняних польових робіт. У зв'язку з цим формування глибокого окультуреного орного шару оптимізує умови живлення рослин і водночас поліпшує водно-повітряний режим.

Екологічно, а тим більше агрономічно значущими показниками будови профілю є структурність і щільність ґрунту. Грудкувато-зерниста структура забезпечує найсприятливіші фізичні властивості (щільність, шпаруватість), оскільки структурні ґрунти є пухкими, сприятливими для гарного вкорінення сільськогосподарських культур. До того ж на них менше витрачається пального, мастильних матеріалів, праці на обробіток для розпушування ґрунту; вологоємність структурних ґрунтів вища, а водопіднімальна сила ґрунту менша, що мінімізує випаровування вологи із структурних ґрунтів. Оструктурені ґрунти мають агрономічно оптимальний режим аерації. Дерново-підзолисті ґрунти є безструктурними з точки зору агрономії: їх верхні горизонти мають рівноважну щільність 1,27 – 1,35 г/см³ (проти 1,0 г/см³ на чорноземах), що є суттєвою перешкодою на шляху отримання високих врожайів. Особливо чутливими до підвищеного ущільнення ґрунтів є плодові насадження, хоча вимоги до цього показника у різних плодкових культур різні. Гранічно погіршеною стає структура та показники аерації при високій щільності, притаманній оглеєним ґрунтам. Глибокий культурний, добре гумусований орний горизонт оптимізує ці показники щільності, аерації та ін.

Родючість дерново-підзолистих ґрунтів чи не найбільше залежить від їх гранулометричного складу. Легкі (особливо піщані) ґрунти однозначно є трофічно найбільш бідними, низькородючими, тим більше, що їх вологоємність, фільтрація й інфільтрація, водопідняття також залежать від гранулометричного складу. Піщані ґрунти мають мінімальну вологоємність, високу інфільтрацію, що зумовлює їх сухість, через що рослини тут завжди потерпають від дефіциту вологи. Однак ці ґрунти є «теплыми», оскільки швидко прогріваються сонцем і весняні польові роботи на них починаються на один-два тижні раніше, ніж на «холодних» суглинкових та глинистих дерново-підзолистих ґрунтах. Останні є більш гумусованими, мають підвищену ємність вбирання порівняно з легкими (піщаними, супіщаними).

Гумусованість дерново-підзолистих суглинкових ґрунтів становить 2 – 3 % і більше в окультурених варіантах, а в піщаних — 0,7 – 0,9 %. Малогумусність зумовлює їх збідненість головними елементами живлення рослин, що є чи не найголовнішою причиною низької урожайності на таких ґрунтах. Так, урожай зернових на неудобрених дерново-підзолистих піщаних і супіщаних ґрунтах Білорусі стано-

вить 40 – 60 % від урожаю на їх суглинкових різновидностях, картоплі — 60 – 80 %, а на фоні NPK (200 кг/га) урожай ячменю — 50 %, озимої пшениці — 70, жита — 92, картоплі — 85 – 95 %. Піщані ґрунти мають найбільш низькі бали бонітету. Способи, строки, норми внесення органічних і мінеральних добрив тісно пов'язані з гранулометричним складом ґрунту, який також має визначальний вплив на такі показники, як пластичність, набухання, збігання, зв'язність, стиглість, питомий опір.

Хімічний склад, який є однією з найбільш важливих агрономічних характеристик будь-якого ґрунту, в разі дерново-підзолистих ґрунтів висвітлюється через такі показники: гумусовий стан (кількість, запаси, якісний склад гумусу); кислотність (рН, форми, насиченість основами); вміст рухомих форм алюмінію, марганцю, заліза; окисно-відновлювальні характеристики; валові запаси елементів живлення та їх рухомих форм (N, P, K).

Гумусовий стан відображає потенційну родючість ґрунту і розглядається як її інтегрований показник. Коефіцієнти кореляції між показниками гумусового стану ґрунтів та урожайністю сільськогосподарських культур для всіх ґрунтів перебувають у межах 0,75 – 0,87 – 0,95. Якщо в сівозміні повністю забезпечити рослини азотом мінеральних добрив, то і в цьому разі вони використовують 40 – 50 % азоту з гумусу. Як зазначено вище, інтенсивність біологічних і біохімічних процесів, міграція поживних речовин безпосередньо або через водний режим пов'язані з органічною частиною ґрунту. Тому таким важливим є створення бездефіцитного або позитивного балансу гумусу, а отже, й азоту.

Фізичні та фізико-механічні властивості конкретного ґрунту щонайтісніше пов'язані з гумусом. Так, коефіцієнт кореляції між кількістю гумусу (від 0,5 до 2,0 %) у дерново-підзолистих ґрунтах та їх щільністю становить +0,81, а між кількістю гумусу і кількістю водостійких агрегатів — +0,65. Біологічна активність ґрунтів, їх фізико-хімічні характеристики (вбирна здатність, буферність) тісно пов'язані з кількістю та складом органічних речовин. Для дерново-підзолистих піщаних і супіщаних ґрунтів, де кількість гумусу дуже низька, ця закономірність є особливо значущою. Дія мінеральних добрив, їх окупність, здатність ґрунту до самоочищення від важких металів, пестицидів та інших шкідливих речовин збільшуються та посилюються за більшої гумусованості.

Кількість гумусу в орних ґрунтах є діагностичним показником ступеня їх окультуреності. Для суглиннистих дерново-підзолистих ґрунтів слабкоокультурених це 1,5 – 2,5 %, середньоокультурених — 2,5 – 5,0 %; для супіщаних — відповідно 1,5 – 2,0 і 2,5 – 3,0 %; для піщаних — 0,5 – 1,5 і 1,5 – 2,0 %. Систематичне внесення на дерново-підзолистих ґрунтах 12 – 16 т/га органічних добрив підтримує гумусованість цих ґрунтів на рівні 2,5 – 3,0 %. Валові запаси елемен-

тів живлення (N, P, K) є показниками потенційної родючості, а їх рухомих форм — ефективної. Для дерново-підзолистих ґрунтів дуже важливим агроекологічним показником є кислотність. Ці, як і інші кислі ґрунти, за ступенем кислотності поділяють на п'ять груп: 1) дуже сильнокислі ($\text{pH}_{\text{КСІ}}$) — 4,0; 2) сильнокислі — 4,1–4,5; 3) кислі (середньо) — 4,6–5,0; 4) слабкокислі — 5,1–5,5; 5) близькі до нейтральної — 5,6–6,5.

Для більшості сільськогосподарських культур сприятлива реакція ґрунтового розчину перебуває в інтервалах pH 6,5–7,5 (слабокисла та слабколужна), а підвищена кислотність ґрунту негативно впливає на рослини, поживний режим ґрунту, фізичні властивості, знижує мікробіологічну активність, збільшує кількість шкідливих для рослин рухомих (несилікатних) форм алюмінію, марганцю, заліза, які до того ж зв'язують фосфор у нерозчинну форму, недоступну для рослин. З цих та інших причин у рослинах, вирощуваних на кислих ґрунтах, загальмовуються процеси синтезу білків і вуглеводів, пригнічується здатність до кущіння тощо. Рухомі залістисті й алюмінієві сполуки ще більше підкислюють дерново-підзолисті ґрунти, що знижує інтенсивність мікробіологічних процесів, особливо нітрифікацію, амоніфікацію, фіксацію азоту з атмосфери, погіршуючи їх азотний режим. Оптимальні умови для розвитку цих мікроорганізмів створюються при pH від 6,5 до 7,5–8,0.

Найбільш радикальним засобом зниження кислотності дерново-підзолистих ґрунтів є вапнування — прийом хімічної меліорації та постачальник кальцію як елемента живлення, коагулятора органічних і мінеральних колоїдів, чинника оструктурювання. Вапнування сприяє збільшенню кількості гумусу, поліпшенню фізичних показників, підвищенню мікробіологічної активності дерново-підзолистих ґрунтів, загалом послаблює негативну для землеробства дію підзолистого процесу, тобто спричинює зміну напряму ґрунтотворення. Ефективним вапнування виявляється лише за умови його здійснення в комплексі з внесенням органічних добрив. Цей захід знижує кількість рухомого алюмінію, який у кількості 3–5 мг/100г ґрунту пригнічує рослини. В разі поганої аерації (оглееності) і перезволоження (навесні, восени) в ґрунтах накопичується, крім алюмінію, досить значна кількість рухомих сполук марганцю та заліза, які теж негативно впливають на рослини. Боротьба з перезволоженням, заходи для зниження кислотності, внесення органічних добрив є радикальними прийомами захисту дерново-підзолистих ґрунтів від шкідливих для сільськогосподарських культур доз зазначених елементів. Тому так важливо знати фізико-хімічні властивості ґрунтів, зокрема явище поглинання та склад обмінних катіонів.

Обмінні катіони — основний діагностичний показник типу ґрунтотворення, є не менш значущим і при агрономічній характеристиці дерново-підзолистих ґрунтів, ГВК яких насичений H^+ та Al^{3+} . Склад

обмінних катіонів у конкретних ґрунтах дає можливість не тільки прогнозувати заходи щодо їх хімічної меліорації, а й розраховувати необхідну кількість вапнякових матеріалів.

Оптимізація окисно-відновлювального та водно-повітряного режимів є актуальною передусім для оглеєних видів дерново-підзолистих ґрунтів. Нормальними для дерново-підзолистих ґрунтів вважають умови з окисно-відновлювальним потенціалом у діапазоні 550 – 750 мВ, які свідчать про те, що ґрунти добре провітрюються і в них не накопичуються токсичні для сільськогосподарських рослин речовини. При зниженні ОВП до 300 – 320 мВ у ґрунтах розпочинаються процеси денітрифікації, а при 200 мВ і нижче — встановлюється повний анаеробіозис (при перезволоженні). Особливо шкідливим для польових (передусім озимих) культур є поверхневе перезволоження (ярі культури при цьому страждають менше — овес реагує на коротке, в кілька днів, перезволоження незначним зниженням урожаю, а ячмінь — більш значним).

На глибокоглейових ґрунтах урожай сільськогосподарських культур мало відрізняється від автоморфних. На глейових і поверхнево-глейових ґрунтах культури, чутливі до погіршення аерації, вимокають. Перезволожені ґрунти легко ущільнюються, через що в них затримується інфільтрація вологи. Проте в посушливі роки на таких ґрунтах одержують добрі врожаї.

Перезволожені ґрунти поділяють на три групи:

- слабкоOGLEєні ґрунти (глибокоглейоваті), на яких урожай сільськогосподарських культур в нормально вологі роки отримують вищий, ніж на автоморфних ґрунтах; тому на цих ґрунтах є сенс застосувати прості агромеліоративні прийоми для поліпшення водно-повітряного режиму (відведення води по борознах, вирівнювання поверхні, землювання, поглиблення орного горизонту);

- сильнозаболочені глейові ґрунти, в тому числі з постійною верховодкою при двочленних глинистих породах; докорінне поліпшення їх водно-повітряного режиму рекомендується провадити лише закритим дренажем;

- глейоваті ґрунти Полісся — їх осушення здійснюється з урахуванням конкретних культур і сівозмін, які по-різному реагують на перезволоження. За високої насиченості сівозміни озимою пшеницею, картоплею, льном дренаж швидко окупується. У сівозмінах з багаторічними травами, вівсом, силосними культурами дренаж стає нерентабельним.

Таким чином, у дерново-підзолистих оглеєних ґрунтах поряд з високою кислотністю, слабкогумусованістю, коротким гумусовим горизонтом існують ще й погіршені умови для розвитку рослин через *OGLEєність*, що слід враховувати при проектуванні та здійсненні заходів щодо їх окультурення, оскільки оглеєність вносить суттєві корективи у ведення землеробства у Поліссі.

Ступінь еродованості дерново-підзолистих ґрунтів у Поліссі України також є важливим показником їх агрономічних властивостей (див. розд. 19). Останніми роками тут активізувалася ще й дефляція. Еродовані та дефльовані ґрунти мають знижений вміст гумусу, менше елементів живлення, несприятливі фізичні властивості, низьку мікробіологічну активність, що призводить до зниження врожаїв на слабкозмитих ґрунтах — на 10–20 %, на середньозмитих — на 30–35 %, на сильнозмитих — більше ніж вдвічі. Щоб не сталося повного знищення ґрунту, слід своєчасно здійснювати його захист від ерозії.

У Поліссі важливого агрономічного значення набуває також урахування структури ґрунтового покриву (СґП). Орендні, фермерські господарства, ПСП, ВСАТ та інші реформовані господарства мають земельні ділянки не з одним, а з кількома, іноді десятками, в районі — сотнями видів, різновидностей, варіантів ґрунтів (причому не лише описаних дерново-підзолистих, а й торф'яно-болотних, лучних тощо — див. розд. 19). Тому слід обов'язково враховувати їх комбінації (мікро-, мезо-, макро-), контурність, їх величину (дрібні — до 1 га, великі — до 5 га і більше). У Поліссі при пагорбисто-грядовому рельєфі неоднорідність ґрунтового покриву є дуже помітною, отже, її слід також враховувати при агрономічній характеристиці ґрунтів.

З агрономічної точки зору доцільним є виділення таких груп СґП:

► агрономічно однорідні (плямистості й варіації) — характерні для ланів, де можна провадити однотипні агротехнологічні заходи при вирощуванні сільськогосподарських культур;

► агрономічно неоднорідні — включають ґрунти й структури, які відрізняються засобами (агротехнічними, меліоративними) оранки, обробітку, посіву, збирання врожаю, отже, їх не бажано включати в одне поле (як, наприклад, недоцільним є об'єднання автоморфних та оглеєних ґрунтів);

► агрономічно несумісні — це сполучення автоморфних (плакорових) дерново-підзолистих ґрунтів і сильнооглеєних ґрунтів лощин, западин, нижніх частин пологих схилів тощо. Ділянки з оглеєними ґрунтами слід відводити під кормові культури й трави, культурні сінокоси та пасовища. У цих умовах можливе вирівнювання території, якщо це екологічно виправдано й вигідно.

Важливим агрономічним показником є ступінь окультуреності дерново-підзолистих ґрунтів. Під впливом екологізованої системи агротехнологічних та інших заходів (меліорації, сівозмін, поглиблення орного шару, зниження кислотності тощо) в дерново-підзолистих (у тому числі оглеєних) ґрунтах, помітно послабляються агрономічно небажані процеси і формуються властивості, які забезпечують високий рівень ефективної родючості і, як наслідок, вищий урожай сільськогосподарських культур. Тому необхідно знати конкретні показники окультуреності (табл. 13.4).

Таблиця 13.4. Показники окультуреності дерново-підзолистих ґрунтів (за Т.Н. Кулаковською)

| Показник | Цілинні | Слабко-окультурені | Середньо-окультурені | Сильно-окультурені |
|---|-----------|--------------------|----------------------|--------------------|
| Гумус, % | 1 | 1,5 – 2,0 | 2,0 – 3,0 | 3,0 – 5,0 |
| $C_{ГК} : C_{ФК}$ | 0,3 – 0,5 | 0,5 – 0,7 | 0,6 – 0,8 | 1,1 – 1,3 |
| pH | 3,3 – 4,3 | 4,3 – 4,7 | 5,0 – 5,5 | 5,5 – 6,5 |
| N, мг/100 г ґрунту | 3 | 3 – 4 | 4 – 5 | 5 – 7 |
| P ₂ O ₅ , мг/100 г ґрунту | 2 | 2 – 4 | 5 – 8 | 9 – 12 |
| K ₂ O, мг/100 г ґрунту | 2 | 2 – 5 | 5 – 10 | 10 – 15 |
| Глибина орного шару, см | 5 – 15 | 15 – 20 | 20 – 25 | 25 – 30 |
| Урожайність, ц/га (ячмінь) | До 5 | 10 – 12 | 20 – 25 | 30 – 40 |

13.2. Ґрунтогенез в орних дерново-підзолистих ґрунтах

Еколого-біогеохімічні закономірності природного ґрунтогенезу під лісовою формацією суттєво коригуються при її знищенні та розорюванні дерново-підзолистих ґрунтів. Розвиток ґрунтів у культурних екосистемах на розораних землях під сільськогосподарськими культурами в агроландшафтах все ще трактується неоднозначно, хоча всі дослідники єдині в тому, що в орних дерново-підзолистих ґрунтах відбуваються значні зміни — це знаходить підтвердження в їхніх екогенетичних, агрономічних показниках, а також у підвищенні урожайності сільськогосподарських культур на окультурюваних ґрунтах. Що ж до трактування напрямку культурного ґрунтогенезу на таких ґрунтах, то тут існують дві альтернативні позиції: а) на орних землях відбуваються зональні процеси, які принципово не відрізняються від формування цілинних ґрунтів; б) розорювані ґрунти розвиваються за культурним трендом, відмінним від напрямку природного ґрунтогенезу. Низка вчених вважають, що в дерново-підзолистих орних ґрунтах розвиваються підзолистий і дерновий (акумулятивний) процеси, причому останній поступово інтенсифікується в часі, а інші характеризують їх у зв'язку з впливом бурозомогенезу (див. розд. 14).

І.Ф. Гаркуша та О.М. Гринченко є прихильниками постулату про розвиток у розораних, зокрема дерново-підзолистих, ґрунтах *культурного процесу ґрунтоутворення*, який формує новий тип ґрунтів — *агроземи дерново-підзолисті* (Д.Г. Тихоненко). Суть його полягає в акумуляції гумусу, Ca, N, P, K, в поліпшенні фізичних властивостей, в активізації мікробно-біохімічних режимів під впливом сільськогосподарських культур і окультурювальних чинників. Стабільність *культурного ґрунтоутворення* забезпечується постійною реалізацією екологізованих систем раціонального землекористування в сучасних умовах господарювання (внесення добрив, меліорантів, посів сидератів тощо).

13.3. Кріогенні ґрунти

Серед інших ґрунтів тайгової (лісолучної) зони найбільш поширеними є мерзлотно-тайгові ґрунти (кріоземи), пальові мерзлотні ґрунти (Якутія), підбури, попелово-вулканічні ґрунти (Камчатка).

Кріогенні ґрунти є зональними ґрунтами високих широт, насамперед тундри. Трапляються також у високих горах, у перигляціальних та постгляціальних областях. Але ж в Азії масиви кріогенних ґрунтів поширені на великих площах у середніх широтах, тобто далеко на півдні, місцями на рівні 48° північної широти, південніше від Харкова (Лісостеп). Територія поширення кріогенних ґрунтів займає 25 % позальодовикової суші Землі, а в колишньому СРСР вона становила більш ніж половину його площі. В Євразії мерзлотно-тайгові ґрунти займають 40 % рівнинних територій, а в Північній Америці — 2,4 % площі. У Російській Федерації мерзлотно-тайгові ґрунти займають 200 млн га, що перевищує площу ґрунтів тундри і арктичних пустель. Вони приурочені до східносибірської та західно-канадської частини бореального поясу, а також до нівальної та субальпійської зони в горах. Загалом, південна межа кріогенних ґрунтів проходить по нульовій ізотермі середньорічної температури повітря.

Кріогенні ґрунти — це велика збірна група різних ґрунтових типів, сформованих за участю мерзлотних процесів (кріогенезу). Їх об'єднує наявність на тій чи іншій глибині від поверхні горизонту «вічної мерзлоти», який змикається в профілі ґрунту з шаром сезонного промерзання-відтаювання. До цієї групи не входять ті ґрунти сезонного промерзання, у яких такого «вічномерзлого» підґрунтя немає. Що ж до кріогенних ґрунтів, то всі вони сезонно промерзають з поверхні до глибини вічномерзлого горизонту. Влітку вони відтають на певну глибину, яка власне і визначає ту грубизну профілю, що охоплюється сучасним ґрунтоутворенням. Цей шар кріогенних ґрунтів, який щороку відтає, отримав назву активного шару, що сезонно промерзає-протає. У шарі багаторічної мерзлоти ґрунтоутворні процеси відсутні!

Ґрунтокріогенезом називають процес ґрунтоутворення, який відбувається під екологічним, термодинамічним та біогеохімічним впливом багаторічної мерзлоти, формуючи при цьому специфічні ґрунти, що не властиві сучасним кліматичним умовам більшості природних зон. Ґрунтокріогенез є головною причиною ранньої текстурної диференціації товщі ґрунто-підґрунтя до глибини 1 – 1,5 – 2 м, на яку в постльодовиковий період накладається буроземний ґрунтогенез.

Мерзлотно-тайгові ґрунти формуються на вічномерзлих суглинстих породах у холодному кліматі при негативних середньорічних температурах (від -2°C до -16°C в екстраконтинентальних умовах) під світло-хвойною тайгою. Їхній профіль має таку будову:

$H_0 + H + H_{pgl} + PglKr$. На поверхні цих ґрунтів накопичується ґрубий гумус, а в профілі спостерігається міграція залізистих сполук під впливом криогенних та глейових процесів, ускладнених тиксотропією. Мерзлотно-тайгові ґрунти формуються передусім на рівнинних територіях, але трапляються вони також у горах Середнього та Східного Сибіру та на півночі Далекого Сходу. Вони є типово зональними ґрунтами в північній і частково в середній тайзі Забайкалля, в Якутії (Сахе), на Колімі та Чукотці. За межами Росії вони трапляються в долинах Південної Аляски, а також на території Канадського кристалічного щита (між Великим Ведмежим і Невольничим озерами і Гудзоною затокою та на півострові Лабрадор).

Вивчення мерзлотно-тайгових ґрунтів почалося Переселенським управлінням під час Столипінських реформ 1906 – 1914 рр. під керівництвом К.Д. Глінки. Учасник тієї експедиції Л.І. Прасолов першим звернув увагу на особливі місцеві риси виділених тоді типів ґрунтів, які довго неаргументовано вважали аналогами європейських підзолистих та болотних ґрунтів.

Мерзлотно-тайгові ґрунти займають величезні, часом важкодоступні території і є збірною групою ґрунтових типів, які не завжди чітко розподілені за браком достатньої кількості наукових даних. У літературі трапляються різноманітні назви цих ґрунтів: мерзлоземи, світлоземи мерзлотно-тайгові, криоземи, глейоземи мерзлотно-тайгові, глейові мерзлотно-тайгові ґрунти. Згідно з сучасними уявленнями вони відповідають трьом типам мерзлотно-тайгових ґрунтів: 1) мерзлотно-тайгові глейові ґрунти; 2) мерзлотно-тайгові ґрунти; 3) мерзлотні пальові ґрунти (в Канаді — це брюнсолі, а в США — інсептисолі, ентисолі, сподасолі).

Мерзлотно-тайгові глейові ґрунти мають оглеений профіль, який формується при близькому заляганні вічної мерзлоти (50 – 60 см) за достатньо великої кількості опадів (у Північній Якутії, на Колімі і Чукотці):

H — оторфований органогенний горизонт;

$HTgl$ — гумусовий оторфований оглеений горизонт зі слідами мерзлотного переміщення (кріотурбації, тиксотропія), поступово переходить у

$PkrGl$ — кріомерзлотний горизонт.

Ці ґрунти мають сильнокислу реакцію, ненасичені основами. Профіль, як правило, недиференційований, але із збільшенням кількості опадів до 400 – 500 мм/рік і літній $KZ > 1$ може спостерігатись і диференціація профілю. А в звичайних континентальних умовах за незначного зволоження (не більше ніж 250 мм/рік опадів і літній $KZ = 0,2...0,5$) формується недиференційований профіль, озалізнення якого є очевидним фактом, але його інтерпретація — справа майбутніх дослідників. Ґрунти мають слабку біологічну активність, а через це і низьку природну родючість, яка після оранки

стає ще гіршою. Внесення вапна, мінеральних та органічних добрив є обов'язковим при освоєнні цих ґрунтів.

Мерзлотно-тайгові ґрунти (кріоземи гомогенні) формуються, на відміну від попереднього типу, в автоморфних умовах за обов'язкової відсутності застійного перезволоження під пригніченою модриновою тайгою на різних материнських породах. Важливу роль у генезисі цих ґрунтів відіграє збагачення їх киснем (оксигенізація) за рахунок активного його привнесення боковим внутрішньоґрунтовим стоком. Оксигенізація дуже полегшується за рахунок густої мережі кріогенних трищин, які створюють додатковий аераційний дренаж. Кріоземи гомогенні мають неглибокий профіль типу $H + TH + Ph + Pkr$ без жодних ознак оглеєння, безструктурний, гомогенний, здатний до утворення пливунів (соліфлюкція), з торфоподібним характером органічного горизонту. Сполуки заліза (переважно несилікатного) розподілені в профілі рівномірно.

Мерзлотні палеві ґрунти формуються в умовах ультраконтинентального холодного семиаридного клімату Східносибірської мерзлотно-тайгової області у смузі передтундрового рідколісся північної та середньої тайги під заростями кедра сланкого та деяких інших рослин. Ці ґрунти є типовими в ландшафтах Центральної Якутії, Анабарського плато, верхів'їв Индигірки та Колими. Їх профіль є досить специфічним і відрізняється від мерзлотно-тайгових ґрунтів. Гумус у цих ґрунтах є фульватним, його кількість не перевищує 3 %, профіль не має ознак переміщення колоїдів, містить багато окристалізованих сполук заліза. ІВК повністю насичений основами, передусім Ca (70 %), Mg (15 – 25 %), Na (3 – 10 %) — від місткості вбирання (35 мг-екв/100 г). Головними ЕГП, які формують профіль цих оригінальних ґрунтів, є: оглинювання + озалізнєння (уламкова ферсіалітизація) + біогенна акумуляція елементів зольного та азотного живлення + гумусонакопичення *in situ* + кріогенез (розтріскування, дегідратація, кристалізація вільних сполук Fe).

Регіони поширення мерзлотно-тайгових типів ґрунтів є в основному базою оленярства, мисливсько-промислового господарства, звірівництва, що зближує їх з тундровими ґрунтами. На пасовищах ростуть різні мохи, лишайники, чагарники та напівчагарники. Крім того, на цих ґрунтах розташовані великі масиви модринових лісів, які є важливим джерелом ділової деревини. Суворий клімат, який супроводжує формування цих типів ґрунтів, аж ніяк не лімітує розвиток у цих краях м'ясо-молочного тваринництва, табунного конярства та оленярства, які притаманні Якутії, що потребує зміцнення кормової бази на мерзлотно-тайгових ґрунтах, освоєння яких слід розпочинати з ландшафтів, захищених від холодних повітряних потоків. Прикладом таких ландшафтів є схили південних експозицій. Агрохімічне окультурювання цих ґрунтів за допомогою добрив в екологізованих системах господарювання є надійною гарантією

отримання стабільних і досить високих урожаїв кормової та овочевої продукції. У Магаданській області РФ (а це широта Ленінградської області) на цих ґрунтах урожайність картоплі становить 75 – 100 ц/га, капусти 200 – 300, кормових силосних культур — 60 – 90, зеленої маси однорічних трав — 15 – 25, кормових коренеплодів — 90 – 175 ц/га. Найбільш сприятливі агрономічні властивості мають пальові ґрунти, на яких можна вирощувати овочі, зернові (ячмінь), трави тощо.

Вулканічно-попелові ґрунти формуються на шаруватому супіщано-суглинковому вулканічному попелі під березово-високотравними лісами Камчатки. Вміст грубого і досить рухомого гумусу в цих кислих і ненасичених основами ґрунтах досягає 7 – 15 %. Проте опідзолювання в них гальмується періодичним випаданням збагаченого основами попелу.

Отже, ґрунти тайгової (лісолучної) зони мають такі екогенетичні, біогеохімічні, агропромислові особливості: дрібноконтурність ґрунтових виділів, значне поширення комбінацій автоморфних ґрунтів з ґрунтами різного ступеня гідроморфізму, а також еродованість ріллі в розчленованих ландшафтах. Чітко виражений мікрорельєф сприяє оформленню таких СГП, як плямистості й комплекси. Плямистості репрезентовано ґрунтами різного ступеня опідзоленості, а комплекси — мікрокомбінаціями автоморфних та напівгідроморфних ґрунтів. Чергування контурів плямистостей і комплексів створює досить значну неоднорідність за рівнем родючості цілих ланів чи їх окремих ділянок. А тому необхідність обліку СГП потребує від фахівців на етапі реформування земельних відносин на пострадянському просторі пильної уваги і певної ерудиції при виборі стратегічних екоетичних і біосфероцентричних рішень щодо раціонального використання земель у цій зоні. Постає питання вибору: вирівнювати рівень родючості окремих ланів агротехнологічними, агрохімічними та агро меліоративними прийомами? Чи стати на шлях адаптації своїх агротехнологій до природного розмаїття ґрунтів і фітоценозів? Чи поєднати обидва ці шляхи? Чи скористатися якоюсь третьою, ще не дослідженою, але ноосферно зорієнтованою моделлю?

Масиви з переважанням неконтрастних комбінацій автоморфних ґрунтів (плямистостей та варіацій) є найбільш придатними для землеробства, оскільки вирівнювання родючості ґрунтів тут досягається досить легко. Ділянки з помітним переважанням оглеєних ґрунтів доцільно використовувати під кормові культури, або ж проектувати на них створення культурних екосистем (агроценозів) кормового призначення тощо. Слід також вивчати техногенні ландшафти зі зруйнованим ґрунтово-ценотичним покривом та еродовані ґрунти, які потребують фіторекультивациі та ін.

Оцінка родючості дерново-підзолистих та інших ґрунтів тайгової зони набуває особливого значення за сучасних умов багатоваріантного господарювання при різних формах власності на землю. Най-

більшої уваги заслуговують системи землеробства, спрямовані на окультурювання ґрунтів. У лучно-лісовій зоні найбільш оптимальні параметри мають окультурені варіанти дерново-підзолистих і дерново-карбонатних (див. розд. 19) ґрунтів — неоглеєні, незмиті, суглинкові, автоморфні в неконтрастних комбінаціях з деякими іншими ґрунтами. Наведені вище параметри окультурюваних ґрунтів свідчать про те, що дуже окультурені дерново-підзолисті ґрунти фактично набувають статусу самостійного типу культурних ґрунтів. Ґрунтогенез у таких ґрунтах набуває рис складного елювіально-аккумулятивного зонально орієнтованого антропогенного процесу. Окультурювання різко посилює акумуляцію біогенних речовин за рахунок агрохімічних акцій та хімічних меліорацій. Зональна ж елювіальна ланка (з опідзолюванням та глейовими процесами) ґрунтогенезу може бути виведеною в ґрунтоутворного процесу внесенням меліорантів, регуляцією водно-повітряного режиму, фітотеліорацією, окисигенізацією тощо. Досить важко запобігти вимиванню легкорухомих простих речовин, а серед них і поживних елементів в умовах зонального в цих ґрунтово-біокліматичних областях промивного водного режиму. Головну роль може виконати бар'єрна функція фітоценотичного екрану як основна протипага геологічному витратному (елювіальному) за біогеохімічним трендом кругообігу речовин.



Контрольні запитання і завдання

1. Охарактеризуйте ґрунтово-екологічні особливості території лісолучної зони Євразії, в тому числі України. **2.** Які типи ґрунтогенезу притаманні лісолучній зоні? **3.** Охарактеризуйте буроземний, дерновий, підзолистий процеси ґрунтогенезу. **4.** Опишіть історію дослідження буроземів, підзолистих, дернових ґрунтів? **5.** Викладіть сучасні уявлення про генезис ґрунтів під лісом. **6.** Яка класифікація дернових, підзолистих і дерново-підзолистих ґрунтів? **7.** Яким є вплив глее-елювіальних процесів і лисиважу на генезис ґрунтів лісолучної зони? **8.** Дайте агрономічну характеристику дерново-підзолистих (у тому числі оглеєних) ґрунтів та аргументуйте екологізовані прийоми їх окультурювання. **9.** Які еколого-біогеохімічні закономірності характерні для ґрунтогенезу в орних дерново-підзолистих ґрунтах різного гранулометричного складу та гідрології? **10.** Охарактеризуйте ґрунтово-екологічні режими та біогеохімічні закономірності ґрунтогенезу в мерзлотних ландшафтах лісолучної зони. Чи є сенс вивчати їх в Україні? **11.** Як враховується СІП лісолучної зони при запровадженні екологізованих систем землекористування в практику реформованих сільськогосподарських підприємств? **12.** Назвіть прийоми окультурювання, підвищення родючості ґрунті, врожайності сільськогосподарських культур і раціонального використання земель лісолучної зони, в тому числі Полісся.

Розділ 14

БУРОЗЕМИ

14.1. Географія, екологія, генезис, біогеохімія, типи ґрунтів

Бурі лісові фрунти поширені в специфічній вологій буроземно-лісовій зоні помірного (і певною мірою бореального) поясу, особливо в горах. У всіх гірських регіонах світу їх гумусованість збільшується з висотою. Специфічність зони поширення буроземів великою мірою зумовлена лісистістю цього ландшафтно-біокліматичного поясу, до якого приурочені букові (з домішками граба, явора, ільма) й смерекові (з ялицею) ліси. Буроземи залягають також під грабово-дубовими насадженнями на межі з бучинами та під напівсубтропічними хвойних лісами з дубом пробковим, ліанами лимоннику, зокрема, в Сіхоте-Алінських горах, у Північній Кореї. Буроземно-лісова зона охоплює Центральну Європу, включаючи Піренейські гори в Іспанії, острови Ірландії й Британії (крім Шотландії); в нашій державі — Карпати, Передкарпатську височину, Закарпатську низовину, лісисту (вище від 500 – 550 м над рівнем моря) частину Кримських гір; у Молдові — Кодри (лісиста височина на півночі); становить головну частину Кавказьких гір, високогір'я Алтаю, Саяни, частину Гімалаїв, Сіхоте-Алінський хребет на Далекому Сході; гори на півночі Корейського півострова; північ Японських островів; у Північній Америці — великий масив південніше від Великих озер, гірські хребти Тихоокеанського узбережжя між Ванкувером і Сан-Франциско; Ново-Зеландські острови.

Менші масиви буроземів трапляються і в багатьох інших (передусім гірських) місцях, наприклад, у середньогір'ї Апеннінського півострова. До «буроземів» нерідко включають дерново-палево-підзолисті ґрунти (пануючий тип у Білорусі та на півдні Російського Нечорнозем'я, в тому числі в Московській області) зони широколистяних і мішаних лісів Східноєвропейської (Русько-Української) рівнини, а також екогенетично до них наближені підбури (ґрунти помірно холодного сибірського низько- і середньогір'я). Деякі західноєвропейські ґрунтознавці схильні віднести до буроземоподібних ґрунтів і сірі опідзолені ґрунти Лісостепу (які все ж мають свої ідентифікаційні ознаки — див. розд. 15). Розглядається також і певна морфогенетична (за забарвленням, підвищеною оглиненістю, щоправда, нейтральна за реакцією) наближеність до буроземів коричневих

ґрунтів сухих субтропіків (зокрема, на Південному узбережжі Криму, де вони чітко межують з буроземами, і в середньогір'ї Тянь-Шаню) та жовтоземів вологих субтропіків Ленкорані та Колхіди (Абхазія, Мегрелія), які також межують з буроземами (є такими ж кислими, але більш оглиненими, ніж буроземи).

Бурі лісові ґрунти разом з дерново-буроземними кислими ґрунтами займають в Українських Карпатах 1,9 млн га, з яких під лісом 1,5 млн га і під сільськогосподарськими угіддями — 314 тис. га. Підзолисто-буроземні поверхнево-оглеєні ґрунти (Закарпатське передгір'я, Тур'є-Боржавська депресія, розширені ділянки долин гірських річок, найвищі топопозиції Передкарпатської височини) займають 90,6 тис. га сільськогосподарських угідь (у тому числі ріллі 40 тис. га). У Передкарпатті 193,7 тис. га (в тому числі ріллі 147,8 тис. га) займають також бурувато-підзолисті поверхнево-оглеєні ґрунти, а в Притисенській низовині поширені лучно-буроземні кислі оглеєні ґрунти, з яких 101,7 тис. га використується в сільськогосподарському виробництві (в тому числі ріллі 39,3 тис. га). У Криму буроземи поширені в лісовій зоні головної та другої гряди Кримських гір вище від 300 м над рівнем моря на північних схилах і вище від 400–600 м — на південних. Їх площа дорівнює 42,1 тис. га, в тому під сільськогосподарськими угіддями 20,8 тис. га (з них ріллі — 10,1 тис. га). Усього в Україні налічується різних видів буроземів під сільськогосподарськими угіддями 728 тис. га. Практично всі вони уражені ерозією.

Уперше терміном «бурі ґрунти» було названо лісові ґрунти Заволжя, які в подальшому було діагностовано як бурі рендзини на пермських червоноколірних карбонатних глинах. Сам же цей термін набув несподівано значного поширення. У 1905 р. в Німеччині Раманн виділив самостійний тип ґрунтів під широколистими лісами Центральної та Південної Європи і назвав їх «Braunerden» (буроземи). У Румунії це починання підтримав Г. Мурґочі, який назвав ці ґрунти «Braune Wald-boden — Brown forest soils, — бурі лісові ґрунти». *Типовий* статус буроземів піддав сумніву К.Д. Глінка, об'єднавши їх на своїх ґрунтових картах світу в єдиному контурі «лісових ґрунтів і деградованих чорноземів». Вважаючи буроземи лише стадією опідзолювання ґрунтів, він все ж визнавав незвичну своєрідність таких «неопідзолених» лісових ґрунтів, як «піддубиці Псковської губернії». Погляди Раманна і Г. Мурґочі набули поширення не лише в Європі, а й у Північній Америці, де в різних регіонах було описано буроземи під широколистими лісами суббореального поясу. В 1930 р. на II Міжнародному конгресі ґрунтознавців буроземи було узаконено в статусі самостійного генетичного типу, специфіку якого підкреслив термін «*бурий лісовий ґрунт*» (Г. Мурґочі), а термін Раманна «*бурозем*» став популярним як його стислий синонім.

Невдовзі подібні ґрунти було виявлено не лише на пагористих рівнинах Західної Європи, а й у горах, не лише в помірному поясі, а й у субтропіках і тропіках. Як з'ясувалося, буроземи утворюють безліч перехідних форм до інших типів: рендзина-бурозем, парарендзина-бурозем, бурозем-підзол, бурозем-lessive, бурозем-псевдоглай, бурозем-чорнозем, бурозем-червонозем тощо. У розробку сучасної версії походження буроземів великий внесок зробили Л.І. Прасолов; І.М. Антипов-Каратаєв (по Криму й Кавказу), Ю.О. Ліверовський (Кавказ, Далекий Схід), С.В. Зонн (Північно-західний Кавказ), І.П. Герасимов (Центральна Європа), В.М. Фрідланд (Кавказ), Н.П. Ремезов (БІК у широколистих лісах), чії роботи переконали, що буроземи, як ландшафтно-біокліматичний генетичний тип, дійсно існують у природі. Становленню поняття про буроземи типові посприяли роботи шведа О. Тамма, який продіагностував їх за вмістом аморфних гідроксидів заліза.

З часом було визначено, що поширення розмаїтої низки буроземних ґрунтів (з монотонною і не лише будовою профілю) виходить далеко за межі підзони широколистих лісів, що й передбачив Раманн, визначаючи їх ареал від Франції до Уралу. Про широкі термічні межі зони буроземоутворення свідчить і буроземний характер ґрунтового покриву всіх висотних термічних зон Українських Карпат (від теплої найнижчої в поясі грабових дібров до холодної високогірної з субальпійським криволіссям, як під буковими, так і під смерековими лісами) — регіону з м'яким атлантичним субконтинентальним кліматом і майже непромерзаючими ґрунтами. Його антипод — Далекосхідний Сіхоте-Алінський регіон буроземів — має зовсім інший (континентальний) характер клімату з глибокопромерзаючими ґрунтами (до 160 см і глибше).

Карпатський масив буроземних ґрунтів (головний в Україні) в різні часи досліджували науковці Чернівецького, Львівського, Київського університетів, Українського і Російського інститутів ґрунтознавства, Закарпатської науково-дослідної станції лісівництва. Зокрема, Г.О. Андрущенко і І.М. Гоголев синхронізували утворення буроземів у гірсько-лучному поясі із заселенням його лісом у теплий атлантичний період голоцену (5 тис. років тому), що, однак, не підтверджується даними палеоспорового аналізу ґрунтів, які засвідчують прадавність існування гірсько-карпатських лісових біогеоценозів упродовж усього пізнього кайнозою. Та й за 5000 років мав би утворитися новий (буроземний) тип ґрунту.

В.І. Канівець узагальнив відомості про буроземи, по-новому охарактеризував еколого-біогеохімічні закономірності цього ландшафтно-біокліматичного феномену, зона поширення якого, на відміну від чорноземів та інших ґрунтів, є однією з найбільших у світі.

Така обширна за площею територія об'єднує значну групу (формацію) типів і підтипів кислих і слабкокислих буроземних ґрунтів боре-

ального, помірно холодного і помірно теплому клімату, зокрема субконтинентальну фацію цієї формації (меншою мірою океанічну та континентальну фації). Їх головними ознаками є передусім світлобуре з різними відтінками забарвлення, кисла реакція, підвищений вміст аморфних гідроксидів заліза, деяка оглиненість. Ця група включає *буроземи типові* (сформовані в горах бурі лісові ґрунти з монотонним профілем); *буроземи з текстурним ілювіальним горизонтом*; *буроземи глейові* змішаного поверхнево-ґрунтового перезволоження. До двох останніх типів відносять також ґрунти з «висячим оглеєнням», яке в умовах підвищеного атмосферного перезволоження тимчасово охоплює й гумусовий горизонт. Подальше глее-елювіювання робить цей горизонт білястим (у сухому стані). Такі ґрунти (Далекого Сходу як «подбель», «біличка» плоских вододілів Передкарпаття) мають ранг *підтипу бурувато-підзолистих поверхнево-глейових* (глеево-елювіюваних) ґрунтів. У ледь помітних западинах на плоских низинах (зокрема, Притисянській у Закарпатті) формується *підтип бурувато-білястих глее-елювіальних низинних ґрунтів*.

Приналежність буроземів до групи сіалітних оглиненних кислих ґрунтів мало що проявляє в їх систематиці, яка ще не має однозначного трактування і твердо встановлених принципів. Це зумовлено різноманіттям бурих ґрунтів і безліччю їх перехідних форм на великому географічному (ландшафтному) ареалі їх поширення. На міжнародній «Ґрунтовій карті світу ФАО-ЮНЕСКО» буроземи (разом з коричневими ґрунтами) позначено як «камбісолі» (сіалітно-оглинені ґрунти), поширені у світі від бореального поясу до тропічного і зв'язані різноманітними переходами з іншими типами ґрунтів.

14.2. Бурі лісові ґрунти (буроземи типові)

Профіль буроземів типових ($H + H_{рт} + P$) діагностується за метаморфічно оглиненним горизонтом $H_{рт}$ та відсутністю $E - I$ горизонтів. Буроземи типові мають: буре, профільно монотонне (як і текстура) забарвлення; коагуляційну структуру; глибину вилугованість та кислу реакцію; збагаченість аморфними (вільними, несилікатними) гідроксидами заліза; помітну оглиненість.

Буроземено́генез, поряд з дерновим, підзолистим та іншими процесами, є одним із провідних типів ґрунто́генезу, еколого-біогеохімічну специфічність якого стимулюють такі ландшафтно-біокліматичні чинники: лісові фітоценози з потужним азотно-кальцієвим БККом; мінімальне або відсутнє зимове промерзання (не гальмує перебіг ЕГП); промивний водний режим (сприяє глибокому промочуванню профілю); внутрішньоґрунтове дренавання, забезпечене катенарними позиціями схилів, до яких тяжіють гірські буроземи; відносна молодість буроземено́генезу як попередника більш зрілих етапів еволюції ґрунто́творення.

Така оригінальна комбінація ґрунтотворників та екологічних режимів спричинює в ландшафтах притаманні лише буроземам біо-геохімічні процеси:

► активне гумусоутворення та гумусонакопичення призводять до формування під лісовою підстилкою (H_0) гумусового темнозабарвленого H -горизонту з неодмінними бурими відтінками від фульватних та бурих гумінових речовин до гідроксидів заліза;

► оглинювання сіалітного типу по всьому профілю без колоїдного переміщення за $E-I$ моделлю, яке найвиразніше виявляється в гумусово-перехідному глинисто-метаморфічному горизонті (тобто під H -горизонтом).

Бурий лісовий ґрунт під впливом такого комплексу ЕПП формується у вигляді монотонно забарвленого в бурі відтінки профілю з поступовими переходами між горизонтами: $H_0 + H_0H + H_p + HPm + Phm + P$. Такий ґрунт діагностується як *бурозем типовий* у широколистяних лісах на добре дренажованих гірських схилах або в розчленованих пагорбистих ландшафтах.

Буроземогенез розвивається в умовах підвищеного зволоження (ГТК, за Селяниновим, перевищує 1,3: в Карпатах — 1,8 – 2,3 і навіть 4 – 5), виразно оформленого (при типовому перебігу процесу) дренажу, глибокого вилуговування, призводячи до утворення кислого гумусу, формування стійкої кислотності ґрунту і, отже, кислотного гідролізу (протолізу) алюмосилікатів, вивільнення з них Al, Si, Fe, Ca, K, інших зольних елементів з подальшим утворенням вторинних глинистих мінералів, гідроксидів Al, Si, Fe. Стабільність у кислому середовищі півтораоксидів заліза й алюмінію за певної рухомості і схильності до вимивання гідроксиду силіцію сприяє граничному звуженню співвідношення $R_2O_3 : SiO_2$ у мулі (до 1,8 – 2,5), що є одним з надійних діагностичних показників буроземоутворення. У суміжних менш кислих опідзолених і дерново-палевопідзолистих ґрунтах це співвідношення становить 3,5 – 3,0, що свідчить про меншу насиченість мулу в них півтораоксидами. Буроземи мають підвищену кількість вільних, несилікатних оксидів заліза (40 – 60 % від валового вмісту), що у два-три рази перевищує його вміст у суміжних опідзолених, чорноземних, коричневих ґрунтах.

Добра дренажованість (вільний водообмін) забезпечує високий рівень аерованості й окисного потенціалу — 620 – 750 мВ (на 100 – 150 мВ вище, ніж у чорноземах) і високий редокс-потенціал (30 – 34). Це сприяє закріпленню вивільненого з алюмосилікатів заліза у вигляді малорухомих гідроксидів.

Залізо і алюміній стають головними стабілізаторами гумусу в буроземах — гумусові кислоти тут зв'язуються саме з Fe^{3+} і Al^{3+} і лише зрідка і то частково — з Ca. Лужноземельні елементи тотально вимиваються з буроземів. ГВК насичується обмінним алюмінієм і кати-

оном водню, через що буроземи є типовими представниками ґрунтів, різною мірою ненасичених основами.

Бурозем типовий цілинний (під лісом) має такий профіль:

H_0 (0 – 2) — підстилка детритоподібна бурого кольору;

Hd (2 – 10) — припідстилковий дерново-гумусовий, бурувато-темно-сірий, грудкуватий, пухкий, густо переплетений корінням;

H (10 – 35) — гумусовий, палево-бурий, грудкуватий, менш струкований, пухкий, скелетне коріння;

HP (35 – 80) — гумусово-перехідний, світло-бурий (різних тонів).

У разі поглиблення дерново-гумусового горизонту до 20 – 30 см діагностуються *дерново-буроземні ґрунти*, представлені великим масивом у Воловецькій гірській депресії в околицях с. Нижні Ворота на спокійних схилах гір, у зв'язку з чим ці ґрунти використовують під сільськогосподарські угіддя. Буроземи типові інтенсивно розорюються. При цьому поверхня ріллі набуває характерного світло-бурого забарвлення різних відтінків. Проте, незважаючи на багатовікову (в Закарпатті не менше ніж 700 років) землеробську освоєність, ґрунти тут зберігають усі типові (передусім кольорові) ознаки буроземів. Заходи окультурювання сприяють зменшенню рівня кислотності, помітному підвищенню кількості гумусу, появи фракції ГК (гуматів кальцію), насиченню ГВК основами. Головні профілеформуючі тенденції, притаманні буроземотворенню (зокрема, в Карпатському регіоні), зберігаються і під польовими екосистемами. Природні трав'янисті фітоценози також виявляються такими ж повноправними чинниками *буроземогенезу*, як і широколисті грабово-букові ліси. Це підтверджують описи профілів ґрунту на прадавніх середньогірських полонинах, в яких також діагностуються буроземи, що правда, з підвищеною гумусованістю, особливо помітною у верхньому *HP*-горизонті (не виключено, зумовленою збільшенням маси щороку відмираючого у ґрунті коріння трав порівняно з лісом). У Карпатах буроземи діагностуються під трав'яними ценозами і в холодному субальпійському (криволісся з гірської, сланкої сосни та латками трав на високогірних полонинах), і в альпійському (суто трав'яному, гірсько-лучному) поясах.

Отже, в гумідних умовах, де формуються буроземи, тип рослинності, найімовірніше, втрачає свій визначальний вплив на утворення тут зонального типу ґрунту. Лісостеп, навпаки, з його меншим зволоженням та карбонатністю лесовидних суглинків є найкращою ареною для првідного впливу на ґрунтогенез саме рослинності, який, власне, і визначає тут тип ґрунтогенезу. Певні аналогії з подібною моделлю ґрунтогенезу з'являються в тих провінціях, де буроземи формуються при посушливих періодах у погодній ритміці.

Буроземи за фізико-хімічними показниками поділяють на два підтипи:

► бурі лісові кислі ґрунти (сильнокислі ненасичені основами на 50 – 80 %);

► бурі лісові слабконенасичені ґрунти (насиченість 15 – 40 %).

Бурі лісові кислі ґрунти поширені в гумідних областях (Українські Карпати, Головний Кавказький хребет, Саяни тощо), а *бурі слабконенасичені ґрунти* приурочені до тепліших широт з посушливими періодами (Кримські гори, Кодри, Північний і Східний Кавказ, Закавказзя, Анатолійське нагір'я в Туреччині тощо), де ГТК за Селяниновим коливається в межах 1,3 – 1,6. За ступенем насиченості основами і невисокою кислотністю до *буроземів слабконенасичених* наближаються *добре окультурені ґрунти* зони кислого буроземогенезу, де поширені бурі лісові кислі ґрунти. Окультурені буроземи є більш гумусованими і мають високу біологічну активність.

Важливою класифікаційно-таксономічною рисою буроземів є їх терміка, особливо з огляду на їх приуроченість переважно до гір з вертикальною біокліматичною поясністю. Приклад Карпат перекоонує, що в цьому гумідному регіоні тип буроземного ґрунту в межах від теплої до холодної зон залишається незмінним. Термічний режим ґрунту має найбільше господарське значення, тому буроземи поділяють на підтипи за біокліматичними умовами їх залягання, оскільки саме вони визначають напрям їх сільськогосподарського використання. Термічні показники є неабиякими і при агрохімічній характеристиці буроземів.

Орієнтуючись на кліматологічну схему висотних біокліматичних поясів М.С. Андріанова щодо забезпечення сільськогосподарських культур активними температурами, в Карпатах виділяють такі підтипи буроземів:

► буроземи альпійські (9 % гумусу) — вище від 1800 м над рівнем моря (н.р.м.);

► буроземи субальпійські (7 % гумусу), нижня межа по верхній (гірській) лінії лісу — 1200 – 1650 м н.р.м., сума активних температур (понад 10 °С) — 600 – 1000;

► буроземи помірно холодного поясу (4 – 4,5 % гумусу) — від верхньої межі лісу до 750 м н.р.м., сума активних температур 1000 – 1800 °С, панує ліс, подекуди вирощують картоплю;

► буроземи прохолодного поясу (2 – 2,5 % гумусу) — від 750 до 500 м, в долинах до 400 м н.р.м, сума активних температур — 1800 – 2400 °С, успішно вирощують картоплю, капусту, овес, малину, смородину;

► буроземи помірно теплого поясу (2,0 – 2,5 % гумусу — тут і нижче) — нижня межа проходить на рівні 300 – 350 м, у Закарпатських теплих долинах — близько 250 м. Сума активних температур 2400 – 2600 °С, дубові і букові ліси; вирощують льон, жито (на Передкарпатській височині); фруктові дерева пониженого бонітету;

► буроземи теплого поясу — Закарпатське високе передгір'я; Передкарпатська височина, що лежить нижче від 300 – 350 м н.р.м. Сума активних температур — 2600 – 2800 °С; визріває кукурудза на

зерно, томати, перець; теплові ресурси дають змогу вирощувати фруктові дерева помірно теплої зони;

► буроземи дуже теплої зони — на острівних сопках Притисянської низини, в Закарпатському передгір'ї — нижче від 250 – 280 м н.р.м., у межах долин низькогір'я нижче від 200 – 160 м; сума активних температур 2800 – 3300 °С; зона промислових виноградників, рясні врожаї дають сливи, груші, горіх волоський, черешні.

Від дуже теплої (сума температур 3000 °С) до прохолодної зон (близько 2000 °С) суттєвих змін в агрохімічних і фізико-хімічних властивостях бурих ґрунтів не спостерігається. У прохолодніших поясах сильно наростає кількість гумусу, гідролітична кислотність ($pH_{\text{вод}}$ мало змінюється), збільшується вміст вільних оксидів заліза та обмінного алюмінію (з 25 – 50 мг до 90 мг/100 г ґрунту), грубішою стає лісова підстилка і добре оформленою — трав'яна дернина. Кількість гумусу під трав'яною рослинністю помітно зростає (як виняток із загального правила повсюди дерново-гумусовий горизонт має більш високий вміст гумусу, про що свідчить його темно-сіре забарвлення: гумус у ньому насичений Са, збагачений N, P. Цей неглибокий (4 – 6 – 8 см) горизонт є головним постачальником зольного живлення всіх фітокомпонентів лісової формації головного вузла БІКу в зоні буроземів, які загалом є бідними на азот та рухомі фосфати, але завжди забезпечені калієм.

Буроземи Закарпаття, сформовані на елюво-делювії основних вулканічних порід, містять підвищену (літогенетично успадковану) кількість обмінних Са і Mg. Насиченість ГВК *H*-горизонту цими катіонами досягає 40 %, а в породі — 90 %, однак це не змінює їх кислоти природи. У флішовій зоні Карпат, де бурі ґрунти залягають на елюво-делювії кислих пісковиків і сланців, насиченість ГВК гумусового горизонту не перевищує 20 %, а порід — 70 – 75 %. Характерно, що найбільш забезпечений кальцієм дерново-гумусовий горизонт найчастіше виявляється найкислішим (через дуже кислу органічну частину бурих ґрунтів).

Буроземи кислі наділені відмінними лісорослинними властивостями, які можуть обмежуватися лише неглибоким заляганням плити корінних порід (вище від 60 – 70 см) та значною щербенистістю. Тому бурі ґрунти обов'язково поділяють на відміни (розряди) за глибиною скельної породи і за щербенистістю. У Карпатах на буроземах кислих зростає ліс найвищого бонітету — 1а (до 40 м заввишки), який знижується лише в приполонинській зоні. Відмінно почувуються на цих ґрунтах і місцеві лучні фітоценози, якщо природний травостій у них не пошкоджений господарською діяльністю. Дуже кислу реакцію витримують не лише злаки, а й місцевий вид конюшини червоної. Однак трави дуже позитивно реагують на внесення гною, азотних, фосфорних і кальцієвмісних добрив. У разі ненормованого випасання травостій замінюється малопродуктивними вида-

ми, зокрема, білоусом на високогірних полонинах, які слугують літніми пасовищами.

На буроземах теплої зони вирощують виноградну лозу, сади, проте для зернових культур вони є малопродатними. У прохолодній зоні на них добре росте картопля (основна польова культура прохолодного поясу Карпат).

Дерново-буроземні ґрунти є більш родючими щодо сільськогосподарських культур. Вони краще забезпечені азотом, а їх підґрунтя нерідко збагачене ще й кальцієм. Однак помірні дози добрив тут, як і на інших ґрунтах, завжди є бажаними.

Розорані буроземи на крутосхилах сильно вражені ерозією, через що тут традиційно практикується перелогова система землеробства, яка після кількох років вирощування картоплі передбачає залужування поля багаторічними травосумішками. Велике агрономічне значення на орних варіантах буроземів має ступінь щebenистості та кам'янистості, оскільки вони утруднюють їх обробіток. Градація розорюваних ґрунтів за цими показниками має бути іншою, ніж для лісу, адже обробітку ґрунту заважає навіть незначна щebenистість.

Буроземи слабконенасичені мають гірші (іноді набагато) лісорослинні властивості, немалою мірою зумовлені дефіцитом вологи в них у другій половині літа. Так, у Кримському середньогір'ї бук має другий клас бонітету, а в теплому і дуже теплому — навіть третій і четвертий. Те саме спостерігається і в Закавказзі. Помітно погіршується водозабезпеченість на сильнощebenистих розрядах цих буроземів, особливо в разі неглибокого залягання скельної породи.

За цих умов помірної зволоженості тип рослинності вже може визначати тип ґрунтогенезу (подібно до того, як рослинність впливає на ґрунтогенез у Лісостепу). З цієї причини не дивно, що в гірсько-лущному поясі Кримських гір (на літніх пасовищах — у Кримській яйлі) панує *дерновий процес*. Тут формуються знамениті *гірсько-лущні ґрунти* чорноземоподібного габітусу — так їх вперше назвав Н.А. Богословський (1897), які пізніше здобули назву ґрунти під альпійськими трав'янистими фітоценозами. Встановлено, що вище від гірської лінії лісу можуть формуватися різні типи ґрунтів — буроземи кислі (в Карпатах, Альпах, на головному хребті Кавкасіоні), каштанові сухостепові (в горах Дагестану), дернові мерзлотні ґрунти (на межі з нівальним поясом) і навіть дерново-підзолисті ґрунти (що є проблематичним).

У Кримських горах класичне землеробство на буроземах не практикується. Популярним способом господарювання тут стає заснування приватних садіб з поливними культурами, хоча в Туреччині на Анатолійському нагір'ї з його рівнинністю сільське господарство розвинене саме на буроземах.

14.3. Буроземи з текстурним горизонтом

Ці ґрунти формуються в Українських Карпатах на м'яких формах рельєфу — Закарпатського передгір'я (тепла зона), повздовжньої долини між Вулканічним і Полонинським хребтами (Перечин — Свалява — Довге), простягаються неширокою нерівною смугою в найвищій пригірській частині Передкарпатської височини (400 – 550 м н.р.м), спускаючись тут до річкових заплав з рівнем близько 350 м (Косів — Делятин — Долина — Болехів, високий вододіл між річками Бистрицею Солотвинською та Ломницею) — помірно тепла та прохолодна зони. Їх характерною рисою є яскраво виражена текстурна диференціація профілю на верхню частину ($H = A$) — буроземоподібну, пухку — до 45 – 50 см; і нижню (суто текстурний горизонт $HPmt = B$) до 200 – 270 см — щільну, в'язку, призмоподібну з яскравим коричнювато-вохристо-бурим забарвленням, мармуризовану (білясті плями, потяжини, розводи) з колоїдним лакуванням поверхні структурних призм. Щільний горизонт і порода містять на 30 – 50 % більше мулу, ніж горизонт $H (A)$, створюючи цим враження про його значну елювіюваність, посилене даними співвідношення SiO_2 і R_2O_3 і валового вмісту Fe_2O_3 (табл. 14.1).

Однак ілювіюваність горизонту порівняно з породою виражена слабо і відмічається аж на глибині 170 – 230 см, а не на звичній (60 – 70 см) глибині максимальної об'ємної маси, має й інші найяскравіші морфологічні ознаки цього горизонту. Взагалі ілювіюваність у цих ґрунтах майже не діагностується, тим більше, що й горизонт A за всіма показниками є адекватним буроземі типовому. Отже, є всі підстави для запровадження поняття про текстурну (а не елювіально-ілювіальну — хоча певна її участь і має місце) диференціацію, за якої провідним процесом утворення горизонту $HPmt (B)$ є метаморфізація.

Буроземи з текстурним горизонтом формуються на різних породах — на лесоподібних суглинках (нерідко потужних) і давніх алювіально-делювіальних відкладах, підстелених моласами (фр. *molasse* — м'який): уламкові відклади передгірських і міжгірських западин, утворювані за рахунок розмиву гір, що здійснюються — на ранніх етапах морські, а пізніше — лагунові та континентальні) та неогеновою (пліоцен) червоноколірною корою вивітрювання (Закарпаття).

Генезис текстурної диференціації профілю буроземних ґрунтів є ще гіпотетичним: лесиваж (знемулення верхньої частини ґрунту); метаморфізація (оглинювання нижньої частини); $E - I$ -вертикальний перерозподіл колоїдів за класичною схемою підзолистого процесу; реліктова диференціація.

Таблиця 14.1. Характеристика буроземів кислих холодного поясу Карпат (Полупан М.І., 1979)

| Показник | | <i>Hd</i> | <i>H</i> | <i>Hp</i> | <i>HP</i> |
|---|---|-----------|----------|-----------|-----------|
| Глибина відбору зразків, см | | 4 – 10 | 13 – 22 | 30 – 40 | 50 – 60 |
| рН водний | | 4,3 | 4,6 | 4,9 | 5,3 |
| Обмінно-увібрані катиони, мг-екв/100 г ґрунту | Ca ⁺⁺ | 3,3 | 5,2 | 4,0 | 5,0 |
| | Mg ⁺⁺ | 0,5 | 0,6 | 2,0 | 1,0 |
| | H ⁺ | 10,6 | 9,3 | 6,1 | 4,2 |
| Ємність поглинання, мг-екв/100 г ґрунту | | 26,2 | ? | 12,8 | 8,5 |
| Ненасиченість Са та Mg, % | | 84 | » | 60 | 30 |
| Гранулометричний склад, % фракцій на абсолютно суху наважку | 1 – 0,25 мм | 2,53 | 1,44 | 1,40 | 3,75 |
| | 0,25 – 0,05 | 32,17 | 30,81 | 31,27 | 33,78 |
| | 0,05 – 0,01 | 37,45 | 21,45 | 21,42 | 22,50 |
| | 0,01 – 0,005 | 8,10 | 12,70 | 12,10 | 10,90 |
| | 0,005 – 0,001 | 9,65 | 16,85 | 16,31 | 14,64 |
| | <0,001 | 10,10 | 16,75 | 17,50 | 14,43 |
| | Сума <0,01 | 27,85 | 46,30 | 45,91 | 39,97 |
| Валовий хімічний склад ґрунту, % оксидів на прожарену наважку | SiO ₂ | 72,99 | 71,98 | 71,87 | 70,13 |
| | Fe ₂ O ₃ | 5,79 | 5,80 | 5,98 | 6,21 |
| | Al ₂ O ₃ | 14,82 | 15,17 | 15,32 | 16,71 |
| | CaO | 0,79 | 0,81 | 0,61 | 0,67 |
| | MgO | 1,67 | 2,10 | 2,00 | 2,20 |
| | Na ₂ O | 1,21 | 1,25 | 1,29 | 1,21 |
| | K ₂ O | 2,09 | 2,25 | 2,37 | 2,28 |
| | MnO | 0,07 | 0,05 | 0,06 | 0,07 |
| | P ₂ O ₅ | 0,20 | 0,18 | 0,12 | 0,09 |
| | SiO ₂ | 0,38 | 0,32 | 0,27 | 0,23 |
| | SiO ₂ : R ₂ O ₃ | 6,27 | 6,06 | 5,99 | 5,76 |
| SiO ₂ : Fe ₂ O ₃ | 33,78 | 33,34 | 32,38 | 29,98 | |
| SiO ₂ : Al ₂ O ₃ | 8,39 | 8,05 | 7,99 | 7,13 | |
| Валовий хімічний склад мулу, % оксидів на прожарену наважку | SiO ₂ | 49,85 | ? | 45,42 | 45,31 |
| | Fe ₂ O ₃ | 11,97 | » | 17,,20 | 15,85 |
| | Al ₂ O ₃ | 30,07 | » | 28,40 | 29,81 |
| | CaO | 0,21 | » | 0,24 | 0,30 |
| | MgO | 2,43 | » | 2,89 | 3,30 |
| | Na ₂ O | 0,29 | » | 0,19 | 0,21 |
| | K ₂ O | 4,41 | » | 3,83 | 4,20 |
| | SiO ₂ : R ₂ O ₃ | 2,14 | » | 1,91 | 1,88 |
| | SiO ₂ : Fe ₂ O ₃ | 11,03 | » | 7,08 | 7,63 |
| | SiO ₂ : Al ₂ O ₃ | 2,76 | » | 2,72 | 2,59 |

Крім буроземів з текстурним горизонтом, двочленна диференціація профілю притаманна також опідзоленим ґрунтам Лісостепу, дерново-пальово-підзолистим ґрунтам, навіть підзолистим (суглинковим) ґрунтам, що залягають у північній тайзі (Росія) та в Лісотундрі. В останньому випадку профіль класичного підзолу (з припідстилковим *E*-горизонтом) є лише коротким (20 – 30 см) субпрофілем, сформованим у верхній пухкій частині двочленного профілю, що, зокрема, свідчить про давню, а не сучасну текстурну диференціацію.

У текстурному горизонті різко (у три-шість разів) наростає вміст обмінних Са і Mg (у породі їх ще більше). Це не спостерігається в буроземах типових і, можливо, саме обмінні Са і Mg є головним чинником формування цього горизонту за рахунок осадження вмих зверху колоїдів.

Глибока товща суглинково-глинистих відкладів, на яких сформувалися буроземи текстурно диференційованих, і грубезний метаморфічний горизонт загальмовують своєчасну фільтрацією атмосферних опадів (ГТК, за Селяниновим, тут 1,3 – 2,0), через що ці ґрунти періодично перезволожуються. Мінімальною і надзвичайно низькою фільтрацією води (близько 0,006 мм/хв) вирізняються шари на глибині 1,5 – 2,0 м. Тут, у зоні стабільної вологості, в розріджених шпарах у дощові періоди починає формуватися верховодка, яка потім охоплює увесь метаморфізований горизонт. Верховодка надовго (1 – 2,5 міс) заповнює всі щілини і ходи коріння, часом підтоплює і верхній пухкий горизонт. У теплий період це ініціює глеєутворення — зазвичай локальне, вздовж коріння, а порода і нижня частина горизонту *B* залишаються при цьому не оглеєними. Таким чином, у цих ґрунтах відбувається «вісяче» оглеєння, спричинене перезволоженням текстурного горизонту водами атмосферних опадів. У другій половині літа верховодка зникає і ґрунт провітрюється. Мобілізовані під час оглеєння гідроксиди заліза і марганцю мігрують у точкові зони концентрації — зони життєдіяльності залізобактерій, з яких у найвищій частині горизонту *HP (B)* і на межі з горизонтом *H (A)* утворюються дрібні бобовини.

Оглеєні потяжини (фугляри вздовж коріння), втративши гідроксиди заліза, набувають білястого забарвлення. Максимального вираження процес відбілювання набуває на межі товщ — *A* і *B*. Білясті клини розсікають верхню частину горизонту *B* на окремі призми, розширені донизу. Уздовж вертикальних щілин поміж призмами проникає грубе коріння дерев, яке сягає глибини неоглеєних горизонтів (2 – 3 м), де воно густо розгалужується по щілинах, знаходячи в колоїдних кірочках елементи живлення. «Вісяче» оглеєння є екологічно несприятливою зоною для коріння. Це переконує в тому, що елювіюваність горизонту *A* визначається *глеєво-елювіальним* процесом.

Буроземи з текстурним горизонтом поділяють на глеюваті і глеєві види (за кліматично-термічними властивостями та ступенем розвитку в них поверхневого «вісячого» оглеєння). Буроземи глеюваті залягають головним чином у Закарпатті, а глеєві — в більш зволоженому Передкарпатті. У поверхнево-глейових видах над щільним горизонтом формується і незначний за грубизною елювіальний горизонт палево-білястого кольору.

Явна текстурна диференціація профілю в поєднанні з частковим формуванням елювію давала підстави для діагностики в цих ґрунтах типового підзолистого процесу, через що в літературі їх досі традиційно називають буроземно-підзолистими поверхнево-оглеєними (чи підзо-

листо-буроземними) ґрунтами. Такі назви поширені серед користувачів ґрунтової інформації (в томі числі ґрунтово-картографічної), незважаючи на те, що поєднання буроземогенезу та опідзолювання не підлягають логічному поєднанню. Незважаючи на те, що в обох випадках має місце кислотний гідроліз (протоліз), елювіованість (відбілювання) все ж зумовлюється зовсім іншим — глеєво-елювіальним процесом, про що нагадує назва — поверхнево-оглеєні ґрунти.

Буроземи текстурно-диференційовані поверхнево-оглеєні характеризуються сильно кислою реакцією, великим вмістом обмінного алюмінію, сильною ненасиченістю верхнього пухкого горизонту основами, дуже малим вмістом рухомих фосфатів і достатнім — калію. Тобто їм притаманні ті самі ознаки, що й буроземам типовим. Проте родючість їх порівняно з останніми знижена, що пояснюється внутрішньопрофільним оглеєнням та низьким вмістом азоту.

У Закарпатті ці ґрунти використовуються головним чином під виноградники. Перед їх закладанням ґрунт глибоко (на 70 – 80 см) розпушують плантажем для поліпшення аерації та внутрішньоґрунтового бокового стоку води з положистих схилів та схилів значної крутизни.

14.4. Буроземно-підзолисті поверхнево-глеєві ґрунти

Розглядаються як подальший етап генези текстурно диференційованих ґрунтів буроземно-лісової зони, діагностований за максимальним проявом у них оглеєння, спричиненого поверхневим зволоженням (*глеєво-елювіальних* процесів). Ці ґрунти вкривають вододіли і високі річкові тераси Передкарпатської височини в межах 300 – 400 м над рівнем моря. Їх східна межа є й східною лінією карпатської буроземно-лісової зони.

Територія Передкарпатської височини є сильнозволоженою — ГТК, за Селяниновим, тут більше ніж 1,8. Значне зменшення схилів та велика товща лесоподібних суглинків з похованими ґрунтами погіршують дренажність цього регіону. Верхній фосильний ґрунт тут відповідає рис-вюрмському міжльодовиковому періоді (прилуцький, вітачевський ритми) і є аналогом сучасного текстурно диференційованого поверхнево-оглеєного ґрунту (в ньому ще більш ущільненим є В-горизонтом), а глибше похований ґрунт (прилуцький, кайдакський) має злитоглинистий (мулисто-глеєвий) профіль грубизною близько 110 см.

Погіршення водопроникності і поверхневого стоку зумовлює посилення обводнення ґрунту рано навесні і в дощовий період у червні. При цьому верховодка сягає гумусового горизонту (в тому числі орного шару). Глеє-елювіальне відбілювання формує чітко виражений елювіальний горизонт білястого кольору. Деяка білявість охоплює й гумусовий горизонт. Пухкий горизонт (А) і верхівка В-горизонту переповнені Fe – Mn бобовинами, в яких зосереджується більше від половини вільних гідроксидів заліза. Їх конкреції становлять близько

6 % маси *H*-горизонту і до 11 % — елювіального. Це дає підстави діагностувати тут *глесо-конкреційно-елювіальний процес*. Величина співвідношення в конкреціях $Fe_2O_3 : MnO$ свідчить про ступінь елювіюваності пухких горизонтів. При сильній елювіюваності в *E*-горизонті такі значення становлять 50 – 60, зменшуючись з глибиною (в горизонті *B* на 50 – 60 см — до 5 – 7). За грубизною білястою елювію ці ґрунти поділяють на слабо-, середньо-, сильноелювіювані (слабко-, середньо- і сильнопідзолисті — за старою номенклатурою). Основні показники описаних ґрунтів наведено в табл. 14.2.

Таблиця 14.2. Характеристика буроземно-підзолистих кислих поверхнево-оглесених ґрунтів на делювіальних суглинках Карпат (Полупан М.І., 1979)

| Показник | | <i>Hd(e)</i> | <i>He(gl)</i> | <i>He(gl)</i> | <i>Pmiglh</i> | <i>Pmigl</i> | <i>Pmi(gl)</i> | <i>Pm(gl)</i> |
|---|--|--------------|---------------|---------------|---------------|--------------|----------------|---------------|
| Глибина відбору зразків, см | | 0–3 | 16–20 | 30–40 | 65–75 | 100–110 | 170–180 | 220–230 |
| рН водний | | 4,18 | 4,70 | 5,14 | ? | 5,50 | 5,86 | 5,95 |
| Рухомий Al, мг/100 г ґрунту | | 25,0 | 32,5 | 28,1 | 28,1 | 11,2 | 8,0 | 5,0 |
| Обмінно-увібрані катіони, мг-екв/100 г ґрунту | Ca ⁺⁺ | 4,0 | 4,0 | 5,1 | 10,0 | 12,0 | 20,4 | 20,0 |
| | Mg ⁺⁺ | 2,0 | 2,0 | 1,0 | 2,0 | 2,0 | 4,8 | 6,0 |
| | H ⁺ | 9,1 | 4,3 | 3,7 | 4,2 | 2,1 | 1,2 | 1,0 |
| | СКО | 17,8 | 8,2 | 7,0 | 16,2 | 18,2 | 26,0 | 25,3 |
| Ненасиченість Ca та Mg, % | | 66,0 | 27 | 15 | 26 | 28 | 3,2 | 1,2 |
| Гранулометричний склад, % фракцій на абсолютно суху наважку | 1–0,25 мм | 0,36 | 0,38 | 0,74 | 0,50 | 1,94 | 0,22 | 0,31 |
| | 0,25–0,05 | 18,84 | 10,47 | 9,26 | 11,85 | 7,46 | 10,58 | 8,69 |
| | 0,05–0,01 | 40,80 | 51,60 | 51,10 | 45,25 | 45,05 | 37,85 | 40,70 |
| | 0,01–0,005 | 9,00 | 9,65 | 9,65 | 7,15 | 8,00 | 7,45 | 7,05 |
| | 0,005–0,001 | 11,60 | 12,50 | 12,55 | 12,65 | 13,40 | 9,65 | 10,25 |
| | <0,001 | 19,40 | 15,40 | 16,70 | 22,60 | 24,15 | 34,25 | 33,00 |
| Сума <0,01 | | 40,00 | 37,55 | 38,90 | 42,40 | 45,55 | 51,35 | 50,30 |
| Валовий хімічний склад ґрунту, % оксидів на прожарену наважку | SiO ₂ | 81,46 | 81,85 | 80,51 | 77,06 | 77,84 | 72,97 | 74,21 |
| | Fe ₂ O ₃ | 3,25 | 3,35 | 3,53 | 5,15 | 4,76 | 5,72 | 5,49 |
| | Al ₂ O ₃ | 11,27 | 11,06 | 12,22 | 12,54 | 13,33 | 16,27 | 15,37 |
| | CaO | 0,73 | 0,59 | 0,58 | 0,66 | 0,66 | 0,89 | 0,81 |
| | MgO | 0,99 | 0,62 | 0,75 | 0,97 | 0,60 | 0,93 | 0,88 |
| | Na ₂ O | 1,02 | 0,98 | 1,04 | 1,09 | 0,82 | 0,94 | 0,98 |
| | MnO | 0,10 | 0,11 | 0,10 | 0,08 | 0,09 | 0,13 | 0,10 |
| | SiO ₂ :R ₂ O ₃ | 10,44 | 10,57 | 9,32 | 8,28 | 7,96 | 6,24 | 6,68 |
| | SiO ₂ :Fe ₂ O ₃ | 67,90 | 64,95 | 61,00 | 52,62 | 43,23 | 33,78 | 36,38 |
| SiO ₂ :Al ₂ O ₃ | 12,35 | 12,63 | 11,18 | 10,44 | 9,75 | 7,65 | 8,19 | |
| Валовий хімічний склад мулу, % оксидів на прожарену наважку | SiO ₂ | 52,31 | 51,54 | ? | 52,72 | 53,47 | 53,67 | 54,90 |
| | Fe ₂ O ₃ | 12,20 | 11,50 | » | 13,44 | 12,54 | 12,53 | 11,59 |
| | Al ₂ O ₃ | 28,61 | 28,72 | » | 24,68 | 26,72 | 26,85 | 27,19 |
| | CaO | 0,46 | 0,48 | » | 0,47 | 0,43 | 0,55 | 0,42 |
| | MgO | 2,45 | 2,44 | » | 2,43 | 2,22 | 2,34 | 2,26 |
| | SiO ₂ :R ₂ O ₃ | 2,45 | 2,43 | » | 2,70 | 2,62 | 2,64 | 2,70 |
| | SiO ₂ :Fe ₂ O ₃ | 11,47 | 11,93 | » | 10,46 | 11,42 | 10,70 | 12,71 |
| | SiO ₂ :Al ₂ O ₃ | 3,11 | 3,05 | » | 3,63 | 3,40 | 3,20 | 3,42 |

Посилення оглеєння різко знижує родючість цих ґрунтів. Тому обов'язковим заходом їх окультурювання є закладання гончарного дренажу. Тепер ґрунти Передкарпаття на більшій площі дреновані. При цьому у зв'язку з дуже слабкою фільтрацією В-горизонту дрени закладають з максимальною короткою міждренною відстанню — в межах 10 м. Водопроникність В-горизонту посилюють поперечним глибоким розпушуванням і щілюванням.

Бурувато-підзолисті поверхнево-глейові ґрунти характеризуються високою кислотністю, через що вони обов'язково підлягають вапнуванню. Корисним також є фосфоритування (О.М. Можейко, І.І. Назаренко), яке зв'язує рухомий алюміній. Систематично вносять підвищені дози гною і мінеральних туків, культивують конюшину. Дренування посилює в таких ґрунтах зональні процеси *буроземоутворення*, через що Н-горизонт набуває характерного бурувато-палевого забарвлення. Угноєння провапнованих ґрунтів призводить до їх збагачення гуматами кальцію. На таких дренованих та окультурених ґрунтах вирощують врожаї пшениці не менш як 35 – 40 ц/га, що у три-чотири рази більше, ніж на недренованому ґрунті.

Синонім *бурувато-підзолистих поверхнево-глейових* ґрунтів *дерново-підзолисті поверхнево-глейові* є невдалим, адже в цих ґрунтах не діагностуються риси дернового ґрунтогенезу як процесу накопичення збагачених азотом темноколірних гуматів Са. Тому остання назва є некоректною.

Проте ґрунти, які відповідають поняттю *дерново-підзолисті поверхнево-глейові*, є в Передкарпатті — в його північній частині на високій надзаплавній терасі, що не затоплюється в катастрофічні повені.

14.5. Буроземи оглеєні та глесво-елювіювані

У Закарпатті ці ґрунти займають Притисянську, а в Іршавській котловині — Боржавську низини, ідеально плоскі молоді надзаплавні тераси, рівень яких ніде не підіймається над річищами вище від 5 – 6 м. Їх поверхня є майже безстічною, поцяткованою сизим заболочуванням. Ґрунтогенез відбувається на давніх озерно-алювіальних слабкофільтруючих щільних глинах (зрідка — суглинках) з неглибокими (3 – 4 м) підґрунтовими водами.

Жовтувато-палеве забарвлення сухої ріллі тут одразу ж орієнтує фахівця на діагностику *буроземного ґрунтогенезу*, який формує характерний габітус буроземів теплого поясу. Поряд у передгір'ї і на острівних горах залягають саме вони, через що найменування «дернові ґрунти» на картах у такому разі є застарілим і помилковим. На переважній частині низини поверхневий шар цих ґрунтів формується під впливом сильного глес-елювіювання, набуваючи при цьому

білясто-світло-бурого забарвлення (в сухому стані) і сірувато-сізувато-бурого — у вологому.

Буроземи глее-елювійовані мають профіль, диференційований за текстурою і гранулометричним складом на дві частини. Верхня (гумусовий глеево-елювійований горизонт близько 40 см) — є важкосуглинковою, пухкою, з пористою статурою; нижня частина (*B*) і порода — глинисті з дуже щільною текстурою. Зрідка, коли ґрунти підстилаються супісками і мають середньосуглинковий гранулометричний склад, формується монотонний профіль типового бурого лісового кислого ґрунту (тобто достатня дренажність забезпечує утворення бурозему типового і на Притисянсько-Боржавській низині). Діагностичною ознакою, яка відрізняє такі ґрунти від буроземів типових є лише оглеєність та літогенетична специфіка (давньоалювіальні відклади) самої материнської породи.

Пухку верхню частину *буроземів глеево-елювійованих* в окремих видах поділяють на два горизонти — власне гумусовий горизонт і під ним глее-елювіальний, менш гумусований, горизонт — холодносізуватий у сирому стані і сірувато-білястий — у сухому. Обидва ці горизонти переповнені Fe – Mn бобовинами. У першому їх вміст становить близько 8 % (їх наявність тут маскується темним гумусовим забарвленням), у нижньому — до 12 % від маси горизонту. Такі ознаки свідчать про максимальний прояв у цих ґрунтах ґрунтів Карпатського регіону *глее-елювіально-конкреційного* процесу. Горизонт *B* їх профілю не має характерних ілювіально-метаморфічних рис, притаманних описаним вище ґрунтам передгір'їв і Передкарпатської височини. Специфічними його рисами є бурувато-сізувате з вохристими плямами забарвлення, відсутність мармуризації і кутан, глибиста структура, постійна оглеєність внизу і в породі (ґрунтовой глей), щільна статура і глинистий гранулометричний склад якої успадковуються ґрунтом.

Ці ґрунти мають слабку фільтраційну здатність. При рясних опадах та навесні відразу після зими та влітку (червень) весь профіль (навіть орний шар) перезволожується, а отже, оглеюється. Влітку в прогрітому (до 24 – 26 °C) ґрунті вже через день-два після його обводнення через поглинання його бактеріями різко падає вміст кисню, що й зумовлює тимчасове оглеєння, яке зберігається ще чотири-п'ять днів після сходу гравітаційної води, впродовж яких рослини потерпають від дефіциту кисню. Незважаючи на сезонно-спорадичний характер оглеєння, ці ґрунти підлягають обов'язковому дренаванню.

Таким чином, в усіх ґрунтах закарпатських низин панує буроземний ґрунтогенез. Так, груповий і фракційний склад гумусу однозначно не виходить за його межі. Ідентичним з передгірськими ґрунтами є й елементний склад мулу, а також притаманне буроземам забарвлення *H*-горизонту.

Однак ці ґрунти є менш кислими і більш насиченими основами, ніж зональні буроземи типові. Це зумовлено впливом підґрунтових вод гідрокарбонатного кальцієво-магнієвого складу. У материнській породі на глибині 150 – 180 см трапляються карбонатні конкреції. Підвищений вміст Са і Mg сприяє акумуляції гумусу та поживних речовин, зростанню біологічної активності ґрунтів. В освоєних ґрунтах бурхливо відбувається нітрифікація. У них міститься також велика кількість амінокислот. В орному шарі активність розкладу клітковини в кілька разів перевищує аналогічний показник у ґрунтах передгір'я. Все це свідчить про високу потенційну родючість ґрунтів, на яких при дренаванні отримують найвищу врожайність в Україні.

Отже, описані ґрунти сформувалися під впливом: зонального бурозомогенезу; підґрунтових гідрокарбонатно-кальцієво-магнезійних вод; екологічно несприятливого, різного за інтенсивністю глеево-елювіального процесу (знімається гончарним дренажем).

Закарпатська низина давно (багато сотень років) є районом інтенсивного землеробства, виноградарства, садівництва. Тут трапляються земельні ділянки, осушені гончарним дренажем понад 100 років тому. У таких ґрунтах посилюється бурозомогенез, супроводжуваний високою насиченістю ГВК основами. Вапнування ґрунтів, застосування інтенсивної органо-мінеральної системи удобрення, посів бобових багаторічних трав є неодмінними блоками екологізованої системи окультурювання цих ґрунтів.



Контрольні запитання і завдання

1. Які специфічні екологічні умови сприяють формуванню буроземів?
2. У чому полягають особливості генезису бурих ґрунтів, їх класифікація та історія вивчення?
3. Охарактеризуйте буроземи типові і з текстурним горизонтом (походження, окультурювання).
4. опишіть бурувато-підзолісті поверхнево-глееві ґрунти, їх походження, окультурювання.
5. Охарактеризуйте буроземи глеево-елювіальні, їх походження, окультурювання.

Розділ 15

ОПІДЗОЛЕНІ ТА РЕГРАДОВАНІ ГРУНТИ ЛІСОСТЕПУ

Опідзолені (сірі лісові) ґрунти є продуктом суто лісостепового ґрунтогенезу, повністю зумовленого екологічними особливостями ландшафтів Лісостепу, де безлісі (лучно-степові) території закономірно змінюються лісопокритими (як правило, листяними, під впливом яких і сформувалися опідзолені ґрунти). Реградовані ґрунти також приурочені до цих ландшафтів, але найчастіше вони трапляються серед орних земель.

15.1. Екологія, географія, гіпотези опідзолювання та реградації

Лісостепом називають територію, розташовану між змішаними лісами на півночі та степом на півдні. Лісостеп є зоною лучних степів і байрачних широколистяних лісів. У європейському Лісостепу (передусім в Україні) лучно-степові ділянки повністю розорано (залишилося 202 га «Михайлівської цілини» на Сумщині), багато лісів вирубано і на їх місці теж розташовано рілля.

Назва *Лісостеп* в європейській частині характеризує не стільки його сучасний стан, скільки походження — результат взаємних змін трав'янистої (степової та лучної) та дерев'янистої (лісової) рослинності. Тенденції в еволюції цих могутніх формацій визначалися їх власними властивостями, змінами клімату та інших ландшафто-творних умов, мезорельєфним впливом долинних ландшафтів, тенденційно зростаючим антропогенезом.

Такі взаємоперемінні зміни рослинних формацій спричинили певний вплив на ґрунтовий і сучасний фітоценотичний покрив як провідний ґрунтоутворювач Лісостепу. *Лісостеп*, як засвідчує сама назва, — це поняття не ґрунтового, а скоріше ландшафтно-географічне. Точно визначити планетарну площу Лісостепу, мабуть, досить важко. Це пов'язано з невизначеністю його меж на півдні зі степом. Деякі автори взагалі вважають Лісостеп перехідною зоною між лісом і степом. Але не все тут так очевидно, як здається на перший погляд. Існує не одна гіпотеза про походження лісостепового ландшафту та його віддзеркалення — сформованих тут ґрунтів. Вони не менш оригінальні за ландшафти Лісостепу. Його ґрунтовий покрив представлено кількома генеральними структурами, які чіт-

ко віддзеркалюють екологічні умови цілком певних типів місцевості. Крім того, вони мають не менш визначений, добре індивідуалізований агровиробничий тип. Лісостеп є ареалом поширення дуже різноманітних ґрунтів. Зональними в Лісостепу є: чорноземи типові, вилугувані, опідзолені, сірі лісові, реградовані, в тому числі еродовані ґрунти, що і формує тут переважаючий фон автоморфних ґрунтів на плакорах. На негативних елементах рельєфу зосереджені різноманітні гідрогаломорфні ґрунти. Є також піщані, щербеністі, карбонатні (на вапняках) та інші ґрунти.

На всіх ґрунтових, фізико-географічних, ландшафтних, екологічних, геоботанічних картах зміст поняття «Лісостепова зона» трактується фактично однозначно. Єдина розбіжність між фізико-географами та ґрунтознавцями полягає в її розмежуванні з сусідніми зонами — по північній та південній межі на крайньому південному сході України (територія Слобожанщини). Географи провели цю межу точно по правобережжю долини Сіверського Дінця, а ґрунтознавці дали на сході — по долині р. Оскіл, оскільки вододіл цих річок з типово лісостеповим за характером СІП. Тут панує чорнозем глибокий середньогумусний, а також такі суто лісостепові ґрунти, як чорноземи опідзолені, темно-сірі опідзолені та реградовані ґрунти, які нагадують про наявність тут у минулому на вододілах куди більших лісових масивів, ніж нинішні байрачні переліски.

За межами України *Лісостеп* простирається суцільною смугою із Заходу на Схід через Східноєвропейську (Русько-Українську) та Західно-Сибірську рівнину до Салаїрського кряжу. Далі на схід лісостепова зона втрачає свою монолітність і набуває острівного характеру посеред гірського рельєфу. Такі острови *Лісостепу* по міжгірських западинах та річкових долинах проникають аж до східного Забайкалля. Окремі острови опідзолених ґрунтів проникають за певних умов також до південної околиці дерново-підзолистої зони (Полісся), наприклад, вони є в Овручському (Житомирщина) та інших «лесових островах», на правобережжі р. Десна (від м. Чернігів до Новгород-Сіверського).

Опідзолені ґрунти за сукупністю морфогенетичних ознак і властивостей займають перехідне положення від дерново-підзолистих ґрунтів південно-широколистої зони до чорноземів. Порівняно з дерново-підзолистими опідзолені ґрунти є значно більш гумусованими. Ця ознака породжена *дерновим процесом*. Проте й ознаки, зумовлені *опідзолюванням*, виражені в них не менш явно, хоч і послаблено, аніж у дерново-підзолистих ґрунтах. Інтенсивність гумусоаккумуляції та ступінь опідзолювання разом зі слідами попередніх етапів ґрунтогенезу надають підстави для поділу ґрунтів Лісостепу на дві групи: сильноопідзолені ґрунти (сірі та світло-сірі); слабоопідзолені (темно-сірі ґрунти і чорноземи опідзолені).

Світло-сірі опідзолені ґрунти мають гумусово-елювіальний горизонт (HE) (в цілих він розташований нижче від горизонту лісової підстилки H_0 і його ґрубізна становить 9 – 8 см, а в освоєних сягає 25 – 28 см), світло-сірий з сивуватим нальотом від борошністої присипки аморфної крем'янки SiO_2 (ці ґрунти отримали свою назву завдяки забарвленню); нижче сформувався *E*-горизонт ґрубізною близько 17 см (до 25 – 35 см) — його білястий колір зумовлений тонкодисперсним кварцом та польовими шпатами; під ним оформився *I*-горизонт ґрубізною в 70 – 90 см — бурий, або темно-бурий, горіхувато-призматичний, щільний статурою та великою кількістю вмитих R_2O_3 .

Сірі опідзолені ґрунти не мають самостійно вираженого елювіального горизонту, зате в них виразнішим є гумусово-елювіальний горизонт (у цілих варіантах його ґрубізна сягає 20 – 25 см, а в освоєних — 28 – 35 см).

Слабкоопідзолені ґрунти Лісостепу мають два підтипи (темно-сірі опідзолені ґрунти і чорноземи опідзолені), генезис яких пов'язаний з двома етапами розвитку, чітко зафіксованими в їх ґрунтовому профілі — *опідзолювання змінилося степовим ґрунтогенезом*. Це знайшло своє відображення в класифікаційному розташуванні слабкоопідзолених ґрунтів між чорноземами типовими і сильноопідзоленими ґрунтами. Профіль цих ґрунтів помарковано гумусово-аккумулятивними процесами, зумовленими впливом трав'янистих фітоценозів, а також *E* – *I*-диференціацією, спричиненою лісовою формацією. Добра й глибока гумусованість, переритість кротовинами низів профілю свідчать про чорноземне ґрунтотворення під лучно-степовою рослинністю.

Темно-сірі опідзолені ґрунти мають добре гумусовану (до 57 – 67 см) верхню частину профілю, явно елювіювану зверху (*He* 32 – 37 см) та ілювіювану нижче (*HI* ґрубізною 25 – 37 см); з 57 – 67 см і до 95 – 155 см залягає *I*-горизонт.

Діагностичною ознакою всіх підтипів опідзолених ґрунтів (включаючи чорноземи опідзолені) є безкарбонатність їх профілю до породи включно, тобто лінія карбонатів в них знижена десь до 90 – 120 см. Різка лінія скипання від *HC* виразно виявляє перехід до породи, яка в цих ґрунтах здебільшого представлена лесоподібними суглинками (*Pk*).

Реградовані ґрунти в Лісостепу вперше було виявлено при великомасштабному обстеженні ґрунтового покриву цієї зони. Подальші ретельні дослідження показали, що вони відрізняються передусім карбонатністю нижньої частини ілювію за збереження загалом притаманного опідзоленим ґрунтам морфогенетичного габітусу профілю. Найчастіше вони поширені на розораних територіях і тяжіють до певних топопозицій — увалів, пагористих підвищень, схилів пів-

денних і західних експозицій, де леси підстилаються глинами, мергелями та подібними до них породами. Саме за таких геоекологічних умов складається особливий гідротермічний режим, який стимулює вторинне підтягування карбонатів кальцію в раніше сформовані ілювіальні горизонти. Це вказує на складний генезис реградованих ґрунтів, які пройшли не менше від трьох етапів у своєму розвитку, повністю прив'язаному до походження самого лісостепового ландшафту, що його так чітко віддзеркалюють ґрунтові та інші, не менш важливі компоненти. Водночас, як показують матеріали великомасштабної зйомки ґрунтів України (1957 – 1961) і сучасні дослідження, обширні масиви реградованих ґрунтів часто трапляються під корінними широколистяними лісами лісостепової зони, наприклад, на Черкащині (Уманський район).

Генезис вилугуваних, опідзолених чорноземів і всіх сірих лісових ґрунтів завжди цікавив дослідників і не тільки ґрунтознавців. І це не випадково, бо Лісостеп таїть немало загадок, пов'язаних з походженням як самих ґрунтів, так і окремих ґрунтоутворюючих — рельєфу, рослинності, проблематичних лесів, впливом антропогенезу тощо. Лісостепову проблематику досліджували В.В. Докучаєв, М.М. Сибірцев, С.І. Коржинський, В.І. Талієв, П.М. Крилов, В.Р. Вільямс, Г.М. Висоцький, Г.Е. Гросет, І.В. Тюрін, А.А. Завалішин, О.С. Фат'янов, О.А. Роде, В.А. Ковда, Г.С. Гринь, Б.П. Ахтирцев та ін.

В.В. Докучаєв вважав сірі лісові ґрунти прадавними лісовими ґрунтами. І немає сумнівів у тому, що, наприклад, світло-сірий ґрунт одразу почав формуватися під пологом широколистяних лісів на лесових карбонатних породах. Він встановив, що правобережжя річкових долин Лісостепу є рефугіумами (корінними осередками) лісової рослинності в плейстоцені. Ці ліси є корінними формаціями багаторічної дерев'янистої рослинності, під якими власне й сформувалися світло-сірі й сірі лісові (опідзолені) ґрунти.

С.І. Коржинський, провадячи геоботанічні, дослідження в Приураллі та Заволжі північної межі чорноземів, дійшов висновку, що весь ряд ґрунтів від чорноземів вилугуваних (не опідзолених) до сильноопідзоленого світло-сірого ґрунту сформувався внаслідок прогресуючого опідзолування, інакше природної *деградації* чорноземів при поселенні на них лісу. Наступ лісу на степ спричинюють більш значні потенції лісової формації порівняно зі степовими фітоценозами. Водночас він не заперечував і розвитку протилежних процесів — остепніння лісових ґрунтів. Пізніше цей процес назвали *реградацією* (реставрацією чорноземних ознак) опідзолених ґрунтів при зміні дерев'янистої формації на трав'янисту (Г.М. Висоцький і В.І. Талієв). Сам С.І. Коржинський причиною зникнення території вважав антропогенну діяльність. Його дослідження були синхронними експедиціям В.В. Докучаєва, який спочатку (1899) засумнівався в такому напрямку ґрунтоутворення, але після докладнішого

ознайомлення з аргументами в 1899 р. визнав, що зміни чорнозему під впливом лісу є не лише можливими, а й невідворотними. Однак він застеріг проти абсолютизації цієї гіпотези, заперечив її універсальність, виступав проти поширення її на всі ліси, розташовані поза зоною чорноземів. Це застереження корифея вітчизняного ґрунтознавства є дуже актуальним.

М.М. Сибірцев вважав гіпотезу С.І. Коржинського правильною. Її також підтримував П.А. Костичев, аргументуючи витіснення степів лісами тим, що цей процес відбувався завдяки накопиченню снігу по лісових галявинах, забезпечуючи глибоке зволоження ґрунту, а водночас і зростання лісу як вологолюбної формації на дрібноземистих ґрунтах з низькою фільтраційною здатністю.

У цілому теорію остепніння (*проградації*) лісових ґрунтів під впливом трав, які зайняли місце лісів, підтримував В.І. Таліев. Вирішальним чинником саме такої еволюції ландшафтів була антропогенна діяльність, тобто знищення лісів людиною. Саме цей момент став вирішальним при заселенні травами лісових територій та формуванні безлісних степових ландшафтів.

П.М. Крилов пізніше зауважив, що степи після знищення лісів дійсно просувалися на північ, особливо, якщо цьому сприяли певні кліматичні умови. Подібне остепніння зумовлювало реградацію опідзолених ґрунтів під потужним впливом інтенсивного БКґу степових трав'янистих фітоценозів.

В.Р. Вільямс розвивав близькі до цієї концепції положення, але він вважав, що зміна дерев'янистої формації лучними трав'янистими фітоценозами є природним процесом. Дерново-підзолисті ґрунти еволюціонують при цьому в сірі лісові ґрунти внаслідок активізації дернового процесу. Щоправда, він визнавав і значну роль людини в знелісненні сучасного Лісостепу.

В.А. Ковда акцентував увагу на приуроченості масивів опідзолених (сірих лісових) ґрунтів Європи та Західного Сибіру до обширних алювіальних рівнин, підкреслюючи цим гідроморфність перших стадій еволюції ґрунтів Лісостепу, які спочатку всі були гідроморфними, тобто лучними та лучно-чорноземними, а не типово-автоморфними чорноземними.

І.В. Тюрін показав, що різні сірі ґрунти пройшли різний шлях свого еволюційного розвитку: в одних випадках вони є первинними лісовими ґрунтами; в інших — деградованими (опідзоленими) чорноземами; або проградованими (реградованими) дерново-підзолистими ґрунтами тощо. Ці його висновки не викликають сумнівів, особливо, якщо зважити на той факт, що не лише в плейстоцені, а й у новітньому голоцені межа лісу та степу неодноразово змінювала своє положення, то піднімаючись на північ, то опускаючись на південь. Цей факт у палеогеографії і палеопедології сьогодні є незаперечним.

В умовах стаціонарних польових досліджень доведено, що ліс впливає на степовий ґрунтогенез по-різному. У Лісостепу та в північному Степу поселення лісу на чорноземах створює передумови для їх деградації. Цьому сприяє і промочування ґрунтової товщі. Підкислення ґрунтових розчинів сприяє зниженню лінії карбонатів, деґуміфікації тощо. І зовсім у протилежному напрямі діє ліс на чорноземі в підзоні південного степу: під його впливом у ґрунтах збільшується вміст гумусу, ГВК насичується Са та Mg, вище підіймається лінія карбонатів («скипання»). Показана роль широколистих дерев'янистих порід у ґрунтогенезі, які не тільки не спричинюють опідзолювання ґрунтів, але, навпаки, сприяють розвитку дернового процесу, тобто акумуляції гумусу, двовалентних основ та азоту в гумусовому горизонті. Узагальнюючи уявлення про генезис сірих лісових ґрунтів, можна сказати, що вони формуються під впливом таких ЕП: надходження органічних решток у ґрунт; гумусонакопичення та фітоакумуляція зольних речовин та азоту; вилуговування карбонатів і легкорозчинних солей; міграція гумусових речовин та продуктів розпаду мінералів у формі металоорганічних сполук (лесиваж, мабуть, найбільш суттєво впливає на формування *E – I*-горизонтів, поєднуючись з оглинюванням та іншими процесами різної інтенсивності залежно від конкретних ландшафтних умов).

Сучасна концепція походження сірих лісових ґрунтів враховує такі напрями лісового ґрунтогенезу:

- текстурна диференціація профілю і буроземні ознаки формуються лесиважем;
- утворення дернового горизонту забезпечується екологічним впливом лісу;
- кисла реакція є наслідком буроземогенезу;
- кислотний гідроліз є притаманним винятково процесу опідзолювання;
- *E – I*-диференціація профілю посилюється спорадичним, сезонним оглеєнням.

Резюмуючи погляди на опідзолювання та реградацію (генезис сірих лісових ґрунтів та походження лісостепового ландшафту), можна виділити дві точки зору: 1) про первинну самостійність сірих лісових ґрунтів, зумовлену самостійністю Лісостепу, яка виявляється в закономірному чергуванні лісових і лучно-степових фітоценозів — сірі лісові ґрунти завжди формувались на лесах під широколистими лісами; 2) сірі лісові ґрунти є перехідними стадіями еволюції чорноземів у дерново-підзолисті ґрунти, або ж, навпаки, дерново-підзолистих ґрунтів у чорноземі.

Отже, сірі лісові ґрунти є самостійним еколого-генетичним типом ґрунтів Лісостепу, який формується та еволюціонує тут під корінними лісами.

Фактом є сильне антропогенне переміщення на північ межі лісу та степу. Однак і фітомеліоративні наслідки степового лісонасадження теж є вражаючими — продовжується практична реалізація наукових наробок, започаткованих в Україні та Росії В.А. Графом і В.В. Докучаєвим з його соратниками по Особливій експедиції в Кам'яному степу та Великому Анатолі, а також піонерами степового лісорозведення в Україні Г.М. Висоцьким, Г.І. Танфильєвим та їх продовжувачами (А.Л. Бельгард, А.П. Травлєєв). Так було створено й дендропарк та заліснено еродовані чорноземи на землях ХНАУ (під керівництвом проф. Б.Ф. Остапенка за проектом Л.І. Кравченко; докладно обстежили ґрунто-підґрунтя цих яружно-балкових ландшафтів студенти ґрунтознавці ХНАУ ім. В.В. Докучаєва під керівництвом проф. Д.Г. Тихоненка).

15.2. Агрогенетична характеристика та ґрунтово-екологічні режими

Властивості та режими описуваних ґрунтів дуже тісно пов'язані з їх генезою. Першою впадає в очі чітка закономірність у розподілі механічних елементів по профілю. Порівняно з породою верхні горизонти збіднені мулистою фракцією (табл. 15.1 – 15.3). Такий розподіл мулу зумовлений сумісною дією опідзолювання та лесиважу, про що свідчать дані мікроморфології. Крім того, в І-горизонті фіксується також і вплив оглинювання. Верхні горизонти опідзолених ґрунтів збіднені півтораоксидами R_2O_3 та збагачені SiO_2 . Ця закономірність профільної зміни валового складу опідзолених ґрунтів свідчить про їхню помітну (передусім у світло-сірих видів) опідзоленість.

Зміна по профілю вмісту гумусу та азоту засвідчує більш інтенсивний прояв дернового процесу у темно-сірих ґрунтів і слабкий його розвиток у світло-сірих. Запаси гумусу найменші у світло-сірих ґрунтів і найбільші — у темно-сірих (100 – 300 т/га). Темно-сірі опідзолені ґрунти, які найближче стоять до чорноземів і суттєво відрізняються від сильно опідзолених ґрунтів, характеризуються поступовим зменшенням вниз по профілю вмісту гумусу (у сірих та світло-сірих ґрунтів цей спад з глибиною є дуже різким). Фаціальний розподіл гумусу в цих ґрунтах теж є неоднаковим — західна фація, %: світло-сірий ґрунт 1,5 – 3; сірий 3 – 4, темно-сірий 3,5 – 4; східна — відповідно 5; 6 – 8; 8 – 9.

У складі гумусових речовин найбільшою є фракція, зв'язана з кальцієм, хоча в сірих, а особливо у світло-сірих ґрунтах фульвати можуть переважати над гуматами в НЕ-горизонті, що зближує ці ґрунти з дерново-підзолистими.

Світло-сірі опідзолені ґрунти є кислими, ненасиченими основами (передусім Са), а ЕКО в НЕ-горизонті не перевищує 15 – 18 мг-екв/100 г ґрунту.

Таблиця 15.1. Характеристика світло-сірих опідзолених ґрунтів на лесах (Полупан М.І., 1979)

| Показник | | HE | Еh | I ₁ (h) | I ₂ | Fk |
|---|---|-------|-------|--------------------|----------------|---------|
| Глибина відбору зразків, см | | 2–12 | 22–33 | 41–51 | 85–95 | 140–150 |
| рН водний | | 5,1 | 4,8 | 4,8 | 4,8 | 7,4 |
| Обмінно-увібрані катіони, мг-екв/100 г ґрунту | Ca ⁺⁺ | 12,11 | 4,61 | 7,26 | 9,33 | 15,30 |
| | Ma ⁺⁺ | 3,79 | 2,10 | 3,23 | 4,23 | ? |
| | Na ⁺ | 0,26 | 0,27 | 0,31 | 0,43 | 0,76 |
| | K ⁺ | 0,36 | 0,21 | 0,31 | 0,38 | 0,33 |
| | Сума | 16,52 | 7,19 | 11,11 | 14,37 | 16,39 |
| Фізичні та водно-фізичні показники | | | | | | |
| Глибина відбору зразків, см | | 0–10 | 20–30 | 40–50 | 90–100 | 140–150 |
| Щільність, г/см ³ | | 1,35 | 1,47 | 1,43 | 1,48 | 1,54 |
| Питома маса, г/см ³ | | 2,61 | 2,64 | 2,68 | 2,69 | 2,70 |
| Загальна пористість, % | | 48,40 | 44,40 | 46,40 | 45,00 | 43,00 |
| Максимальна гігроскопічність, % | | 3,70 | 3,60 | 7,80 | 8,80 | 5,50 |
| Вологість в'янення, % | | 5,50 | 5,80 | 11,40 | 13,60 | 13,20 |
| Найменша вологоємність, % | | 20,20 | 18,90 | 19,50 | 20,20 | 19,80 |
| Діапазон активної вологи, мм | | 20,00 | 19,30 | 15,50 | 13,80 | 13,10 |
| Аерація при найменшій вологоємності, % | | 21,10 | 16,60 | 18,80 | 14,20 | 9,60 |
| Валовий хімічний склад ґрунту, % оксидів на прожарену наважку | SiO ₂ | 83,46 | 85,43 | 83,22 | 79,85 | 77,47 |
| | Fe ₂ O ₃ | 2,69 | 2,14 | 3,04 | 3,67 | 2,78 |
| | Al ₂ O ₃ | 7,74 | 7,37 | 8,81 | 9,45 | 8,54 |
| | CaO | 1,11 | 1,27 | 1,33 | 1,13 | 5,67 |
| | MgO | 0,89 | 1,25 | 1,58 | 1,48 | 2,11 |
| | Na ₂ O | 0,82 | 0,99 | 0,92 | 0,83 | 1,00 |
| | SiO ₂ :R ₂ O ₃ | 13,91 | 17,78 | 12,60 | 12,09 | 12,95 |
| Валовий хімічний склад мулу, % оксидів на прожарену наважку | SiO ₂ | 60,49 | 59,81 | 58,59 | 58,22 | 59,63 |
| | Fe ₂ O ₃ | 11,47 | 11,86 | 14,05 | 13,97 | 13,16 |
| | Al ₂ O ₃ | 19,78 | 19,20 | 20,27 | 20,91 | 20,10 |
| | CaO | 0,98 | 0,78 | 0,51 | 0,60 | 0,48 |
| | MgO | 2,48 | 3,87 | 2,87 | 2,56 | 3,30 |
| | Na ₂ O | 0,64 | 0,47 | 0,42 | 0,35 | 0,41 |
| | K ₂ O | 2,71 | 2,94 | 2,57 | 2,70 | 2,65 |
| SiO ₂ :R ₂ O ₃ | 3,78 | 3,80 | 3,40 | 3,32 | 3,56 | |

Сірі опідзолені ґрунти характеризуються майже тими самими параметрами, але величина ЄКО тут вища (18 – 30 мг-екв), кислотність менша, а основ — більше.

Темно-сірі опідзолені ґрунти мають значно кращі властивості: ЄКО до 35 мг-екв/100 г ґрунту, насиченість основами 80 – 90 %, слабкокисло реакцію, а Н_{гидр} коливається від 2 до 5 мг-екв/100 г ґрунту.

Розділ 15. Опідзолені та реградовані ґрунти Лісостепу

Таблиця 15.2. Характеристика сірих опідзолених ґрунтів на лесах (Полупан М.І., 1979)

| Показник | | HE | I ₁ (h) | I ₂ | I ₃ | PI | Pk | Pk |
|---|---|---|--------------------|----------------|----------------|---------|---------|---------|
| Глибина відбору зразків, см | | 10–20 | 30–40 | 65–75 | 95–105 | 125–135 | 170–180 | 210–220 |
| рН водний | | 4,5 | 4,8 | 4,3 | 4,4 | 4,5 | ? | ? |
| Обмінно-увібрані катіони, мг-екв/100 г ґрунту | Ca ⁺⁺ | 14,97 | 13,98 | 10,84 | 13,41 | 19,65 | « | « |
| | Mg ⁺⁺ | 4,00 | 1,55 | 6,89 | 3,57 | 4,91 | « | « |
| | Na ⁺ | 0,20 | 0,63 | 0,80 | 0,72 | 0,34 | « | « |
| | K ⁺ | 0,21 | 0,27 | 0,57 | 0,52 | 0,48 | « | « |
| | Сума | 19,98 | 16,43 | 19,10 | 18,22 | 16,38 | « | « |
| | H ⁺ | 3,52 | 2,23 | 3,34 | 2,99 | 2,47 | « | « |
| Ступінь насиченості основи, % | | 85 | 88 | 85 | 86 | 87 | « | « |
| Фізичні та водно-фізичні показники | | | | | | | | |
| Глибина відбору зразків, см | | 10–20 | 30–40 | 60–70 | 90–100 | 130–140 | 170–180 | 210–220 |
| Щільність, г/см ³ | | 1,37 | 1,46 | 1,46 | 1,46 | 1,49 | ? | ? |
| Питома маса, г/см ³ | | 2,66 | 2,72 | 2,70 | 2,72 | 2,71 | « | « |
| Загальна пористість, % | | 48,20 | 46,30 | 45,20 | 46,30 | 45,00 | « | « |
| Вологість в'янення, % | | 6,10 | 8,80 | 11,70 | 11,80 | 12,50 | « | « |
| Найменша вологоємність, % | | 24,00 | 23,30 | 24,10 | 24,50 | 25,10 | « | « |
| Діапазон активної вологи, мм | | 24,50 | 21,20 | 18,10 | 17,70 | 18,60 | « | « |
| Аерація за найменшої вологості, % | | 15,60 | 12,30 | 10,70 | 10,50 | 7,80 | « | « |
| Валовий хімічний склад ґрунту, % оксидів на прожарену наважку | SiO ₂ | 83,24 | 81,01 | 75,90 | ? | 77,09 | ? | 85,50 |
| | Fe ₂ O ₃ | 1,85 | 2,55 | 4,00 | « | 3,80 | « | 1,80 |
| | Al ₂ O ₃ | 7,42 | 9,05 | 11,55 | « | 10,90 | « | 5,92 |
| | CaO | 0,98 | 1,19 | 1,40 | « | 1,26 | « | 2,52 |
| | MgO | 0,59 | 0,56 | 0,84 | « | 0,97 | « | 0,40 |
| | Na ₂ O | 0,81 | 0,89 | 0,78 | « | 0,84 | « | 0,48 |
| | SiO ₂ :R ₂ O ₃ | 14,70 | 12,90 | 9,15 | « | 9,99 | « | 20,40 |
| Валовий хімічний склад мулу, % оксидів на прожарену наважку | SiO ₂ | 53,89 | 53,13 | 55,15 | ? | 52,80 | ? | 55,31 |
| | Fe ₂ O ₃ | 7,65 | 8,30 | 10,27 | « | 9,83 | « | 9,15 |
| | Al ₂ O ₃ | 18,07 | 19,00 | 19,98 | « | 20,52 | « | 20,64 |
| | CaO | 0,14 | 0,20 | 0,13 | « | 0,13 | « | 0,28 |
| | MgO | 1,82 | 1,78 | 1,73 | « | 1,73 | « | 1,46 |
| | Na ₂ O | 0,16 | 0,16 | 0,16 | « | 0,16 | « | 0,16 |
| | K ₂ O | 2,64 | 2,70 | 2,50 | « | 2,62 | « | 2,35 |
| | | SiO ₂ :R ₂ O ₃ | 4,01 | 3,72 | 2,62 | « | 3,36 | « |

Фізичні властивості сірих опідзолених ґрунтів, як правило, несприятливі — вони ущільнені, особливо в I-горизонті (1,55 – 1,65 г/см³). Найменшу щільність мають темно-сірі ґрунти, що пояснюється їхньою високою гумусованістю та доброю структурністю. Оранка цих ґрунтів (особливо світло-сірих і сірих) призводить до знеструктурування верхнього шару, вони запливають і утворюють кірку. Стан стиглості в них настає завжди пізніше порівняно з чорноземами, які розташовані поряд в умовах того самого господарства.

Частина II. Географія, екологія, генезис, еволюція, систематика ... ґрунтів

Таблиця 15.3. Характеристика темно-сірих опідзолених ґрунтів на лесах (Полупан М.І., 1979)

| Показник | | He | He | HI | I | PI | Pk |
|---|---|-------|-------|-------|-------|---------|--------------|
| Глибина відбору зразків, см | | 2–12 | 13–22 | 40–50 | 69–79 | 110–120 | 130–140 |
| рН водний | | 7,0 | 6,8 | 7,2 | 7,2 | 7,0 | 7,8 |
| рН сольовий | | 6,3 | 6,3 | 5,5 | 5,8 | 5,8 | ? |
| Обмінно-увібрані катіони, мг-екв/100 г ґрунту | Ca ⁺⁺ | 23,55 | 18,96 | 20,42 | 17,46 | 22,77 | « |
| | Ma ⁺⁺ | 6,60 | 4,80 | 3,40 | 6,60 | 3,00 | « |
| | Na ⁺ | 0,18 | 0,16 | 0,22 | 0,23 | 0,27 | « |
| | K ⁺ | 0,99 | 0,77 | 0,74 | 0,61 | 0,61 | « |
| | Сума | 31,52 | 24,63 | 24,78 | 24,90 | 26,65 | « |
| Н ⁺ | | 3,87 | 2,72 | 2,91 | 1,82 | 1,82 | « |
| Ступінь насиченості основаними, % | | 89,00 | 91,00 | 90,50 | 93,00 | 90,31 | « |
| Фізичні та водно-фізичні показники | | | | | | | |
| Щільність, г/см ³ | | 1,07 | 1,23 | 1,35 | 1,47 | 1,56 | Не визначено |
| Питома маса, г/см ³ | | 2,63 | 2,65 | 2,64 | 2,68 | 2,69 | « |
| Загальна пористість, % | | 59,30 | 55,60 | 48,70 | 45,10 | 42,00 | « |
| Максимальна гігроскопічність, % | | 9,90 | 8,70 | 9,73 | 9,70 | 10,26 | « |
| Вологість в'янення, % | | 13,27 | 11,67 | 13,04 | 12,99 | 13,75 | « |
| Найменша вологоємність, % | | 28,83 | 25,53 | 23,49 | 23,32 | 20,95 | « |
| Гранулометричний склад, % фракцій на абсолютну суху безкарбонатну наважку | 1–0,25 | 1,41 | 1,40 | 0,63 | 3,24 | 1,52 | 0,82 |
| | 0,25–0,05 | 10,07 | 8,30 | 8,16 | 2,22 | 1,33 | 2,02 |
| | 0,05–0,01 | 35,46 | 38,44 | 34,89 | 31,80 | 34,49 | 29,87 |
| | 0,01–0,005 | 11,63 | 9,68 | 10,40 | 15,79 | 12,78 | 14,43 |
| | 0,005–0,001 | 11,75 | 10,66 | 13,26 | 7,20 | 11,45 | 7,01 |
| | <0,001 | 29,68 | 31,52 | 32,66 | 39,75 | 38,43 | 45,84 |
| Сума <0,01 | | 53,04 | 51,86 | 56,32 | 62,74 | 62,66 | 67,28 |
| Валовий хімічний склад ґрунту, % оксидів на прожарену наважку | SiO ₂ | 79,10 | 78,90 | 77,46 | 76,99 | 75,68 | 73,64 |
| | Fe ₂ O ₃ | 3,45 | 4,30 | 4,52 | 4,78 | 4,83 | 4,71 |
| | Al ₂ O ₃ | 9,91 | 11,80 | 11,75 | 11,71 | 11,70 | 11,56 |
| | CaO | 1,34 | 1,40 | 1,17 | 1,02 | 1,18 | 8,58 |
| | MgO | 1,07 | 0,90 | 1,15 | 1,56 | 1,36 | 1,95 |
| | Na ₂ O | 0,98 | 0,80 | 0,92 | 0,96 | 0,94 | 0,92 |
| | K ₂ O | 2,29 | 2,00 | 1,91 | 2,49 | 2,37 | 2,28 |
| SiO ₂ :R ₂ O ₃ | | 9,60 | 9,20 | 8,50 | 8,30 | 8,10 | 8,30 |
| Валовий хімічний склад мулу, % оксидів на прожарену наважку | SiO ₂ | 55,90 | 55,30 | 56,40 | 55,30 | 56,40 | 57,80 |
| | Fe ₂ O ₃ | 9,90 | 10,20 | 10,60 | 11,40 | 10,50 | 10,20 |
| | Al ₂ O ₃ | 24,80 | 25,10 | 24,30 | 22,10 | 25,10 | 24,00 |
| | CaO | 2,50 | 2,40 | 2,10 | 2,10 | 2,30 | 1,50 |
| | MgO | 2,80 | 2,70 | 2,80 | 2,30 | 2,90 | 2,80 |
| | Na ₂ O | 0,20 | 0,20 | 0,20 | 0,20 | 0,20 | 0,30 |
| | K ₂ O | 3,40 | 3,30 | 3,10 | 2,60 | 2,70 | 2,80 |
| | SiO ₂ :R ₂ O ₃ | | 3,30 | 3,30 | 3,10 | 3,20 | 3,00 |

Тепловий режим сірих ґрунтів європейської частини в основному є сприятливим для вирощування сільськогосподарських культур. З квітня по грудень (а це досить довгий період) ці ґрунти мають позитивну температуру по всьому профілю. І лише з грудня (а то і з січня) вони починають промерзати (до 0,5 – 0,7 м). Але на початок польових робіт у квітні ці ґрунти вже повністю відтають. Інколи вони розтають серед зими, як це було, наприклад, взимку 1994/95 рр. З погляду агрономії це явище є негативним, бо гинуть озимі, конюшина тощо. Загалом сірі опідзолені ґрунти України, ЦЧО та Заволжя Росії відносять до помірно теплих промерзаючих фаціальних підтипів, що суттєво відрізняє їх від аналогічних ґрунтів Сибіру, де формуються такі фаціальні підтипи: помірно довго промерзаючі — Західний Сибір; помірно холодні довго промерзаючі — Середній Сибір; холодні довго промерзаючі — Забайкалля.

Снігу в цих краях мало, а промерзання глибоке, тому на початок польових робіт (травень) нижні горизонти ще зберігають негативні температури. Якщо врахувати, що тут спостерігаються пізньовесняні та ранньоосінні заморозки, то альтернативність теплового режиму сірих опідзолених ґрунтів Сибіру і більш східних регіонів стане очевидною. У Забайкаллі взагалі щорічне промерзання ґрунтів зникається з вічною мерзлотою.

Водний режим цих ґрунтів є періодично промивним, а в Українському лісостепу — промивним (найглибше промочуються сірі ґрунти в період сніготанення): чим більша товща снігу і чим меншим є поверхневий стік, тим більше промочування. Влітку витрати вологи охоплюють однометрову товщу ґрунту, через що велике значення мають літні опади, особливо для орного шару. І це, незважаючи на те, що однорічні сільськогосподарські культури використовують частину води і з другого метра, а такі багаторічні трави, як люцерна, — навіть з чотирьох метрів, а то й з глибших горизонтів.

Під лісом найбільша кількість води надходить навесні за рахунок снігу. За вегетаційний період ліс висушує ґрунто-підґрунтя до 4 – 5 м, а то й глибше. Тому в лісі періодично промивний режим спостерігається рідше, ніж на ріллі.

Поживний режим є найбільш оптимальним у темно-сірих ґрунтів за рахунок запасів гумусу та біогенних елементів. Вміст азоту (прямо пов'язаний зі ступенем гумусованості) становить, %: у світло-сірих — 0,1 – 0,25, у сірих — 0,15 – 0,3; у темно-сірих — 0,2 – 0,4. Валові запаси P_2O_5 багато в чому визначаються гранулометричним, мінералогічним складом, гумусованістю: вони завжди більші у темно-сірих ґрунтів за того самого гранулометричного складу. Окультуреність (внесення гною, мінеральних добрив, компостів, вапна тощо), як і реградація, сприяють підвищенню вмісту поживних речовин у цих ґрунтах.

15.3. Окультурювання, охорона, раціональне використання ґрунтів

Лісостеп є зоною інтенсивного землеробства і за ступенем сільськогосподарського використання посідає друге місце після чорноземно-степової зони. Його лісистість нині не перевищує 25 %, а решта площ зайнята сільськогосподарськими угіддями. На опідзолених і реградованих ґрунтах вирощують високі врожаї озимої та ярої пшениць, цукрових буряків, кукурудзи, соняшнику, картоплі, льону. На них прекрасно почуваються плодово-ягідні, деревні, чагарникові, квіткові, виноград та багато інших зональних культур. За ступенем опідзоленості ґрунти поділяють на агровиробничі групи: *сильноопідзолені* (світло-сірі та сірі ґрунти); *слабкоопідзолені* — темно-сірий опідзолений ґрунт та чорнозем опідзолений (належить до типу чорноземів, хоч територіально, безумовно, є ґрунтом Лісостепу).

У першій групі сірі ґрунти є кращими в агрономічному відношенні від світло-сірих, хоч їх об'єднує висока кислотність, ненасиченість основами, невисока трофність, несприятливі водно-фізичні властивості. Це диктує головний напрям підвищення їх родючості: окультурювання з допомогою екологічно орієнтованої системи агротехнологічних прийомів, спрямованих на створення глибокого родючого орного шару чи то культурного горизонту за умови систематичного внесення добрив як органічних, так і мінеральних у поєднанні з вапнуванням, травосіянням тощо. Вапнування в районах бурякосіяння може здійснюватися за рахунок застосування дефекаційної гряді. Вона містить, крім CaCO_3 , ще й N, P, K в кількостях, що є в гною (відповідно 0,5, 0,25, 0,6 %). Можна вносити мергель, крейду та інші дешевші за промислові місцеві вапнякові матеріали. Насамперед на цих ґрунтах слід ліквідувати дефіцит азоту, який тут завжди є чітко окресленим (низька нітрифікаційна здатність за різко вираженого вимивання нітратів). Також вносять фосфор, використовуючи недорогі важкорозчинні фосфоритне борошно $\text{Ca}_3(\text{PO}_4)_2$, томасів шлак $\text{Ca}_4\text{P}_2\text{O}_9 \cdot \text{CaSiO}_2$ тощо. Поглиблення орного шару найкраще застосовувати на темно-сірих опідзолених ґрунтах — тут за один прийом вдається поглибити його до 25 – 30 см.

Окультурювання істотно поліпшує агрономічні властивості опідзолених ґрунтів: знижує кислотність, підвищує ЄКО, насиченість основами (у тому числі Ca) і вміст доступних N, P, K, активізує біологічну діяльність, розширює співвідношення $C_{ГК} : C_{ФК}$, оптимізує водно-повітряний режим і фізико-механічні властивості. Дефіцит атмосферного зволоження компенсують затриманням снігу і талих вод, боротьбою з непродуктивним випаровуванням тощо. Однією з найважливіших ланок екологізованої системи окультурювання є протиерозійний захист цих ґрунтів.

Реградовані ґрунти мають менші величини кислотності, кращі умови для гуміфікації та закріплення (коагуляції) гумусу, а отже, й підвищену трофічність (більший запас N, P, K, Ca, S, мікроелементів), більшу насиченість ГВК кальцієм, поліпшені фізичні показники, посилену біологічну активність, а загалом вищу родючість, ніж опідзолені ґрунти, наближаючись до чорноземів.



Контрольні запитання і завдання

1. Яка географія опідзолених і реградованих ґрунтів? Як Ви розумієте термін «Лісостеп»? **2.** Назвіть дві групи опідзолених ґрунтів та їх фаціальні підтипи. **3.** Розкрийте сучасні погляди на генезис опідзолених і реградованих ґрунтів, опишіть їх профілі. **4.** Охарактеризуйте властивості та екологічні режими опідзолених і реградованих ґрунтів. **5.** Дайте аналіз поживного і водного режимів опідзолених ґрунтів та їх регулювання. **6.** Назвіть агротехнологічні прийоми окультурювання та підвищення родючості опідзолених і реградованих ґрунтів.

Розділ 16

ЧОРНОЗЕМИ ЛІСОСТЕПУ ТА СТЕПУ

16.1. Поширення та історія вивчення чорноземів

Чорноземні ґрунти поширені в межах Лісостепу та Степу, які через свою рівнинність утворюють єдиний широтно-зональний спектр ґрунтових типів помірного слабкоаридного ґрунтово-біокліматичного поясу. Чорноземна зона в межах цього спектра (лат. *spectrum* означає образ, який дає уявлення про весь комплект характеристик, притаманних певній системі, ландшафту тощо) простягається на 7000 км майже суцільною смугою з Центральної та Східної Європи в Азію. На Заході чорноземи трапляються в угорських степах (пуштах) на периферії Середньо-Дунайської низовини у підніжжя Карпат та Північно-Східних Альп. У Румунії та Північній Болгарії чорноземи звичайні поширені на Нижньо-Дунайській низовині. Чорноземи створюють основний ґрунтовий фон Молдови, від гирла Дунаю вони простягаються через Степи України на схід у Росію (Поволжя, Північний Кавказ, Західний Сибір), Північний Казахстан, знову в Росію аж до передгір'їв Алтаю. Далі на схід чорноземно-степова зона, як і Лісостеп, поширюється вже фрагментарно по окремих міжгірських котловинах до Забайкалля включно.

У Північній Америці на Великих рівнинах від 54° до 35° північної широти зона чорноземоподібних бруниземів і типових чорноземів у преріях має субмеридіональний напрямок, у межах якого чітко окресленим є перехід зі сходу на захід таких ґрунтів і фітоценозів: у східних штатах при 1000 мм і більше опадів за рік формуються під високотравними лучними преріями бруниземі, в типовій прерії — чорноземи з вмістом гумусу 3–5 %, а на заході і Північному Заході в субаридних умовах під низькотравними преріями — вже каштанові ґрунти. Прерії, як і стеги України, Молдови, Росії та Казахстану суцільно розорані і зайняті під посіви пшениці, кукурудзи тощо. В Південній Америці більша частина Аргентини та Уругваю зайнята пампасами, ландшафти яких нагадують лучні стеги України, Молдови, Росії — тут поширені чорноземоподібні ґрунти, які американські ґрунтознавці називають бруниземами. Всього на материках Північної Євразії та Північної Америки зосереджено 6260 млн га чорноземних ґрунтів, що становлять 1,7 % суші.

В Україні чорноземи є домінуючими в зоні Лісостепу ґрунтами, поряд з якими тут поширені також інші ґрунти: в Лісостепу — це опідзолені та реградовані ґрунти, напівгідроморфні лучно-чорно-

земні ґрунти, а також гідрогаломорфні ґрунти, які особливо широко представлені у Середньому Придніпров'ї, Західносибірській, Казахстанській провінціях тощо.

Чорноземна зона має надзвичайно велике сільськогосподарське значення взагалі і для України особливо. У цій зоні успішно вирощують найцінніші продовольчі культури, передусім озиму та яру пшениці, ячмінь, овес, горох, кукурудзу, квасолю, сою, олійні культури (соняшник, рапс, рицину), цукровий буряк, картоплю, овочеві, баштанні, лікарські культури, квіти, декоративні, плодово-ягідні, горіхоплідні, виноград та ін. Інтенсивно розвивається тут тваринництво, птахівництво, бджільництво. Усі чорноземи зазнали майже суцільного розорювання. Виняток становлять заповідники Український степовий («Михайлівська цілина» (202 га) в Сумській та «Хомутівський степ» у Донецькій областях), Луганський («Стрільцівський степ») та «Кам'яні могили» в Запорізькій області. У новозапроваджену Червону книгу ландшафтів і ґрунтів першими варто занести степи з унікальними чорноземами під різнотравно-ковиловими фітоценозами, які породили цей біосферний феномен.

Чорноземи входять до обширної групи трофічно багатих ізогумусових сіалітних темнозбарвлених гуматами Са нейтральних ґрунтів з глибоким текстурно недиференційованим профілем. Його будова схематично зображують так: $H_0 + H + Hp_k + HP_k + P_k$ у цілих варіантів. До цієї групи входять також бруниземи і лучно-чорноземні ґрунти — вони сформувалися, подібно до чорноземів, під впливом трав'яних фітоценозів прерій і памп суббореального і субтропічного поясів у широкому діапазоні суми активних температур вище від 10 °C і в не менш широкому діапазоні КЗ — від 0,4 до 1,2. Сюди входять також безструктурні тріщинуваті вертисолі («слитоземь»), сформовані під саванними фітоценозами субтропічного і тропічного поясів за умов чітко вираженого чергування сухих і вологих сезонів при утрудненому дренажі на глинистих наносах. Перехідне положення між цими двома групами типів ґрунтів займають злиті чорноземи, які утворилися в найбільш теплих фаціях чорноземної зони (наприклад, район Абінська в Західному Передкавказзі).

Чорноземи стали об'єктом досліджень ще до зародження науки про ґрунт. У додокучаєвський період М.В. Ломоносов у 1763 р. сформулював тезу про походження чорноземів «від гниття тваринних і рослинних тіл з часом». У подальшому поступово накопичувалися факти про властивості та географію чорноземів, висловлювалися різні гіпотези про їх походження, серед яких було немало цікавих. Але по-справжньому наукове дослідження чорноземів почалося з експедицій В.В. Докучаєва. Він узагальнив величезний масив даних про них у монографії «Русский чернозем» (1883), якою і було започатковано генетичне ґрунтознавство. Чорнозем як тип ґрунту В.В. Докучаєв виділив у класифікації ґрунтів у 1896 р. В історії

ґрунтознавства чорнозем зіграв ту саму роль, що її відіграла жаба у фізіології та кальцит у мінералогії (В.І.Вернадський), тому заслуговує більшої уваги за інші ґрунти.

Різні точки зору щодо генези чорноземів зводяться до трьох груп гіпотез: морського походження; болотного; рослинно-наземного походження.

Морське походження приписували чорноземам академіки П.С. Паллас (1773, 1799) і Петцольд (1851), які вважали, що чорноземи Ставропольського краю утворилися з морського мулу, гниючих мас очерету та інших гідрофітів, які зростали на місці відступавших Хазару та Понту (Каспійське та Чорне моря). Мурчисон (1842) вважав, що чорноземи є продуктом розмиву чорних сланцевих глини юри (дуже давніх — ще докайнозойських — мезозойських порід морського походження). Розмив цих порід, згідно з думкою авторів гіпотези, був здійснений льодовиковими водами. За всієї оригінальності гіпотеза сьогодні має лише історичний інтерес і відображає домінуюче в ті часи уявлення про ґрунт як геологічне утворення.

Болотне утворення чорноземів виводиться із уявлення про еволюцію ландшафтів чорноземної зони (Лісостепу та Степу), які першою фазою свого розвитку мали заболочену тундру. Ця, принципово плідна, гіпотеза висувалась Е.І. Ехвальдом (1851) і М.Д. Борисяком (1852), а пізніше її розвивав В.Р. Вільямс. Післяльодовикове потепління клімату та поступове дренавання території сприяли енергійному розкладу болотно-тундрової рослинності, що й зумовило формування чорноземних ґрунтів. На наш погляд, слід віддати належне цій теорії, у якій були і сьогодні залишаються свої сильні аргументи. Ідею болотної генези чорноземів можна розглядати як перший крок на шляху створення більш аргументованої гіпотези палеогідроморфного минулого чорноземних степів. Інший варіант цієї гіпотези полягає в тому, що чорноземи утворилися із видозміненої торфокришки, яка була принесена на південь з півночі талими водами льодовика. Сьогодні ця точка зору не витримує критики. До речі, льодовик, танучи, відступав не на південь, а на північ.

Рослинно-наземне утворення чорноземів покладено в основу сучасного трактування їхньої генези. Найбільш повно і завершено цю теорію було викладено в праці В.В. Докучаєва «Русский чернозем» (1883). Проте у цієї праці були свої талановиті попередники. Про погляди М.В. Ломоносова, який першим висунув цю гіпотезу, вже йшлося вище. Першою найбільш змістовною в цьому напрямі стала праця Ф.І. Рупрехта «Геоботанічні дослідження про чорнозем» (1866). Виникнення чорноземів він вважав результатом поселення трав'янистих рослин, після розкладу яких у ґрунті накопичується перегній. В.В. Докучаєв, розвиваючи цю думку, дійшов висновку, що чорноземи утворилися внаслідок накопичення в породі перегною від перегнивання трав'янистої степової, а не лісової рослинності, як ре-

зультат тісної взаємодії клімату, віку країни, рослинності, рельєфу місцевості та материнських порід. Таким чином, утворення чорноземів В.В. Докучаєв пов'язував з різносторонньою роллю клімату, який визначає не лише тип рослинності (степова флора), а й темп її розвитку (щорічний приріст), швидкість і спрямованість процесів розкладу. Важливу роль кореневих систем трав'янистої рослинності для накопичення перегною в чорноземних ґрунтах показав П.А. Костичев у книзі «Ґрунти чорноземної області Росії» (1886). Сьогодні ніхто не сумнівається в тому, що розклад корневих систем трав є головним чинником акумуляції і оструктурювання чорноземів. В.Р. Вільямс розглядав генезу чорноземів як результат розвитку дернового процесу під лучними степами в рамках концепції єдиного ґрунотворного процесу. У зв'язку з цим неминуче постає питання про походження самого *степового ландшафту*, невід'ємним атрибутом якого є чорноземні ґрунти і трав'янисті фітоценози.

Ландшафти степової зони еволюціонували по-різному у різних куточках величезної території Євразії і Північної Америки. Ці варіації були зумовлені не лише відмінностями біокліматичних умов, а й розмаїттям рельєфу, гідрогеологічних умов і літогенетичних особливостей поверхневих відкладів (ґрунотворних порід) і палеографічними закономірностями розподілу дольдовикових і льодовикових фітоценозів. Степи еволюціонували по-різному передусім у льодовиковій і позальодовиковій областях. У льодовиковій області рослинність знищувалася повністю разом з ландшафтами, а потім знову формувалася за рахунок міграції фітоценозів з півдня, тобто з позальодовикової території. Свого часу С.П. Крашенінніков довів, що в льодовикову епоху південніше льодовика існувала своєрідна, вільна від льоду, смуга *палеотундри*, яка перебувала під надзвичайно сильним впливом льодовикового охолодження, поєданого з надвелькою сухістю. У межах цієї смуги формувалася досить розмаїта за екологією і походженням рослинність. Болотні бореально-гігрофільні рослини були тут звичайними зональними видами. Але водночас з ними по сусідству зростали також і прастепові (давньо-степові) бореально-ксерофільні рослини. Південніше від цієї смуги були поширені степи, сформовані тут ще в дольдовикову епоху (пліоценові прастепа неогену). У подальшому ці степи розширили свій ареал передусім за рахунок остепніння лісових масивів постльодовикового періоду. Коливання клімату на той час не могли не вплинути на степові фітоценози. Зокрема, саме з цим пов'язують пульсацію північної та південної меж степової зони.

Антропогенна діяльність чинила вельми істотний вплив на степову рослинність, а отже, й на ґрунтогенез — це пожежі, випас тварин, косовиця на сіно, суцільна оранка, урбанізація тощо. Тому не випадково виділяють антропогенну фазу розвитку степів.

Сучасні уявлення про габітус природних прастепів ґрунтуються на палеоландшафтних реконструкціях. Від степової рослинності минулих епох мало що залишилося, вона сильно змінилася, про що свідчать навіть назви класичних праць В.В. Докучаєва «Наши степи прежде и теперь» та О.О. Ізмаїльського «Как высохла наша степь». Степи — це такі ж первинно безлісі, як і тундра, ландшафти, в яких дефіцит вологи загальмовує розвиток дерев'янистих фітоценозів, яким і без того завжди заважає жорстка конкурентна боротьба за вологу між травами і деревами.

Євразійські степи в минулому були зайняті переважно травами з групи мікротермних ксерофітів — морозо- та посухостійких, переважно злакових рослин, які разом з бобовими та різнотрав'ям утворюють у чорноземах дернину — специфічний еколого-генетичний горизонт цілинних степових ґрунтів, який виконує своєрідну функцію «голови», а отже, здійснює саморегуляцію, матричну «настройку» чорноземного ґрунтогенезу, гарантує життєздатність у цій ґрунтово-екологічній «коморі» репродуктивних органів трав, відповідальних за філогенетичну інформацію степової ніші біосфери. Серед злаків-степовиків домінують передусім: ковилі (тирса), костриця овеча (типчак), мітлиця, тонконіг, які зростають поряд з не менш важливими компонентами степових угруповань: конюшиною, люцерною, лядвенцем, астрагалами (бобові), осоками та довговегетуючими представниками різнотрав'я — дзвониками, гвоздиками, сальвіями тощо. Степові трави в найжорсткіший період літа, коли сухо й жарко, практично занурюються у стан спокою (загальмовану вегетацію). У період осінніх дощів їх вегетація знову поновлюється. У Степу є багато коротковегетуючих багаторічників (тюльпани, мітлиця цибулинна, інші ефемери, ефемероїди), різних видів полину, що індикують дефіцит вологи.

Степові фрагменти лісостепу в минулому були, як зазначено вище, ареною конкурентної боротьби між лісовими та лучно-степовими фітоценозами. На відміну від лучних степів, типові степи зайняті різнотравно-ковилевими рослинними асоціаціями, які південніше переходять у кострице-овечо-ковилеві степи, класично представлені в заповіднику «Асканія-Нова» (це вже зона Сухого Степу із зональними темно-каштановими ґрунтами — див. розд. 17).

Фундаментальні дослідження властивостей та ґрунтово-екологічних режимів чорноземів розпочато наприкінці ХІХ — на початку ХХ ст. О.О. Ізмаїльським та Г.М. Висоцьким, які охарактеризували їх водно-фізичні властивості та водний режим. У подальшому здійснено пошук найбільш раціональних способів використання чорноземів, шляхів їх окультурювання та підвищення родючості, завдяки чому найродючіші ґрунти планети, житниця людства — чорноземи — в наш час є добре вивченим ґрунтовим типом.

16.2. Екологія та біогеохімія чорноземуотворення

Екологія чорноземуотворення багато в чому зобов'язана специфіці степового клімату, тобто умовам слабкоаридної області суббореального поясу з його чітко вираженою сезонною контрастністю. Як показав Г.М. Висоцький, кількість опадів у степу дорівнює їх поверненню назад в атмосферу через транспірацію та фізичне випаровування з ґрунту ($KЗ = 1$). Значна широтна витягнутість чорноземної зони сприяє формуванню різнофаціальних *підтипів* чорноземів, які істотно відрізняються між собою термічними режимами. Літні температури, коефіцієнт зволоження і наявність зимового промерзання зближують усі чорноземи між собою. Чорноземи поширені переважно на платформових рівнинах, а їх окремі масиви трапляються «островами» серед інших ґрунтів у міжгірських западинах, котловинах і на слабкопохилих схилах гірських систем. Класичним ґрунтоутворювачем для чорноземів є плейстоценові (четвертинні) леси та лесоподібні суглинки, тобто карбонатні, пористі породи. Проте чорноземуотворення не обмежується лише лесами, а охоплює й пліоценові глини та деякі інші породи. Гранулометричний склад чорноземів переважно суглинковий або глинистий, хоч нерідко трапляються і їх легкі різновидності.

Чорноземи — це ґрунти, сформовані трав'янистими фітоценозами степової та лісостепової ландшафтно-біокліматичних зон. Провідним тут є гумусово-аккумулятивний процес, який сприяє утворенню глибокогогумусованого профілю, його оструктуруванню та підвищенню трофності. Характерний гумусовий профіль чорноземів завдячує могутньому впливу степових трав, коренева система яких становить значну частку їх біомаси і здатна швидко відмирати і легко гуміфікуватися. БІК степових і лучно-степових трав'яних фітоугруповань характеризується такими основними особливостями:

- щороку в ґрунт рослинами повертається майже вся кількість зольних елементів і азоту, використана на їх приріст — це є найважливішою рисою БІКу при чорноземуотворенні;
- переважна кількість цих речовин (40 – 60 %) повертається не на поверхню ґрунту (як у лісі), а безпосередньо в ґрунт з корінням;
- черговість елементів БІКу розпочинається Si, а за ним йдуть N, K, Ca та інші (частка азоту в опаді лучно-степових ценозів досягає 1,0 – 1,5 %).

Продуктивність природних трав'яних угруповань на чорноземах характеризується кількістю надземної фітомаси в 30 – 40 та 200 ц/га коренів у Лісостепу Руської рівнини; 8 – 24 ц/га надземної фітомаси і 150 – 300 ц/га коренів у Степу. Практично вся ця маса щороку надходить до фонду чорноземуотворення. Середня зольність степової фітомаси становить 3,5 – 4,5 %, а максимальна 7 – %. До БІКу щороку залучається 7 – 9 ц/га азоту і зольних елементів. Проте роль

БІК у формуванні властивостей чорноземних ґрунтів визначається не стільки хімічним складом (хоч він і є досить характерним), як надто високою його інтенсивністю. Це означає, що велика кількість біогенних елементів щороку повертається в ґрунт, рівномірно розподіляючись у його профілі. Активний розклад опаду забезпечується бактеріями та актиноміцетами (а не грибами, як у лісі), а також безхребетними організмами (хробаками тощо), для розвитку яких дуже сприятливими є біохімічний склад опаду і біокліматична обстановка степових ландшафтів. Дощові черв'яки (мезофауна) відіграють досить помітну роль у формуванні надзвичайно оптимальних екологічних (у тому агрономічних) властивостей чорноземних ґрунтів (Ч. Дарвін). У профілі чорнозему типового на 1 м² налічується до 100 черв'яків. За такої кількості дощові черв'яки здатні щороку викидати на поверхню до 200 т/га ґрунту і робити величезну кількість ходів. Черв'яки захоплюють разом з відмерлими органами рослин ще й часточки ґрунту, утворюючи при цьому копроліти (міцні глино-гумусові комплекси). Таким чином, знаменита грудкувато-зерниста структура цілинних чорноземів значною мірою зобов'язана черв'якам, які сьогодні, на жаль, «видавлені» з розорюваних варіантів чорнозему важкою сільськогосподарською технікою.

Цілинні чорноземи завжди були притулком великої кількості хребетних, передусім землерийв-гризунів (ховрахи, сліпці, полівки, байбаки, кроти), які пересували та викидали на поверхню велику кількість ґрунтової маси, влаштовуючи в чорноземах свої нори. При цьому в ґрунті утворювалися кротовини — ходи, які поступово засипаються ґрунтовою масою верхніх гумусових горизонтів. Перемішуючи ґрунт, гризуни постійно поставляли в гумусові горизонти карбонати кальцію, загальмовуючи цим процеси вимивання (Са-коагулянт). Перемішування сприяло опусканню межі гумусованої частини профілю, збагаченню гумусом глибоких горизонтів, а загалом — формуванню найбільш характерних властивостей чорноземів, передусім їх профілю:

H₀ — степова повсть;

H — гумусовий, темнозабарвлений, однорідний, зернистий;

HP/k — верхній гумусово-перехідний, темно-палевий, з кротовинами, скипає внизу з HCl, грудкувато-зернистий, поступово переходить у

HPk — нижній гумусово-перехідний, брудно-палевий, карбонатний, переходить у

Pk — лес (лесоподібний суглинок).

Чорноземи цілинні сьогодні фактично зникли з поверхні Землі. Більшу їх частину розорано. БІК розораних і освоєних у землеробстві чорноземів суттєво змінився. Агроценози (за винятком багаторічних трав) вкривають ґрунт не більше від чотирьох місяців на рік, роблячи їх БІК розімкнутим. До того ж в агроценозах кількість що-

року синтезованої фітомаси значно менша, ніж у цілинних степах. Це особливо помітно, якщо порівняти підземну біомасу. Агроценози вносять до БІКу менше азоту і зольних елементів. Відчуження урожаю призводить до зменшення майже четверо фіторешток, що надходять у ґрунти, втричі менше надходить N, Ca, P, K; у 6 – 7 разів менше Si, Fe, Al (Б.С. Носко та ін.). Кількість мікрофлори в орних чорноземах значно збільшується, зате чисельність і біомаса безхребетних, насамперед черв'яків, різко зменшується, а хребетні землерії на ріллі зазвичай не поселяються, за деякими винятками негативного характеру (сліпці, миші, ховрахи).

Дерновий процес при розорюванні чорноземів загалом істотно послаблюється, чорноземи збіднюються на гумус, втрачають зернисту структуру. Заміна природних ксерофільних фітоценозів мезофільними сільськогосподарськими мегатрофами провокує виникнення періодично промивного водного режиму натомість непромивного водного режиму чорноземів цілинних степових.

Гумусоутворення, характерне для чорноземів, стимулюється при розкладанні фіторешток нейтральною або слабколужною реакцією і доброю оксигенізацією, поєднаною з оптимальним зволоженням (без інтенсивного вилуговування). Рослинні залишки збагачуються білковим азотом та основами. Саме такі екологічні умови супроводжують перетворення біоорганічних речовин у лучно-степових фітоценозах Лісостепу та різнотравно-ковилових угруповань справжнього Степу. Гідротермічні умови найбільше сприяють гуміфікації навесні та рано влітку, коли в Степу ґрунт уже прогрівся і залишився ще вологим від осінньо-зимових опадів і весняного сніготанення. Період літнього пересушування та перерви у дощовому зволоженні характеризується помітним послабленням мікробіологічних процесів, що запобігає швидкій мінералізації новоутворених гумусових речовин. Підвищення температури та підсушування ґрунту прискорюють реакції поліконденсації і окислення, які сприяють ускладненню будови гумусових речовин.

Активізація мікробіологічних процесів у період осіннього зволоження ґрунту, хоч і сприяє розкладу органічних речовин, але ці процеси швидко загальмовуються стрімким зниженням температури. Подальше зимове проморожування ґрунту супроводиться денатурацією (зневодненням) гумусових речовин, які, до того ж, насичуються коагулянтном Ca. У чорноземах завжди спостерігається надлишок кальцієвих солей внаслідок збагачення рослинного опаду в степах цим двовалентним елементом, постійно здійснюється міграція біогенного Ca, коагулювальна функція якого повністю виключає формування вільних водорозчинних органічних речовин і запобігає їх вносу. Отже, БІК під степовими фітоценозами на чорноземах відрізняється оптимальним (за типом гуміфікації) перебігом процесів розкладу рослинного опаду, чому сприяють його насиченість ос-

новами та азотом і відповідний гідротермічний режим. Складні поліконденсовані гумусові речовини закріплюються в ґрунті за допомогою біогенного Са та Са карбонатів, які є невід'ємним компонентом гумусово-перехідного горизонту *Нрк*. Якісні особливості гумусу чорноземних ґрунтів зумовлені його гуміновим характером, високим ступенем окиснення та ароматизації, ускладненою будовою, закріпленням активного гумусу у вигляді гелю через посередництво Са, майже повною відсутністю вільних фульвокислот (присутні ФК мають значно складнішу будову порівняно з ФК дерново-підзолистих ґрунтів і не беруть участі у розкладі ґрунтових мінералів).

Стабільний органо-мінеральний комплекс, який формується під чорноземуотворення, є головним результатом взаємодії органічних речовин з мінеральною частиною ґрунту. Разом з гумусом у чорноземах акумулюються найважливіші біофільні елементи: N, P, K, Ca, S. Розглянуті особливості утворення чорноземів є спільними для всієї зони поширення їх, але найбільш виразно вони виявляються у південній частині Лісостепу, де формуються типові чорноземи за оптимального гідротермічного режиму і максимуму фітомаси. В інших регіонах степової і лісостепової зон чорноземуотворення видозмінюється разом з варіаціями видового складу фітоценозів, їх продуктивності та кліматичних умов. На півдні погіршується зольно-азотний склад рослинного опаду і зменшується глибина проникнення в ґрунт кореневих систем, що повністю пов'язано з дефіцитом вологи і меншою кількістю опаду. Цим також зумовлено зниження на півдні темпів гуміфікації.

Північніше від смуги типових чорноземів відбувається вимивання з рослинного опаду основ (насамперед Са). За таких умов кислі продукти розкладу рослинних залишків нейтралізуються лише частково за рахунок розкладу ґрунтових мінералів, відкриваючи простір для опідзолювання чорноземів.

Охарактеризовані еколого-біогеохімічні закономірності чорноземуотворення є класичними в широтному аспекті. Але їх мінливість є не менш виразною, до того ж своєрідною також у меридіональному напрямку. Вона зумовлює до кінця ще не досліджені *фаціальні* особливості утворення чорноземів. Так, чорноземи південно-європейської фації (Придунайська і Передкавказька провінції) формуються в умовах м'якого і вологого клімату, майже не промерзають, швидко відтають, глибоко промочуються. БІК у них дуже інтенсивний, а ґрунтотворним процесом охоплена майже триметрова товща ґрунто-підґрунтя. При цьому формуються чорноземи з великою грубизною *Н*-горизонту, але за відносно невеликого вмісту гумусу (3 – 6 %). Їх профіль відміто від солей на значну глибину, гіпс у лесовому підґрунті є глибоко опущеним, а карбонати у формі псевдоміцелію дають підстави називати ці чорноземи міцелярно-карбонатними.

Чорноземи Західної, Правобережної, Лівобережної, Східної провінцій Лісостепу мають дуже суттєві фаціальні особливості, які знаходять відображення в грубизні профілю, його гумусованості тощо. Наприклад, чорноземи Західної провінції України (Тернопільська, Вінницька, Хмельницька області) належать до найбільш вологої фації, характеризуючись глибоким (150 – 80 см) профілем бурувато-кольору (чорноземи буруваті), значною мірою зумовленого впливом на їх формування лесів південно-західного типу. Середньо- та багатогумусні чорноземи Української, Середньоруської і Заволзької провінцій містять від 6 до 12 (14) % гумусу. Це пов'язано з тим, що у напрямку на схід наростає континентальність клімату, зменшується теплозабезпеченість, скорочується вегетаційний період, збільшуються час та глибина промерзання ґрунту. У чорноземів Західно-Середньосибірської провінції зменшується грубизна гумусових горизонтів при наростанні вмісту гумусу (до 14 %). Ще далі на схід профіль чорноземів вкорочується до 33 – 35 см, вони мають багато гумусу (4 – 9 %), кількість якого донизу різко зменшується. Далі на схід закономірності чорноземоутворення ускладнюються впливом гір, міжгірських котловин, піщано-щебенистих порід (Мінусинська, Передалтайська, Забайкальська провінції), місцевого клімату. Зокрема, глибока промивка профілю відбувається за рахунок значної кількості опадів тут влітку та восени.

16.3. Класифікація, властивості, екологічні режими чорноземів

Чорноземи як зональний тип ґрунту поділяють на опідзолені, вилугувані, типові, звичайні, південні підтипи, які закономірно змінюють один одного в широтному напрямку з півночі на південь (особливо чітко в Європі, а в Азії чорноземи типові трапляються лише в Передалтайській провінції). Фаціальними підтипами є: дуже теплі короткочасно промерзаючі, теплі промерзаючі, помірно теплі промерзаючі, помірні промерзаючі, помірно довго промерзаючі, які змінюються із заходу на схід у меридіональному напрямку.

Чорноземи поділяють на види на підставі таких ознак:

► грубизна профілю, см: дуже глибокі (> 120), глибокі (80 – 120), середньоглибокі (40 – 80), неглибокі (25 – 40), дуже неглибокі < 25 (останні два види А.О. Георгі розглядає як суто дернові і слабкорозвинені — до 25, та розвинені — 25 – 40);

► вміст гумусу, %: тучні або багатогумусні (> 9), середньо- (6 – 9), мало- (4 – 6) і слабогумусовані (< 4).

Родові ознаки діагностують за проявом супутніх процесів: солонцюваті, осолоділі, реградовані тощо, а головне (за глибиною залягання CaCO_3) — карбонатні, модальні, глибокоскипаючі.

Властивості та склад чорноземів. Гранулометричний склад чорноземів є різноманітним — від супіщаних до глинистих різновидностей, успадкованих від материнських порід. Проте найсуттєвішою особливістю чорноземів є незмінність гранулометрії в процесі класичного типового чорноземуотворення, за винятком опідзолеваних, солонцюватих та осолоділих підтипів.

Хімічний склад чорноземів чітко виокремлює їх серед інших ґрунтових типів завдяки насиченості гумусом, біофільними елементами (N, P, K, Ca, Mg, Na, S, мікроелементи), профільній одноманітності валового складу, карбонатності низів профілю за відсутності в ньому легкорозчинних солей. Висока трофність чорноземів вдало доповнюється такими дуже сприятливими фізико-хімічними властивостями, як висока ЄКО (30 – 70 мг-екв/100 г), насиченість ГВК основами (передусім Ca), нейтральна реакція, висока буферність.

Яскравіше за хімізм еколого-генетичну сутність чорноземів характеризують їх *фізичні властивості*, які дають винятково високі агро-екологічні оцінки. Це пов'язано з водостійкою грудкувато-зернистою структурою Н-горизонту, завдяки якій чорноземи мають оптимальні параметри пухкості, шпаруватості, вологомісткості, водопроникності. Щільність верхнього горизонту чорноземів типових є екологічного та агрономічно оптимальною (1,0 – 1,2 г/см²). Оптимальними є також їх водопроникність (200 мм/рік), повна вологемісткість метрової товщі (близько 50 %), а також ґрунтово-екологічні режими.

Тепловий режим чорноземів зумовлений передусім їх темним забарвленням. Завдяки цьому чорноземи чудово вбирають променисту енергію Сонця і тривалий час зберігають увібране тепло. Але тепловий режим, як зазначалося, має суттєві фаціальні розбіжності, зумовлені меридіональною позицією чорноземів, а це істотно впливає на можливий набір вирощуваних культур. Чорноземи України належать до забезпечених теплом західних і південно-західних фацій і є цілком придатними для теплолюбних середньопізніх і пізніх культур (томати, баклажани, перець, селера, гарбузові тощо). Чорноземи сибірських і особливо забайкальських фацій відрізняються тим, що позитивні температури в орному шарі встановлюються в кінці травня, а в низах профілю — лише в кінці вересня, тому там можна вирощувати тільки середньоранні культури.

Водний режим чорноземів найчастіше лімітує можливість отримання високих урожаїв сільськогосподарських культур, оскільки чорноземна зона є зоною недостатнього зволоження. Навіть у Лісостепу імовірність посушливих і напівпосушливих років сягає 40 %. Г.М. Висоцький встановив два чітких періоди гідродинаміки в чорноземах:

► висушування ґрунто-підґрунтя влітку та в першій половині осені, коли волога інтенсивно витрачається на біологічне (транспірацію) і фізичне випаровування, і висхідні токи вологи переважають над низхідними;

► промочування — починається з другої половини осені і має перерву на час зимового промерзання чорноземів.

Ці перешкоди є характерними для водного режиму усіх чорноземів, відрізняючись лише деталями у різних підтипів. Загальною закономірністю тут є зменшення глибини промочування ґрунту у напрямку від чорноземів опідзолених до південних з одночасним посиленням висушування ґрунтового профілю та подовженням цього періоду. Літні опади здатні зволожити лише орний шар, а солідний запас вологи створюється в усьому профілі опадами пізньоосіннього холодного періоду і доповнюється весняним сніготаненням. Не слід забувати про серйозну корекцію режиму зволоження чорноземів, що її вносять рельєф та їх гранулометричний склад. Так, легкосуглинкові і супіщані чорноземи промочуються значно глибше, ніж їх важкі різновидності; випуклі форми рельєфу і взагалі схиліві положення гіпсоєдафокатени посилюють витратні статті водного балансу за рахунок поверхневого стоку, а на схилах південних орієнтацій втрати вологи посилюються додатковим випаровуванням. Зниження рельєфу, особливо ввігнуті і напівзамкнені, навпаки, сприяють накопиченню вологи і послаблюють випаровування, при цьому забезпечується глибше просочування вологи опадів, яка в замкнутих зниженнях може досягати навіть підґрунтових вод — лучно-чорноземний режим.

Типи водного режиму різні в Лісостепу і Степу. Чорноземи типові, опідзолені, реградовані та вилугувані в лісостеповій зоні мають періодично непромивний водний режим, а чорноземи звичайні та південні Степової зони характеризуються непромивним типом водного режиму. Чорноземи Лісостепу завжди мають на певній глибині нижче від горизонту максимального промочування деяку кількість доступної вологи, яка слугує резервом для створення врожаю сільськогосподарських культур у посушливі роки. Водний режим степових чорноземів формується більш напружено, особливо в таких напівпосушливих і посушливих провінціях, як Заволзька, Казахстанська та Передалтайська. Значною мірою це стосується також Сходу України, Луганська область якої має особливо жорсткий (майже напівпустельний) клімат. Чорноземи Степу мають у своєму підґрунті специфічний «мертвий горизонт» з постійною вологістю, величина якої не перевищує вологості в'янення. Після збирання зернових культур у східних провінціях у профілі чорноземів звичайних і південних устанавлюється режим повного фізіологічного висушування коренезаселеного шару. Наприклад, у метровій товщі чорноземів звичайних Алтайського краю весняний запас доступної вологи становив 1400 т/га, а після збирання ярої пшениці — всього 30 т/га (мінімальний запас доступної вологи в метровій товщі, здатної забезпечити отримання врожаю на рівні середніх величин, має становити на момент посіву 1000 т/га).

Таблиця 16.1. Характеристика чорноземів типових малогумусних (Полупан М.І., 1979)

| Показник | | <i>H_n</i> | <i>H_к</i> | <i>H_{рк}</i> | <i>PH_к</i> | <i>PH_к</i> | <i>P(h)к</i> | <i>P_к</i> |
|---|--------------------------------|----------------------|----------------------|-----------------------|-----------------------|-----------------------|--------------|----------------------|
| Глибина відбору зразків, см | | 0–10 | 25–35 | 45–55 | 80–90 | 110–120 | 140–150 | 210–220 |
| рН водний | | 6,8 | 7,4 | 7,4 | 7,8 | 7,9 | 8,0 | 8,3 |
| Обмінно-увібрані катіони, мг-екв/100 г ґрунту | Ca ⁺⁺ | 29,95 | ? | ? | ? | ? | ? | ? |
| | Ma ⁺⁺ | 5,61 | « | « | « | « | « | « |
| | Na ⁺ | 0,33 | « | « | « | « | « | « |
| | K ⁺ | 0,42 | « | « | « | « | « | « |
| | Сума | 36,31 | « | « | « | « | « | « |
| Н ⁺ | | 0,70 | « | « | « | « | « | « |
| Ємність вбирання, мг-екв/100 г | | ? | 32,75 | 32,20 | 29,35 | 26,00 | 20,40 | 18,71 |
| Ступінь насиченості основами, % | | 98 | ? | ? | ? | ? | ? | ? |
| Фізичні та водно-фізичні показники | | | | | | | | |
| Глибина відбору зразків, см | | 0–10 | 30–40 | 50–60 | 80–90 | 100–110 | 138–140 | 210–220 |
| Щільність, г/см ³ | | 1,23 | 1,14 | 1,13 | 1,12 | 1,17 | 1,20 | ? |
| Питома маса, г/см ³ | | 2,55 | 2,62 | 2,62 | 2,62 | 2,63 | 2,65 | « |
| Загальна пористість, % | | 51,80 | 56,50 | 56,90 | 57,30 | 55,50 | 54,70 | « |
| Максимальна гігроскопічність, % | | 7,37 | 8,19 | 8,47 | 7,45 | 6,67 | 6,15 | « |
| Вологість в'янення, % | | 9,88 | 10,97 | 11,35 | 9,98 | 8,94 | 8,24 | « |
| Найменша вологемісткість, % | | 26,74 | 23,91 | 22,69 | 20,94 | 20,00 | 20,00 | « |
| Діапазон активної вологи, мм | | 21,3 | 16,3 | 15,4 | 17,5 | 17,3 | 16,2 | « |
| Гранулометричний склад, % фракцій на абсолютно суху безкарбонатну наважку | 1–0,25 | 0,26 | 0,16 | 0,14 | 0,12 | 0,10 | 0,20 | 0,14 |
| | 0,25–0,05 | 4,69 | 16,07 | 19,80 | 27,63 | 29,31 | 28,71 | 23,78 |
| | 0,05–0,01 | 52,88 | 46,44 | 45,67 | 41,63 | 39,81 | 41,15 | 40,38 |
| | 0,01–0,005 | 7,28 | 9,20 | 6,15 | 6,21 | 6,89 | 5,03 | 5,41 |
| | 0,005–0,001 | 9,98 | 6,03 | 7,27 | 5,05 | 4,55 | 4,95 | 5,41 |
| | <0,001 | 24,91 | 22,10 | 20,97 | 19,36 | 19,34 | 19,96 | 19,88 |
| Сума <0,01 | | 42,17 | 37,33 | 34,99 | 30,62 | 30,78 | 29,94 | 30,70 |
| Втрати при обробці HCl | | ? | ? | 12,78 | 16,64 | 17,88 | 18,66 | 18,05 |
| Валовий хімічний склад ґрунту, % оксидів на прожарену наважку | SiO ₂ | 78,21 | 75,50 | 75,43 | 74,46 | 73,77 | 73,77 | 66,78 |
| | Fe ₂ O ₃ | 3,24 | 3,34 | 3,47 | 3,43 | 3,04 | 3,09 | 3,32 |
| | Al ₂ O ₃ | 9,35 | 9,06 | 8,58 | 8,44 | 9,11 | 8,97 | 7,35 |
| | CaO | 2,19 | 3,24 | 5,56 | 7,10 | 7,39 | 7,65 | 6,72 |
| | MgO | 1,02 | 1,06 | 1,16 | 1,43 | 1,62 | 1,64 | 1,44 |
| | K ₂ O | 2,09 | 1,99 | 1,99 | 1,95 | 2,08 | 2,13 | 2,03 |
| SiO ₂ : R ₂ O ₃ | | 11,63 | 11,44 | 11,86 | 11,93 | 11,38 | 11,48 | 11,36 |

Поживний режим чорноземів тісно пов'язаний зі значними валовими запасами біогенних елементів (табл. 16.1 – 16.4). Велику роль тут відіграють вміст гумусу та характерний його розподіл по профілю. Гумус забезпечує багатство чорноземів азотом, кількість якого у їх важких різновидностях досягає 15 т/га. Більша частина цього азоту репрезентована важкодоступними для рослин формами. Саме вони і слугують тим резервом, з якого утворюються (внаслідок амоніфікації, нітрифікації) легко засвоювані рослинами нітрати та амоній. Значними є в чорноземах і запаси фосфору (0,15 – 0,35 %), половина якого

також зв'язана з органічною частиною, решта — з глинною частиною. Фосфор у чорноземах доступний для рослин, проте його рухомість, а отже, й доступність, як і рухомість інших поживних речовин, значно залежать від клімату, вирощуваних культур та агротехнологій. Окультурювання чорноземів усіх підтипів сприяє збільшенню в них кількості доступних поживних речовин в орному шарі. Особливо багато нітратів накопичується на чистих парах внаслідок яскраво виражених тут нітрифікаційних процесів: пізно восени і рано навесні нітрати із чорноземів вимиваються, що призводить до азотного голодування озимих та ранніх ярих культур.

Таблиця 16.2. Характеристика чорноземів опідзолених на лесах (Полупан М.І., 1979)

| Показник | | Нен | Не | НрI | PhI | P(h)I | Pk | Pk |
|---|---|-------|-------|-------|-------|---------|---------|---------|
| Глибина відбору зразків, см | | 0–10 | 30–40 | 50–60 | 80–90 | 100–110 | 130–140 | 190–200 |
| рН водний | | 7,0 | 7,1 | 7,1 | 7,2 | 7,5 | 8,0 | 8,2 |
| Обмінно-увібрані катіони, мг-екв/100 г ґрунту | Ca ⁺⁺ | 22,85 | 21,25 | 16,97 | 13,71 | 16,32 | ? | ? |
| | Mg ⁺⁺ | 1,68 | 4,43 | 3,88 | 4,91 | 3,34 | « | « |
| | Na ⁺ | 0,31 | 0,26 | 0,26 | 0,26 | 0,10 | « | « |
| | K ⁺ | 0,41 | 0,35 | 0,51 | 0,51 | 0,51 | « | « |
| | Сума | 22,25 | 26,29 | 21,62 | 19,39 | 20,27 | « | « |
| | H ⁺ | 3,28 | 2,86 | 1,72 | 1,06 | ? | « | « |
| Ступінь насиченості основи, % | | 88 | 90 | 93 | 95 | « | « | « |
| Фізичні та водно-фізичні показники | | | | | | | | |
| Щільність, г/см ³ | | 1,19 | 1,26 | 1,35 | 1,37 | ? | 1,39 | ? |
| Питома маса, г/см ³ | | 2,62 | 2,65 | 2,69 | 2,69 | « | 2,69 | « |
| Загальна пористість, % | | 54,60 | 52,50 | 49,80 | 49,10 | « | 48,30 | « |
| Максимальна гігроскопічність, % | | 8,50 | 8,70 | 8,60 | 8,30 | « | 7,50 | « |
| Вологість в'янення, % | | 11,50 | 11,80 | 11,70 | 11,60 | « | 10,00 | « |
| Найменша вологемність, % | | 31,50 | 27,30 | 25,70 | 25,00 | « | 25,40 | « |
| Діапазон активної вологи, мм | | 23,80 | 19,60 | 18,90 | 18,30 | « | 21,50 | « |
| Аерація при НВ, % | | 17,60 | 18,10 | 15,00 | 14,80 | « | 12,90 | « |
| Гранулометричний склад, % фракцій на абсолютно суху безкарбонатну наважку | 1–0,25 | 0,06 | 0,03 | 0,03 | 0,05 | 0,03 | 0,04 | 0,04 |
| | 0,25–0,05 | 4,29 | 3,90 | 5,71 | 7,65 | 6,95 | 5,49 | 2,83 |
| | 0,05–0,01 | 53,35 | 53,04 | 53,81 | 52,42 | 53,22 | 50,12 | 41,63 |
| | 0,01–0,005 | 8,82 | 8,50 | 8,24 | 8,94 | 8,35 | 7,43 | 7,35 |
| | 0,005–0,001 | 8,25 | 9,02 | 7,37 | 6,52 | 8,27 | 5,64 | 7,35 |
| | <0,001 | 25,23 | 25,51 | 24,84 | 24,41 | 23,18 | 22,57 | 22,35 |
| | Сума <0,01 | 42,30 | 43,03 | 40,45 | 39,87 | 38,80 | 35,64 | 37,05 |
| Валовий хімічний склад ґрунту, % оксидів на прожарену наважку | SiO ₂ | 80,32 | 80,48 | 80,70 | 80,80 | 80,76 | 81,20 | 77,50 |
| | Fe ₂ O ₃ | 3,07 | 3,17 | 3,09 | 3,10 | 3,20 | 3,31 | 3,61 |
| | Al ₂ O ₃ | 10,68 | 10,75 | 9,67 | 10,89 | 10,74 | 10,60 | 11,06 |
| | CaO | 2,13 | 1,86 | 1,83 | 1,55 | 1,50 | 0,84 | 3,30 |
| | MgO | 0,96 | 0,91 | 0,73 | 0,86 | 0,71 | 1,14 | 1,77 |
| | SiO ₂ :R ₂ O ₃ | 10,80 | 10,73 | 11,80 | 10,69 | 10,71 | 10,82 | 9,86 |

| Показник | | <i>Нен</i> | <i>He</i> | <i>НрI</i> | <i>PhI</i> | <i>P(h)I</i> | <i>Pk</i> | <i>Pk</i> |
|---|---|------------|-----------|------------|------------|--------------|-----------|-----------|
| Валовий хімічний склад муду, % оксидів на прожарену наважку | SiO ₂ | 53,63 | 61,24 | 58,07 | 58,23 | 61,89 | 59,16 | 59,45 |
| | Fe ₂ O ₃ | 11,90 | 10,71 | 12,49 | 12,34 | 11,60 | 11,95 | 12,65 |
| | Al ₂ O ₃ | 21,06 | 20,16 | 21,84 | 22,30 | 18,97 | 21,76 | 19,04 |
| | CaO | 0,26 | 0,35 | 0,34 | 0,33 | 0,32 | 0,17 | 0,32 |
| | MgO | 2,78 | 1,68 | 2,24 | 2,17 | 2,13 | 2,55 | 2,35 |
| | SiO ₂ :R ₂ O ₃ | 3,19 | 3,87 | 3,32 | 3,28 | 4,00 | 3,44 | 3,72 |

Таблиця 16.3. Характеристика чорноземів звичайних глибоких на лесах (Полупан М.І., 1979)

| Показник | | <i>Нн</i> | <i>H</i> | <i>Нр/k</i> | <i>Нр/k</i> | <i>Phk</i> | <i>Phk</i> | <i>Pk</i> |
|---|--|-----------|----------|-------------|-------------|------------|------------|-----------|
| Глибина відбору зразків, см | | 0–10 | 30–40 | 50–60 | 60–70 | 75–85 | 85–95 | 130–140 |
| рН водний | | 6,95 | 7,24 | 7,35 | 7,41 | 7,50 | 7,80 | 8,00 |
| сольовий | | 6,12 | 6,45 | 6,80 | 6,90 | 7,20 | 7,35 | 7,40 |
| Обмінно-увібрані катіони, мг-екв/100 г ґрунту | Ca ⁺⁺ | 44,31 | 43,41 | 40,61 | ? | ? | ? | ? |
| | Mg ⁺⁺ | 5,48 | 5,60 | 6,00 | « | « | « | « |
| | Na ⁺ | 0,90 | 0,81 | 0,84 | « | « | « | « |
| | K ⁺ | 1,00 | 0,90 | 0,85 | « | « | « | « |
| | H ⁺ | 3,10 | 2,30 | ? | « | « | « | « |
| Ємність поглинання, мг-екв/100 г ґрунту | | 48,43 | 47,51 | 48,31 | « | « | « | « |
| Ступінь насиченості основами, % | | 94,34 | 95,28 | ? | « | « | « | « |
| Фізичні та водно-фізичні показники | | | | | | | | |
| Щільність, г/см ³ | | 1,10 | 1,20 | 1,25 | 1,27 | 1,27 | 1,28 | 1,35 |
| Питома маса, г/см ³ | | 2,60 | 2,60 | 2,62 | 2,62 | 2,63 | 2,64 | 2,66 |
| Загальна пористість, % | | 57,69 | 53,84 | 52,29 | 51,52 | 51,71 | 51,51 | 49,24 |
| Максимальна гігроскопічність, % | | 9,00 | 8,96 | 8,84 | 9,11 | 9,00 | 8,75 | 8,93 |
| Найменша вологемність, % | | 32,10 | 31,15 | 29,00 | 28,70 | 27,90 | 27,00 | 24,30 |
| Вологість в'янення, % | | 12,06 | 12,00 | 11,84 | 12,20 | 12,06 | 11,72 | 11,96 |
| Діапазон активної вологи, мм | | 22,04 | 22,98 | 21,45 | 20,95 | 20,11 | 19,55 | 16,65 |
| Аерація при НВ, % | | 22,59 | 16,46 | 16,04 | 15,07 | 16,28 | 19,65 | 16,44 |
| Валовий хімічний склад ґрунту, % оксидів на прожарену наважку | SiO ₂ | 74,80 | 75,00 | 72,40 | ? | ? | ? | 67,50 |
| | Fe ₂ O ₃ | 4,90 | 4,70 | 4,70 | « | « | « | 2,50 |
| | Al ₂ O ₃ | 12,80 | 14,20 | 12,50 | « | « | « | 11,40 |
| | CaO | 1,80 | 0,40 | 4,60 | « | « | « | 12,80 |
| | MgO | 1,80 | 1,70 | 1,70 | « | « | « | 3,10 |
| | Na ₂ O | 0,80 | 0,80 | 0,80 | « | « | « | 0,50 |
| | MnO | Сліди | Сліди | 0,20 | « | « | « | 0,30 |
| | SiO ₂ : R ₂ O ₃ | 8,00 | 7,40 | 8,00 | « | « | « | 8,80 |
| Загальна кількість гумусу, % | | 6,10 | 5,65 | 4,07 | 4,04 | 2,52 | 2,30 | 0,74 |
| Валовий азот, % | | 0,30 | 0,28 | 0,20 | 0,19 | 0,12 | 0,10 | ? |

Таблиця 16.4. Характеристика чорноземів південних на лесах (Полупан М.І., 1979)

| Показник | | <i>Hn</i> | <i>Hp(i)</i> | <i>Philk</i> | <i>P(h)k</i> | <i>P(h)k</i> | <i>Pk</i> | <i>Pk</i> |
|--|--------------------------------|-----------|--------------|--------------|--------------|--------------|-----------|-----------|
| Глибина відбору зразків, см | | 0–10 | 25–30 | 40–50 | 55–60 | 70–80 | 90–100 | 140–150 |
| рН водний | | 6,90 | 7,60 | 7,60 | 7,90 | 8,00 | 8,50 | 8,60 |
| сольовий | | 6,20 | 6,40 | 6,90 | 7,50 | 7,50 | 7,60 | 7,60 |
| Обмінно-увібрані катіони, мг-екв/100 г ґрунту | Ca ⁺⁺ | 25,96 | 24,05 | 22,98 | ? | ? | ? | ? |
| | Mg ⁺⁺ | 8,34 | 7,43 | 7,56 | « | « | « | « |
| | Na ⁺ | 0,40 | 0,50 | 0,57 | « | « | « | « |
| | K ⁺ | 0,91 | 0,59 | 0,53 | « | « | « | « |
| | H ⁺ | 1,60 | 1,20 | ? | « | « | « | « |
| ЄКО, мг-екв/100 г ґрунту | | 36,44 | 34,60 | 34,02 | 25,00 | « | 21,15 | 21,40 |
| Ступінь насиченості основами, % | | 95,70 | 96,44 | ? | « | « | ? | ? |
| Фізичні та водно-фізичні показники | | | | | | | | |
| Щільність, г/см ³ | | 1,00 | 1,26 | 1,32 | 1,42 | 1,51 | ? | 1,52 |
| Питома маса, г/см ³ | | 2,60 | 2,62 | 2,63 | 2,63 | 2,65 | « | 2,68 |
| Загальна пористість, % | | 61,60 | 51,60 | 49,90 | 46,10 | 43,10 | « | 43,90 |
| Максимальна гігроскопічність, % | | 8,20 | 8,30 | 9,60 | 9,20 | 8,10 | « | 8,60 |
| Вологість в'янення, % | | 11,00 | 11,12 | 12,86 | 12,32 | 10,90 | « | 11,52 |
| Найменша вологемність, % | | 31,90 | 27,90 | 23,90 | 23,30 | 20,60 | « | 21,90 |
| Діапазон активної вологи, мм | | 20,90 | 21,14 | 14,57 | 15,59 | 14,64 | « | 15,77 |
| Аерація при НВ, % | | 29,70 | 16,45 | 18,36 | 13,02 | 12,00 | ? | 10,62 |
| Валовий хімічний склад ґрунту, % оксидів на безгумусну безкарбонатну наважку | SiO ₂ | 74,10 | 73,30 | ? | 69,00 | 67,90 | ? | 68,10 |
| | Fe ₂ O ₃ | 4,60 | 4,40 | « | 4,60 | 3,60 | « | 5,20 |
| | Al ₂ O ₃ | 13,50 | 14,20 | « | 13,30 | 13,20 | « | 12,90 |
| | CaO | 1,60 | 0,80 | « | 7,10 | 9,90 | « | 9,10 |
| | MgO | 1,80 | 2,10 | « | 1,80 | 2,20 | « | 2,40 |
| | Na ₂ O | 0,80 | 1,10 | « | 0,70 | 0,80 | « | 0,80 |
| | MnO | 0,3 | 0,20 | « | 0,20 | 0,10 | « | 0,20 |
| SiO ₂ :R ₂ O ₃ | 7,70 | 7,60 | « | 7,20 | 7,40 | « | 7,20 | |

Найсильніше ці явища виражені в чорноземах опідзолених, а найслабше — в південних. Чорноземи типові та звичайні займають проміжне щодо вимивання нітратів положення. Найбільш інтенсивно вимиваються нітрати із чорноземів полегшеного гранулометричного складу, особливо в разі залягання їх у знижених мікрорельєфу. Проблема нітратів має не лише агрономічний, а й еколого-біогеохімічний, природоохоронний аспекти, оскільки їх надлишок стає шкідливим і загрожує забрудненням вод, довкілля тощо.

Тип чорноземів Лісостепу представлено типовими, опідзоленими, вилугуваними, реградованими підтипами.

Чорноземи типові характеризуються класично зональним проявом усіх рис чорноземоутворення: інтенсивне накопичення гумусу, максимальна акумуляція біофільних елементів, неглибоке (в межах *Prk*) залягання карбонатів, повна відсутність *E* – *I*-диференціації

профілю по мулу. Чорноземи типові мають найбільш репрезентативну для всього типу чорноземів будову профілю, яка для цілинного екзоту має вигляд: $H_0 + H/k + H_{pk} + HPk + Phk + Pk$. Скипання від НСІ спостерігається в нижній частині $H_{p/k}$ -горизонту — спочатку воно слабе, бо тут мало карбонатів, а потім посилюється із збільшенням їх кількості у формі нечастого та розсіяного псевдоміцелію та прожилок, яких стає більше внизу профілю. Види чорноземів типових завжди бувають глибокими (100 – 120 см) і надглибокими (в Приазовсько-Причорноморському регіоні — >120 см).

Чорноземи опідзолені логічно завершують еколого-генетичний ряд слабкоопідзолених ґрунтів цієї ландшафтної зони. Інтенсивне гумусонакопичення, яке так яскраво представлено в профілі чорноземного типу ґрунтогенезу, поєднується тут з явною, хоч і ослабленою порівняно з сірими опідзоленими ґрунтами диференціацією профілю. Діагностичною рисою чорноземів опідзолених є наявність білуватої аморфної борошністої присипки SiO_2 , яка надає характерної сивуватості He -горизонту, особливо помітній дещо глибше від поверхні і у верхній частині H_{pi} -горизонту. Будова його профілю схематично позначається такою сукупністю генетично пов'язаних горизонтів: $He + H_{pi} + H_{Pi} + P_{hi} + Pk$. Різкий перехід у породу за наявністю (на глибині 120 – 150 см) скипання від НСІ однозначно зближує цей підтип з опідзоленими ґрунтами Лісостепу (видими карбонатами спостерігаються переважно у формі павутини, псевдоміцелію, прожилок).

Чорноземи реградовані принципово є вторинно окарбоначеними чорноземами опідзоленими, які знаходяться під посівами сільськогосподарських культур ($He + H_{pil/k} + H_{Pi/k} + P_{hik} + Pk$), хоч досліджені вони ще недостатньо.

Чорноземи вилугувані поєднують у своєму профілі $H + H_{p} + HP + Ph + Pk$ інтенсивне гумусонакопичення з вимиванням карбонатів за його межі за повної відсутності ознак $E - I$ -диференціації профілю за вмістом мулу та R_2O_3 . Карбонати в лесоподібних породах мають форму плісняви та прожилок.

Чорноземи Степу представлені чорноземами звичайними і південними.

Чорноземи звичайні поширені у підзоні північного Степу (в тому числі на півдні Слобожанщини, у Дніпропетровській, Запорізькій та інших областях України) і за більшістю своїх параметрів наближаються до чорноземів типових, за винятком незначних, проте суттєвих ознак. У них дещо загальмовано процес гумусонакопичення, більш жорсткий (щодо фіто- та агроценозів) водний режим, який маркує вища (в низах H -горизонту) лінія скипання та видимі форми карбонатів одразу за лінією скипання у вигляді прожилок, нечітких плям, нижче від яких з'являється рясна білозірка (округлі до 0,5 – 1,0 см борошністі скупчення карбонатів кальцію) з максимумом у горизонтах HPk і Pk . Особливо різкі відмінності помітні

при глибокопрофільному порівнянні цих двох підтипів: з 3 м за горизонтом карбонатів у профілі *чорноземів звичайних* трапляється гіпс, відсутній у *чорноземів типових*.

Чорноземи південні є найбільш ксероморфним підтипом, з явно послабленим гумусонакопиченням, зменшеною грубизною *H*-горизонту та усього профілю, підтягнутими до поверхні карбонатами наявністю з 1,5 – 3 м гіпсу (у глинистих та суглинкових різновидностях). При чорноземному, хоч і зменшеній грубизні, габітусі профілю, вони явно відрізняються від центрального підтипу появою гіпсу, а за ним і легкорозчинних солей у породі на певних глибинах: $H/k + Hp_k + PHk + Pk + Pks$. У чорноземах південних вже можна помітити ознаки солонцоватості, які стають постійними їх супутниками на зрошуваних масивах півдня України (Одеська, Миколаївська та інші області) Грубизна профілю, як правило, становить 60 – 70 см, хоча трапляються і більш глибокі види (Передкавказзя, Крим, Південь Молдови). Цілинний варіант південного чорнозему зберігся поблизу с. Клепініно (назване ім'ям відомого ґрунтознавця) на території Кримської дослідної сільськогосподарської станції.

Систематика чорноземів має різноплановий характер, що робить польову діагностику цього, здавалося б простого ґрунтового типу, вельми складною і неоднозначною, особливо з огляду на його провінційні особливості, пов'язані не лише з кліматом, а й зі специфікою геоморфології, літології і насамкінець еволюцією степових ландшафтів. Ці обставини змушують ретельно досліджувати чорноземи в реальних ландшафтно-біокліматичних умовах і через 100 років після класичних робіт В.В. Докучаєва, його «Русского чернозема».

16.4. Лучно-чорноземні ґрунти

Лучно-чорноземні ґрунти є постійним компонентом лісостепових і степових ландшафтів, трапляються окремими плямами серед зональних чорноземів на цілком певних геоморфологічних рівнях долинної гіпсодафокатени (прилуцько-удайська, однолесова тераса тощо). Ці трофічно багаті, темнозабарвлені гумусом напівгідроморфні аналоги чорноземів відрізняються від останніх оглеєністю породи за рахунок відносно неглибокого залягання підґрунтових вод (3 – 7 м): $H + Hp + HRk + PHk + Pkgl$. Вони сформувалися під мезофільними трав'яними фітоценозами, маючи зазначену катенарну приуроченість до відомих топопозицій, тобто до різноманітних за формою мікрорознижень рельєфу на плоских слабодренованих вододілах і надзаплавних пізньоплейстоценових терасах. Трапляються вони також і на добре дренованих підвищеннях, якщо цьому сприяють зниження мезорельєфу. Ґрунотворна функція рельєфу зводиться до створення підвищеного фону зволоження за рахунок двох джерел: тут затримуються на шляху до гідрографічної сітки атмосферні опади, а також підвищується рівень підґрунтових вод, які посилюють свій

вплив на ґрунтоутворення. В разі недостатньо пильної польової діагностики (при неглибоких розрізах, неувважному аналізі мікро- та мезорельєфу тощо) лучно-чорноземні ґрунти досить часто не відділяють від чорноземів. Профіль лучно-чорноземних ґрунтів, як показано вище, дійсно має багато спільного з автоморфними чорноземами, відрізняючись від них прогресивним наростанням донизу вологості, яка стає максимальною біля дзеркала підґрунтових вод. Ця гідрологічна особливість морфологічно маркується ознаками оглеення в нижній частині профілю (від оливково-іржавих плям до Fe – Mn-новоутворів у вигляді пунктації, бобовин тощо).

Лучно-чорноземні ґрунти за своїми властивостями наближаються до чорноземів, перевищуючи їх кількісними показниками: вони мають більший вміст і запаси гумусу, наділені підвищеною ЄКО, мають підвищений вміст обмінного Mg (до 50 % від суми ввібраних основ), а не Ca, який переважає в автоморфних чорноземах. Ця геохімічна особливість зумовлена дією гідрочинника, який сприяє також окарбоначуванню їх профілю, а в низці випадків його засоленню та осолонцюванню. Гідрологічний режим лучно-чорноземних ґрунтів виявляє велику чутливість до порівняно незначних коливань у кількості атмосферних опадів і температури. Зменшення на 100 – 200 мм опадів у певні (сухі та жаркі) періоди сонячної активності (11- та 22-річні цикли тощо) супроводиться таким зниженням дзеркала підґрунтових вод, яке переводить ґрунтогенез у режим автоморфності, притаманної чорноземам типовим. І навпаки, при поверненні вологих більш прохолодних біосферно-космічних циклів піднімається рівень підґрунтових вод, сприятливий для переходу лучно-чорноземних ґрунтів у гідроморфний режим лучного ґрунтогенезу. Подібні флуктуації (пульсації) гідротерміки спричинюють цілу низку змін в екологічних режимах ґрунтогенезу (в характері засолення, гумусоаккумуляції тощо).

Отже, висока індикативна чутливість до атмосферного зволоження є тією яскравою особливістю лучно-чорноземних ґрунтів, яка зумовила їх складну еволюцію в голоцені: у профілі лучно-чорноземних ґрунтів залишили свій відбиток стадії лучного і чорноземного ґрунтогенезу, кілька циклів засолення-розсолення (солончаковості-осолонцювання), осолодіння тощо. Такі відбитки однозначно свідчать про те, що генезис та еволюція цих специфічних і дуже родючих ґрунтів були складними і суперечливими. Однак поза сумнівом, *дерновий процес* не зазнає на цих крає за чорноземи зволжених ґрунтах жодних обмежень. У їх профілі вільно мігрують карбонати, які також вільно акумулюються в низах профілю у формі кальциту, арагоніту разом з гіпсом та іншими легкорозчинними солями. Однозначно трактується і кінцевий продукт цих процесів — значно вища за найродючіші чорноземи родючість лучно-чорноземних ґрунтів. Відома й причина: їх більша трофність і краща зволоженість, особливо помітні в посушливі роки.

Прийоми раціонального використання лучно-чорноземних ґрунтів аналогічні чорноземам, але все ж потребують більшої уваги, кваліфікації, ґрунтово-екологічної ерудиції. Особливо негативним є ненормоване зрошення, яке спричинює вторинне заболочування, засолення, осолонцювання та інші агроекологічно несприятливі процеси.

16.5. Використання та проблеми охорони чорноземів

У світовому землеробстві чорноземи, як зазначено, використовують переважно під посіви найважливіших продовольчих культур: пшениці, кукурудзи, ячменю, цукрового буряку, соняшнику, садових, овочевих, городніх, лікарських, квіткових культур, винограду, горіхоплідних, лісових та багатьох інших культур. У зв'язку з цим чорноземи є найбільш освоєними ґрунтами земної кулі, а потенціальні ресурси для розширення орних площ у чорноземній зоні практично відсутні. Сільськогосподарська продукція, вирощена на чорноземах, характеризується дуже високою якістю. Особливо це стосується твердих пшениць, які завжди користувалися популярністю на світовому ринку. До того ж у чорноземній смузі інтенсивно розвиваються тваринництво, птахівництво, бджільництво тощо. Чорноземи, завдяки своїй високій родючості, є ґрунтами універсальної придатності під всі сільськогосподарські культури і плодово-ягідні насадження. Не випадково, що використання цієї родючості найважливішим завданням сільськогосподарського виробництва на чорноземах. Проте екологічно орієнтована реалізація цього завдання не проста справа. Першою перешкодою тут стає дефіцит вологи в період вегетації культур. Періодичні посухи на чорноземах навіть у Лісостепу трапляються двічі в 10 років, а в Степу у два – три рази частіше.

Екологізована система накопичення і зберігання в чорноземах вологи атмосферних опадів набуває воістину вирішального значення. На це спрямовані правильна організація й устрій території, створення полезахисних лісосмуг, снігозатримання та інші прийоми, які оптимізують водний режим чорноземів. Вперше цілісний (екологізований, біосфероцентричний) комплекс цих прийомів було розроблено і реалізовано в Кам'яному степу під Воронежем (1891) В.В. Докучаєвим. Його полезахисні смуги («докучаєвські бастіони») і сьогодні слугують зразками екологізованої організації території в чорноземній зоні.

Зрошення є перспективним прийомом регулювання водного режиму чорноземів, але його практичне здійснення є надскладною проблемою і потребує граничної обережності. Нераціональний полив, використання для цієї мети мінералізованих (засолених) вод породжують у чорноземах негативні і невластиві їм раніше процеси, насамперед заболочування, вторинне засолювання, осолонцювання тощо. Особливо загрожують ці процеси чорноземам важкого грануло-

метричного складу на ділянках з поганим дренажем. А тому зрошення має бути суворо регульованим і супроводжуватися *моніторингом* зрошуваних чорноземів. Проектування та реалізація штучного зрошення чорноземів здійснюються за принципом його дозованої додатковості до природного зволоження. Проектована норма зрошення — 60 – 75 % від НПВ. Техніка поливу буде найкращою при застосуванні легкого дощування прісною водою. Остання вимога надто важлива, отже, слід контролювати хімізм води (вміст солей не повинен перевищувати 1 г/л). Високий ефект дощування дає на середньо- та легкосуглинкових і навіть супіщаних різновидностях чорноземів, приурочених до добре дренованих масивів. Винятково важливим чинником регулювання водного режиму чорноземів (звичайних і південних підтипів) стає снігозатримання (куліси, захисні смуги тощо).

Добрива ефективно регулюють поживний режим чорноземів, які, незважаючи на високу трофність, відгукуються на внесення добрив значним підвищенням врожайності вирощуваних культур, навіть у Лісостепу з його оптимальним зволоженням. Удобрення чорноземів звичайних і південних дає максимальний ефект на тлі зволожуваних прийомів.

Охорона чорноземів є однією з найактуальніших проблем сучасності. Вперше її помітив В.В. Докучаєв, який порівняв господарювання в зоні чорноземів з азартною картярською грою, а (екологічний) стан чорнозему зі станом чистокровного арабського скакуна, загнаного до піни невмілим вершником. За сто років без В.В. Докучаєва цей стан не лише не поліпшився, а й навіть погіршився. Чорноземи сьогодні вразили дегуміфікація, декальцинація, знеструктурування (злитизація), ерозія, дефляція, забруднення важкими металами, радіонуклідами, пестицидами, у зв'язку з чим вони потребують державницької мудрості і турботи про головне національне багатство України.



Контрольні запитання і завдання

1. Опишіть генезис чорноземів та його підзональні та фаціальні прояви. 2. У чому полягає діагностика підтипів і родів чорноземів? 3. Що Вам відомо про історію дослідження чорноземів? 4. Які гіпотези походження чорноземів та степових ландшафтів? 5. Опишіть профілі різних підтипів чорноземів. 6. Охарактеризуйте географію чорноземів та екологію чорноземуотворення. 7. Дайте фізико-хімічну характеристику чорноземів. У чому полягають їх підтипові та родові відмінності? 8. Чим відрізняються опідзолені, вилугувані та реградовані чорноземи? 9. Яких вчених Ви знаєте, хто досліджував чорноземи? 10. Яка роль В.В. Докучаєва, П.А. Костичева та інших учених у дослідженні чорноземів? 11. У чому полягають агропромислова характеристика чорноземів, їх окультурювання та охорона? 12. Назвіть головні особливості та дайте агроекологічну оцінку СІП чорноземної зони. 13. Охарактеризуйте водний та поживний режими чорноземів, їх регулювання. 14. Опишіть гумусовий стан чорноземів у зв'язку з їх сільськогосподарським використанням. 15. Як впливає на гумусовий стан чорноземів склад обмінно-увібраних катіонів?

Розділ 17

КАШТАНОВІ ТА БУРІ НАПІВПУСТЕЛЬНІ ҐРУНТИ

Каштанові ґрунти є найбільш північним субаридним типом зональних автоморфних ґрунтів з групи аридних гіпсово-карбонатних ґрунтів, що охоплює, крім каштанових, велику кількість інших типів зони сухостепових, напівпустельних і пустельних ґрунтів суббореального, субтропічного і тропічного поясів планети, сформованих під ксерофітними трав'янистими ценозами при $KZ < 0,6$. *Бурі напівпустельні ґрунти*, які теж входять до групи аридних ґрунтів, є зональними ґрунтами напівпустельних ландшафтів на обширній території між сухостеповою зоною суббореального поясу на півночі та субтропічними пустелями півдня, сформованими в умовах сухого, різко континентального клімату за сильного дефіциту вологи (непромивного водного режиму). У міжнародних класифікаціях ці різноманітні ґрунти об'єднують в єдиному порядку аридоземів (аридисолей).

Усі аридні ґрунти мають слабогумусований, розтягнутий (ізогумусовий), текстурно недиференційований, окарбонатований профіль з гіпсовим горизонтом на певній глибині. Характерною спільною рисою аридної групи ґрунтів є поступовість переходів між ґрунтовими типами в міру наростання аридності ландшафтів. Ця поступовість настільки нівелює відмінність між сусідніми підтипами зональних ґрунтів, що на типовому рівні чітко діагностується лише у центральних підтипах. Так, темно-каштанові ґрунти сухостепової зони нелегко відрізнити від чорноземів південно-степової зони, а світло-каштанові ґрунти є дуже схожими на бурі ґрунти напівпустель тощо. Достовірна діагностика пограничних типів аридних ґрунтів різних зон полегшується поєднанням їх польового та аналітичного дослідження.

17.1. Географія, екологія, історія вивчення аридного ґрунтогенезу

Каштанові ґрунти розташовані винятково в північній півкулі, утворюючи в Європі смугу південніше, а в Північній Америці — західніше від чорноземів (тут вони займають підвищені ландшафтні топопозиції). Усього на планеті налічується близько 262 млн га цих ґрунтів, майже половина яких зосереджена в Україні, Росії та Казахстані: уздовж Азовсько-Чорноморського узбережжя України та

Росії, в Східному Передкавказзі, Середньому та Нижньому Поволжі, Казахстані, на півдні Західного Сибіру. Окремі масиви їх трапляються у Середньому Сибіру та Забайкаллі. У Сухому Степу України площа каштанових ґрунтів становить 1,33 млн га, або 72,4 % території цієї зони, в якій загалом панують темно-каштанові ґрунти — займають 1,2 млн га найбільш високих північних та південних (в Криму) топопозицій Причорноморської рівнини. Каштанові ґрунти загальною площею 123 тис. га поширені на зниженій (абсолютні висоти менше від 15 – 20 м) рівнині вздовж узбережжя Чорного й Азовського морів та Сиваша. Світло-каштанових ґрунтів в Україні немає. У межах зони за особливостями гідротермічних та гідрологічних режимів, які істотно впливають на ґрунтоутворення та властивості ґрунтів, виділяють Причорноморську та Північно-Кримську ґрунтові провінції.

Причорноморська провінція має більш високий гіпсометричний рівень (30 – 50 м над рівнем моря), внаслідок цього тут переважають сформовані за значної континентальності та посушливості автоморфні ландшафти з притаманними їм темно-каштановими ґрунтами на лесах. Середньорічна температура повітря становить 9,5 – 10,0 °С, холодного періоду (листопад — березень) — від 0 до –0,6 °С, теплого (квітень — жовтень) — 16,6 – 17,2 °С. Найхолодніший місяць — січень (від –2,6 до –3,8 °С), найтепліший — липень (22,9 – 23,6 °С). Річна сума опадів коливається від 389 до 487 мм, КЗ — 0,46 – 0,52.

Північно-Кримська провінція цікава тим, що тут темно-каштанові ґрунти формуються на зниженій до 10 — 35 м рівнині на лесоподібних глинах без участі підґрунтових вод (залагають глибше від 8 м). Клімат відрізняється м'якою зимою і підвищеною зволоженістю. Середньорічна температура повітря становить 10,0 – 10,5 °С, холодного періоду від 0,8 до 1,2 °С, теплого — 16,7 – 17,2 °С. Найхолодніший місяць — січень (+1,8...–2,2 °С), найтепліший — серпень (22,4 – 23,0 °С). Річна сума опадів — 413 – 491 мм, КЗ — 0,50 – 0,56.

Основний масив каштанових ґрунтів (93,4 %) розташований на північному узбережжі Сиваша (Херсонська обл.). За грубизною гумусових горизонтів та іншими морфогенетичними ознаками та агрономічними властивостями темно-каштанові і каштанові ґрунти України суттєво розрізняються, передусім залежно від їх гранулометричного складу. Переважають важкосуглинисті і легкоглинисті різновиди. Серед темно-каштанових ґрунтів площі під ними досягають 71,5 і каштанових — 90 %. Середньосуглинисті займають відповідно до підтипів 18,3 і 10,0 %, легкосуглинисті трапляються тільки у темно-каштанових ґрунтів. У географії гранулометричного складу темно-каштанових ґрунтів Причорноморської провінції спостерігається чітка закономірність: він є найлегшим на контакті з придніпровськими пісками, а при віддаленні від них у ґрунті чітко

зростає вміст мулу. У Північно-Кримській провінції домінують ви-
нятково глинисті ґрунти.

Бурі напівпустельні ґрунти поширені на північному узбережжі Каспійського моря, в Казахстані, в Північній Америці. Загальна площа їх становить 146,8 млн га. В Україні бурих напівпустельних ґрунтів немає. У Передкавказзі ці ґрунти займають східну частину (Терсько-Кумська напівпустеля), а на узбережжі Каспійського моря та Казахстані розташовані на південь від Сухого Степу. Їх тропічні аналоги — бурі субаридні ґрунти — значно поширені у напівпустелях Африки та Австралії.

Каштанові ґрунти формуються в семиаридних областях суббореального поясу в умовах сухого континентального клімату з теплим посушливим літом та холодною малосніжною зимою при непроливному водному режимі ($KЗ = 0,25...0,56$) з незначною (200 – 400 мм) кількістю опадів з літнім максимумом (часто зливовим), внаслідок чого переміщення речовин не виходить за межі профілю. Найжаркіший місяць — липень (20 – 25 °С), найхолодніший — січень (від –2 до –25 °С), частими є суховії.

Рельєф у зоні каштанових ґрунтів є характерним для давніх водно-акумулятивних низовин — рівнинний або слабкохвилястий, поцяткований степовими мікрозападинами, які спричинюють значну комплексність ґрунтового покриву (гідрогаломорфні, осолоділі, лучно-каштанові та інші ґрунти).

Материнські породи представлені типовими лесами, лесоподібними суглинками, елюво-делювієм корінних (карбонатних, безкарбонатних, засолених, незасолених) порід, засоленими морськими відкладами.

Рослинний покрив Сухого Степу України представлений низькорослими кострице-овечо-ковилевими асоціаціями. Ці низькорослі зріджені травостої мають проєктивне покриття 50 – 70 %, а то й менше (на півдні зони, де клімат стає більш сухим). Далі на південь кострице-овечо-ковилеві степи змінюються на полиново-кострице-овечі і кострицеовечо-полинові. На галоморфних каштанових ґрунтах ростуть специфічні асоціації із полину, сарсазану, прутняка, камфоросми, кермеків, ромашника та інших галофітів. У цих угрупованнях значне місце посідають ефемери та ефемероїди (веснянка звичайна, тюльпани тощо). Своєрідною є рослинність подів: у посушливі роки це зріджені травостої з типчака (костриця овеча), а у вологі, коли типчак гине в затошлених з весни подах, — його місце займають пирій подовий, сусак та інші мезофільні види. У Присивашші та по Азово-Чорноморському узбережжю на солонцях зростає багато галофітів: полин таврійський, ромашник, кохія, а на солончаках — солероси, сарсазан. У Східному Передкавказзі, Прикаспії та Казахстані, де $KЗ$ дорівнює 0,25 – 0,45, виділяють три рослинні підзони Сухого Степу: типчаково-ковилу ($KЗ = 0,35...0,45$), полинно-типчакову (0,30 – 0,35) і типчаково-полину (0,25 – 0,30).

Ґрунтовий покрив сухостепової зони, як наслідок описаної гео-екологічної обстановки, набуває яскраво вираженої комплексності, вочевидь спричиненої сумісною дією (впродовж непростого палео-географічного минулого цих ландшафтів) мікрорельєфу, літогенетичних та фітоценотичних чинників. Посеред зональних каштанових ґрунтів у блюдцеподібних та інших мікрозападах сформувалися лучно-каштанові (в тому числі осолоділі ґрунти та солоді), на мікросхилах — каштанові солонцюваті ґрунти і солонці, а в гідроморфних умовах — солончаківі ґрунти і солончаки. На зональному фоні дефіциту вологи мікрозападини виділяються кращим режимом зволоження ґрунтів, який істотно коригує структуру ґрунтово-ценотичного покриву (спричинює його комплексність тощо). Так, на незасолених породах Сиртового Заволжя, Ставропольського плато поєднуються темно-каштанові та лучно-каштанові ґрунти з різним ступенем карбонатності, солонцюватості, осолодіння, а при підстиланні засоленими породами в ґрунтовому покриві з'являються солонцеві комплекси (характерні для Північного Казахстану). Децю слабкіше виражена комплексність на півдні України, де темно-каштанові ґрунти різної грубизни поєднані з карбонатними, галоморфними, лучно-каштановими ґрунтами, солодами тощо. У Прикаспійській низовині строкатість ґрунтових комплексів є винятково великою — зональні світло-каштанові ґрунти поєднані тут з лучно-каштановими, лучними і солончакуватими ґрунтами та солодами.

Напівпустеля, в якій формуються бурі ґрунти, має сухий, континентальний суббореальний клімат з короткою весною, жарким і тривалим літом, малосніжною холодною зимою. При 100 – 250 мм/рік опадів випаровування перевищує їх у п'ять разів і більше, що визначає різку нестачу води у ґрунті, формуючи непромивний водний режим бурих ґрунтів. Середньорічна температура становить 6 – 7 °С, температура липня — 21 – 27°, січня — від –10 до –15 °С. Літо тривале, посушливе і жарке, зима холодна малосніжна.

Рельєф та материнські породи в зоні *напівпустель* досить різноманітні — рівнини, пагорби, ували та низькогір'я, складені плейстоценовими (часто засоленими) відкладами (лесами, лесоподібними суглинками, морськими, озерними, алювіальними) різного гранулометричного складу (від важких глин до пісків), піщаним або щебенистим елюво-делювієм масивно-кристалічних порід, вапняків, сланців.

Фітоценози напівпустелі (пустельних степів) мають збіднений видовий склад і є дуже зрідженими (проективне покриття 20 – 40 %). На важких ґрунтах ростуть асоціації полину, до якого приєднуються костриця овеча, біюргун, кок-пек та інші ксерофітні (солестійкі) рослини, а також ефемери та ефемероїди. На солонцюватих ґрунтах переважають різні види полину, прутняк, камфоросма, кок-пек, біюргун. На менш солонцюватих супіщаних та піщаних ґрунтах з

більш сприятливим водним режимом травостої густішають, у них з'являються полин піщаний, цмин піщаний, житняк пустельний, костриця овеча, астрагали, джузгун, тамариск. У заплавах річок, які течуть по напівпустелі, ростуть тополі, осики, береза, саксаульники (по давніх дельтах). Поверхня напівпустельних ґрунтів неодмінно вкривається кіркою лишайників та водоростей (синьо-зелених, зелених, діатомових).

Біомаса рослин на бурих ґрунтах досягає 100 ц/га, в тому числі надземна частина всього лише 4 ц/га. Щороку синтезується до 7 ц/га зеленої маси і в десять разів більше коренів (65 ц/га), які споживають при цьому з ґрунту 70 кг/га азоту і 300 кг/га зольних елементів. Найбільше споживається N, за ним ідуть Si, K; 20 % золи становлять Na, Cl, S. Натрій зумовлює солонцюватість бурих ґрунтів, яка стає їх зональною ознакою. Рослинність концентрує солі в поверхневому горизонті, вбираючи їх з великої маси ґрунто-підґрунта. Це односторонньо призводить до засолення бурих ґрунтів. Їх біологічна активність досягає максимуму в період, що збігається з достатнім зволоженням і оптимальним їх прогріванням. Цей період є надто коротким, а тому сумарна річна біологічна активність бурих ґрунтів значно поступається каштановим ґрунтам, які є й багатшими на мікрофлору.

Гідрологічні умови. На більшій частині Сухого Степу та Напівпустелі підґрунтові води залягають глибоко (10 – 20 м та більше) і не впливають на сучасні процеси ґрунотворення. Однак значне розширення масштабів зрошуваного землеробства на Півдні України в 1960 – 1985 рр. спричинило майже повсюдне підняття рівня підґрунтових вод до 2 – 5 м, що перевело екологічні режими в напівгідроморфний та гідроморфний стан, зумовивши вилуговування, заболочування та галоморфізм зональних ґрунтів.

До історії питання. Термін «каштанові ґрунти» запровадив у 1883 р. В.В. Докучаєв, виділивши їх у своїй класифікації разом з бурими ґрунтами Напівпустелі в окремий тип (1900). Значний внесок у дослідження географії, генезису, складу, властивостей, екологічних режимів, біогеохімії, способів раціонального використання цих ґрунтів зробили: К.Д. Глінка, С.С. Неуструєв, Л.І. Прасолов, О.Н. Соколовський, О.А. Роде, О.М. Іванова, В.Д. Кисіль, Г.С. Гринь, Г.М. Самбур, Г.В. Новікова, С.В. Лобова, К.І. Трохименко, А.Ф. Нестеренко, М.І. Полупан, Ю.Є. Кізяков та інші вчені. Бурі аридні ґрунти ретельно вивчали М.О. Дімо, Б.О. Келер, М.М. Болишева, В.О. Носін, Н.О. Ногіна.

Вилугуваність в умовах аридності профілю каштанових ґрунтів від карбонатів, гіпсу і легкорозчинних солей відразу була помічена В.В. Докучаєвим, М.М. Сибірцевим та їх послідовниками. Вилуговування карбонатів з профілю ґрунтів Сухого Степу в останні 5000 років становило в середньому 2,6 мм у 100 років (В.П. Золотун).

Палеогідроморфний вплив на сучасні процеси ґрунотворення в каштанових ґрунтах Сухого Степу та бурих ґрунтах Напівпустелі було доведено В.А. Ковдою, І.В. Івановим та ін. Наприклад, за 9000 останніх років голоцену світло-каштанові ґрунти безстічної рівнини Північного Прикаспію пройшли стадії залуження, засолення, осолонцювання та остепніння.

К.І. Трофименко, дотримуючись цієї самої точки зору, вважає, що каштанові ґрунти Передкавказзя в післяльодовикову епоху починали формуватися у гідроморфних умовах. Поступове осушення території та відповідна зміна біокліматичної обстановки спричинили поступове їх остепніння: болотні ґрунти еволюціонували в лучно-болотні, а ті — в лучні, лучно-каштанові, каштанові. Аналогічний погляд на еволюцію світло-каштанових ґрунтів Північного Прикаспію висловив І.В. Іванов. Гідроморфне минуле у формуванні каштанових ґрунтів півдня України діагностували Г.С. Гринь і Н.Б. Вернандер.

О.М. Самойлова пов'язує генезис каштанових ґрунтів принципово з тими самими процесами, що й формування чорноземів. Найголовнішим з них є *дерновий макропроцес* та підпорядковані йому процеси міграції й акумуляції карбонатів. Проте ступінь розвитку цих процесів порівняно з чорноземами є помітно ослабленим і зменшується від межі з чорноземами південними до напівпустелі адекватно наростанню сухості клімату.

М.П. Панов припускає, що на пануючий у зоні Сухого Степу *дерновий процес* накладається солонцевий і в зв'язку з цим солонцюватість каштанових ґрунтів він розглядає як зональне явище, найчіткіше виражене у світло-каштанових ґрунтах. Узагалі в більшості праць, присвячених ґрунтовому покриву Сухого Степу, солонцюватість розглядається як зональна особливість каштанових ґрунтів. Однак ще К.Д. Глінка довів, що серед каштанових ґрунтів України є як солонцюваті, так і несолонцюваті види. Це підтвердила Н.Б. Вернандер, а Ю.Є. Кізяков довів, що солонцюватість темно-каштанових і каштанових ґрунтів України є локальною, а отже, не повинна розглядатися як їх обов'язкова зональна риса. К.І. Трофименко виявив, що каштанові ґрунти Передкавказзя, які вкривають 22 % його території (4,4 млн га), не мають ознак солонцюватості. О.Н. Соколовський, Г.С. Гринь, О.М. Можейко вважали солонцюватість каштанових ґрунтів «фізичною», залишковою, реліктом колишнього осолонцювання. Натрій зник, але «дух» його залишився (О.Н. Соколовський).

Л.О. Чаусова, використовуючи показники aNa^+ та aCa^{2+} , виділила остаточно-солонцюваті і сучасно-солонцюваті каштанові ґрунти. Сезонною зміною активності (aNa^+ та aCa^{2+}) В.Д. Кисіль, А.Ф. Нестеренко, М.І. Полупан пояснюють їх сучасну солонцюватість.

17.2. Генезис, будова профілю, властивості, класифікація

Каштанові ґрунти мають профіль $H + Hpk + Pk(s)$, який чітко віддзеркалює геоекологічну обстановку ґрунтогенезу в сухих степах суббореального поясу. Гумусовий горизонт забарвлений у специфічний колір, у першому метрі ґрунтового профілю спостерігаються рясні карбонатні новоутвори (білозірка тощо), а в другому — гіпсові. Такий профіль є породженням, функцією складної взаємодії рівнинного рельєфу, лесових відкладів, посушливого континентального клімату та малопродуктивної, але розмаїтої трав'янистої рослинності Сухого Степу. Переважно важкий (важкосуглинистий та глинистий) гранулометричний склад, полімінеральність та збагаченість зольними елементами живлення рослин, карбонатність, пухка статура, висока вологемкість і водопроникність ґрунтотворних порід сприяють гумусонакопиченню, хоча його розвиток і обмежують недостатнє атмосферне зволоження, ксерофільний характер рослинності, її невелика продуктивність, активна мінералізація фіторешток і гумусу. Аридність зумовлює також вилугуваність профілю від карбонатів, гіпсу і легкорозчинних солей.

Профіль каштанового суглинистого ґрунту має таку будову:

H — гумусовий (15 – 30 см), каштановий з брунатно-сірим відтінком, дрібнозернистий, перехід поступовий;

Hpk — верхній гумусово-перехідний (близько 10 см), менш гумусований, сірувато-бурий, грудкуватий, внизу закипає від HCl , перехід помітний;

HPk — нижній гумусово-перехідний (близько 10 см), неоднорідно забарвлений, з сірувато-бурими гумусованими язиками на бурувато-палевому фоні, призмоподібно-великогрудкуватий; ходи хробаків, кротовини, закипає від HCl , перехід помітний;

Phk (50 – 100 см) — бурувато-жовтий, ущільнений, призмоподібно-горіхуватий; карбонатний (багато білозірки, прожилок, борошнистих скупчень);

$Phks$ — світліший, однорідно палевий, пухкий, з рідкими друзами, гніздами, прожилками карбонатів і гіпсу, а внизу — легкорозчинних солей;

Pks — материнська порода (зазвичай лес).

Профіль каштанових ґрунтів, як бачимо, включає гумусовий та карбонатний (часто також гіпсовий і сольовий) горизонти, він не має диференціації за вмістом оксидів кремнію, заліза і алюмінію. Вміст гумусу у шарі 0 – 10 см становить 2 – 4 % і поступово зменшується з глибиною. Відношення вуглецю гумінових кислот до вуглецю фульвокислот у верхніх горизонтах більше за 1. У підгумусовому горизонті переважають фульвокислоти. Запаси гумусу — 120 – 300 т/га. Відношення вуглецю до азоту 6 – 11. ГВК повністю насичений кальцієм

і магнієм, реакція нейтральна або слабколужна по всьому профілю. Каштанові ґрунти завжди окарбоначені безпосередньо під *H*-горизонтом; з 1,0 – 1,5 м трапляються акумуляції гіпсу і легкорозчинних солей. Профіль не має диференціації за вмістом мулу, в складі якого переважають гідролюди (помітно менше смектит-гідролюдистих мінералів і зовсім мало каолініту). Водно-фізичні властивості задовільні. Щільність зростає з глибиною від 1,2 до 1,5 – 1,6 г/см³; відповідно зменшується шпаруватість (з 50 – 55 % в *H*-горизонті до 40 – 45 % у низах профілю).

Профіль конкретного *темно-каштанового залишково слабкосолонцюватого ґрунту* описано авторами (Д.Г. Тихоненко, М.О. Горін) на периферії одного з подів Причорноморської низовини (неподалік «Асканії-Нова»):

H(e) (0 – 24) — гумусовий, сухий, темно-сірий з коричнювато-сірим відтінком, важко-суглинковий, грудкувато-неяснозернистий, орний, розпорошений, тріщинуватий, горизонтально подільний, за колором і структурою коротко переходить у

Hp(i) (24 – 46) — гумусово-перехідний, темнувато-бурий, слабше гумусований, грудкувато-дрібногоріхуватий, сухий, безкарбонатний, важкосуглинистий, змінюючи забарвлення, коротко переходить у

Phk (46 – 60) — перехідний, бруднувато-бурий, слабо і нерівномірно гумусований, ущільнений, грудкувато-горіхуватий, сухий, важкосуглинистий, карбонатний, без видимих форм карбонатів, е кротовини, червороїни, коротко переходить у

Pk (60 – 25) лес палево-бурий, ущільнений, грудкувато-призмоподібний, на глибині 70 – 90 см чітка білозірка, сухий, важкосуглинистий.

У більшості випадків солонцюватість цих ґрунтів (діагностована в натурі за морфологічними ознаками як *фізична* за наявністю слабкоущільнених ілювійованих горіхувато-призмоподібних горизонтів) не підтверджується *аналітично* наявністю в ГВК увібраного нагрію. Якщо розріз поглибити, то десь з 2 м лес стає більш світлим і рівномірно забарвленим, білозірка зникає і з'являються гіпс у вигляді друз, гнізд, а ще нижче — легкорозчинні солі.

Каштанові ґрунти багато в чому схожі на чорноземи: їх профілі є ідентичними (*H + Hp + HPk + Pk*), не диференційованими за вмістом мулу, SiO₂ і R₂O₃, вміст гумусу в *H*-горизонті досить високий (3 – 5 %) і поступово зменшується вниз за профілем, співвідношення $C_{ГК} : C_{ФК}$ є більшим за 1, ГВК повністю насичений Са і Mg, реакція нейтральна або слабколужна по всьому профілю, агрофізичні властивості задовільні і теж подібні до чорноземів. Але в деталях є суттєві відмінності.

Генезис каштанових ґрунтів дійсно пов'язаний з дією тих самих процесів, які беруть участь у формуванні чорноземів. Найголовнішим

з них є дерновий процес з чітко окресленою акумуляцією карбонатів. Головною ж відмінністю ґрунтогенезу в сухих степах є загальмованість та послаблений темп цих процесів (загалом БІКу) порівняно з чорноземами. Починаючи з робіт В.В. Докучаєва і М.М. Сибірцева, походження каштанових ґрунтів пов'язують з семиаридністю клімату, яка спричинює ксерофітність рослинності, активну мінералізацію (а не гуміфікацію!) фіторешток (і навіть гумусу), послаблення гумусотворення порівняно з північнішими чорноземами.

Аридність стає головною причиною накопичення в ґрунто-підґрунті карбонатів, гіпсу, легкорозчинних солей. Зріджені фітоценози постачають незначну кількість фіторешток, які за яскраво вираженого аеробіогенезису не гуміфікуються, а активно мінералізуються. Незначна гумусованість спричинює втрату водостійкості структури, що погіршує і без того незначне накопичення вологи. Швидка витрата ґрунтом весняного мінімуму води призводить до висихання зональних фітоценозів. Подальша аеробна мінералізація фіторешток залишає в ґрунті багато зольних елементів (Si, P, S, Ca, Mg, Na, K), серед яких найбільш активним є *натрій*. Він легко входить у ГВК, спричинюючи солонцюватість ґрунтів, яка до того ж посилюється галоморфізмом материнських порід. Помітна участь у генезисі каштанових ґрунтів легкорозчинних солей відрізняє прояв тут дернового процесу.

Темно-каштанові ґрунти в Україні поширені переважно на безстічних рівнинах вододілу Дніпро-Молочна, на півночі степового Криму та на знижених правобережних плакорах Дніпра. Легкорозчинні солі трапляються в їх профілі зі 150 – 250 см і глибше (на правобережжі Дніпра). Морфолого-фізичні форми солонцюватості не підтверджуються наявністю обмінного Na, вміст якого не перевищує в них 3 – 5 % від суми ввібраних катіонів. Порівняно з чорноземами південними солонцюватими темно-каштанові ґрунти мають звужене співвідношення обмінного Ca : Mg (скажімо, 2 : 1 при вмісті Ca 15 – 40, Mg 2 – 20 мг-екв/100 г глинистих різновидностей). Зрошення, яке поширене в цій зоні, сприяє вторинному олуговінню, проявам галоморфізму та іншим змінам властивостей ґрунтів. Зрошувані варіанти ґрунтів дуже ущільнюються, втрачають структуру орного шару, який стає грудкуватим, зацплыває після дощів, вкривається щільною кіркою, особливо помітною у поверхнево-солонцюватих видах. Порівняно з богарними варіантами в зрошуваних ґрунтах збільшується кількість обмінного Na. На значних площах темно-каштанові ґрунти плантажовані, тобто зорані на значну (> 30 см) глибину з переміщенням екогенетичних горизонтів (або з розпушуванням ілювійованих горизонтів). Такі ґрунти мають знижений на 10 – 30 % вміст гумусу порівняно зі своїми аналогами при рівномірному його розподілі по профілю. У складі ж обмінних основ в 1,5 раза збільшується кількість Na.

Щороку сухостепові фітоценози продукують до 30 ц/га коренів і в БІК включається 600 кг/га зольних елементів і 150 кг/га азоту. Серед елементів БІКу переважають N, Si, K. Споживання елементів приблизно дорівнює їх надходженню в ґрунт. Чисельність мікроорганізмів у каштанових ґрунтах мало відрізняється від чорноземів, але їх активність тут значно послаблена затяжним посушливим періодом. Біомаса рослин становить у середньому близько 20 т/га (90 % — це корені). Зелена маса за рік збільшується на 3, а корені — на 11 т/га.

Каштанові ґрунти поділяють на підтипи: темно-каштанові, каштанові і світло-каштанові, які відрізняються між собою не лише вмістом гумусу в *H*-горизонті, а й грубизною профілю, скипанням від НСІ тощо (табл. 17.1).

Таблиця 17.1. Характеристика каштанових ґрунтів

| Підтип | Вміст гумусу, % | | Грубизна, см |
|------------------|-----------------|---------|--------------|
| | Розорані | Цілинні | |
| Темно-каштанові | 3,2 – 4,0 | 5 | 35 – 45 |
| Каштанові | 2,2 – 3,2 | 4 | 30 – 40 |
| Світло-каштанові | 1,5 – 2,2 | 2,5-3,0 | 25 – 35 |

Підзональні підтипи поділяють на помарковані грубизною профілю, глибиною залягання карбонатів та гіпсу фаціальні термічні групи (О.В. Лобова):

- субконтинентального клімату (Причорномор'я, Передкавказзя, Прикаспій, Америка);
- континентального клімату (Заволжя, Казахстан);
- різко континентального клімату (котловини Східного Сибіру, Центральна Азія).

Світло-каштанові ґрунти, на відміну від інших, мають освітлений безструктурно-шаруватий *H*-горизонт.

За родами розрізняють каштанові ґрунти: звичайні, глибокоскипаючі, карбонатні, карбонатні перериті, солончакуваті, солонцюваті, карбонатно-солонцюваті, солонцювато-осолоділі, глибокосолонцюваті, залишково-солонцюваті, злиті, неповнорозвинені, глибоко закипаючі. Види діагностують з урахуванням грубизни профілю, см: глибокі (> 50), середньоглибокі (30 – 50), укорочені (< 20). Солонцюваті каштанові ґрунти вміщують у ГВК 3 – 15 % обмінного Na, що спричинює диференціацію профілю за вмістом мулу, SiO₂, R₂O₃.

Темно-каштанові звичайні ґрунти мають грубизну гумусових горизонтів (*H* + *HP*) 35 – 50 см і більше, закипають від НСІ з 45 – 50 см, а гіпс і легкорозчинні солі з'являються з глибини близько 2 м. *H*-горизонти мають темно-сірий з брунатним відтінком колір та грудкувато-зернисту структуру. Солонцюваті види мають ущільнений

HPi-горизонт, збагачений колоїдами. Йому притаманна грудкувато-призмоподібна або брилиста структура з лакованими гранями структурних агрегатів у вигляді бурувато-брунатної кірочки. Темно-каштанові солончакуваті ґрунти зазвичай формуються на засолених породах. В їх профілі поряд з чіткою солонцюватістю в межах 30 – 100 см виявлено підвищений ($> 0,25\%$) вміст водорозчинних солей. Солонцювато-осолоділі види мають ознаки осолодіння у верхній або нижній частині *H*-горизонту у вигляді присипки SiO_2 на гранях структурних агрегатів, плитчастої або листоподібної структури, шарувато-шпаруватої статури. Ці ґрунти однозначно перебувають у стадії розсолонення і розсолонцювання.

Темно-каштанові карбонатні ґрунти скипають від HCl прямо з поверхні або в межах верхніх 30 см. Залягають вони на карбонатних породах. Карбонатно-солонцюваті види на карбонатних засоленних глинах мають підвищену щільність і тріщинувату структуру. При зволоженні вони дуже набухають, стають в'язкими. У складі увібраних катіонів поряд з натрієм є багато магнію. Залишково-солонцюваті види мають чіткі морфологічні ознаки солонцюватості без наявності в ГВК поглинутого натрію, через що їх солонцюватість діагностується як залишкова. Темно-каштанові ґрунти з поглибленим закипанням сформувалися на породах легкого гранулометричного складу. Завдяки добрій водопроникності карбонати вилужені до 1,0 – 1,5 м, а гіпсовий горизонт відсутній. Темно-каштанові злиті ґрунти формуються на мулувато-глинистих породах і характеризують високою щільністю (злитістю) *HP*-горизонту за незначного вмісту поглинутого натрію. Короткопрофільні види на щільних породах мають дуже малу грубизну гумусових горизонтів за такої самої, як і у темно-каштанових звичайних ґрунтах, будови профілю.

Залежно від грубизни гумусованих горизонтів (*H* + *HP*) виділяють види, см: глибокі (> 50), середньоглибокі (30 – 50), неглибокі (20 – 30) і неповнорозвинені (< 20). За вмістом поглинутого натрію серед солонцюватих ґрунтів виділяють три види, % від ЄКО: слабкосолонцюваті (3 – 5), середньосолонцюваті (5 – 10) і сильносолонцюваті (більше ніж 10). Солонцюваті каштанові ґрунти мають профіль, диференційований за вмістом мулу, $\text{SiO}_2 : \text{R}_2\text{O}_3$. Горизонт *HI* збагачений цими компонентами, а глибші горизонти містять підвищену кількість гіпсу і легкорозчинних солей.

Каштанові ґрунти витягнулися вузькою присивасько-причорноморською смугою на лівобережжі Дніпра та Сиваша в Криму. Це найпосушливіша частина південного Сухого Степу, де домінуючі каштанові ґрунти утворюють комплекси з солонцями каштановими. Солі є вже з 80 – 170 см.

Світло-каштанові ґрунти в Україні не трапляються. М.А. Глазовська відділяє їх від типу каштанових, оскільки за властивостями вони більш схожі на бурі ґрунти напівпустелі. У класифікації

ФАО-ЮНЕСКО каштанові і темно-каштанові ґрунти відносять до групи каштаноземів, а світло-каштанові — до арідосолей.

Бурі ґрунти напівпустелі мають профіль $He + H_{pi} + I_{pk} + P_{ks}$. Грубізна $He + H_{pi}$ не перевищує 30 – 35 см, H -горизонт у них сіривато-бурий, безструктурний, слабокошаруватий. На карті світу чітко виділяють такі континентально-кліматичні фації бурих напівпустельних ґрунтів:

- бурі субконтинентальні ґрунти Північної Америки (малокарбонатні та малогіпсові);
- бурі континентальні ґрунти Євразії (від Волги до Іртиша — найбільш типові, солонцюваті);
- бурі напівпустельні ґрунти різко континентальної фації Східного Сибіру і Центральної Азії (малокарбонатні і малогіпсові).

В Україні, як зазначалося, бурі ґрунти не трапляються, а далі на схід у Росії, Казахстані, країнах Середньої Азії поширені їх термічно-фаціальні підтипи: короткочасно промерзаючі (Південний Прикаспій на захід від Мугоджар), теплі промерзаючі (на схід від Мугоджар до південно-західного підніжжя Алтаю), помірнотеплі довго промерзаючі (південні котловини Туви з негіпсоносними ґрунтами).

Загальна грубізна органопрофілю ($H + HP$) важкосуглинистих і легкоглинистих темно-каштанових ґрунтів становить у середньому 60 см (48 – 75 см). У каштанових ґрунтів важкого гранулометричного складу при середньому значенні 57 вона варіює від 45 до 65 см. Закипання від $HC1$ в темно-каштанових ґрунтах Правобережжя Дніпра коливається від 36 до 70 см (в середньому — 58 см), на Лівобережжі від 26 до 70 см (49 см) і в Криму — від 30 до 87 см (45 см). Каштанові ґрунти закипають з 16 – 55 см (40 см), а середньо- і легкосуглинисті темно-каштанові ґрунти — з 54 – 80 см.

Карбонатна білозірка виявляється в темно-каштанових ґрунтах з 60 – 70 см, у каштанових — 55 – 60 см, гіпс — відповідно зі 150 – 180 і 120 – 150 см. У породі до глибини 5 – 6 м виділяють два-три горизонти дрібнокристалічного гіпсу (в 110 – 180 см кожний), які нагадують про періодичність його відкладення.

Основний масив темно-каштанових і каштанових ґрунтів України розташований на Лівобережжі Дніпра в Причорноморській провінції Сухого Степу. Результати визначення гранулометричного складу цих ґрунтів у різних географічних пунктах надають підстави вважати, що в окремих різновидах співвідношення фракцій є однорідним (табл. 17.2). Високою варіабельністю відрізняється тільки вміст (загалом незначний) часточок розміром 1,00 – 0,25 і 0,25 – 0,05 мм. Практично однаковим є в цих ґрунтах гранулометричний склад гумусово-аккумулятивного і перехідного горизонтів, що свідчить про повну відсутність $E - I$ -диференціації профілю. Однак каштанові середньосуглинисті ґрунти характеризуються високою просторовою мінливістю вмісту фракцій піску (1 – 0,25 мм), середнього

(0,01 – 0,005) та дрібного (0,005 – 0,001 мм) пилу в межах одного генетичного горизонту, але гранулометричний склад горизонтів *H* і *HP* в них є також однаковим.

Таблиця 17.2. Гранулометричний склад каштанових ґрунтів Лівобережного Причорномор'я, % (за Ю.Є. Кізяковим)

| Ґрунт | Горизонт | См | Втраги від НСІ, % | 1–0,25 | 0,25–0,05 | 0,05–0,01 | 0,01–0,005 | 0,005–0,001 | < 0,001 | < 0,01 |
|-------------------------------------|-----------|-------|-------------------|--------|-----------|-----------|------------|-------------|---------|--------|
| Темно-каштановий: легкоглинистий | <i>H</i> | 0–10 | 2,80 | 0,10 | 0,10 | 31,60 | 10,30 | 14,80 | 40,30 | 65,40 |
| | <i>HP</i> | 30–40 | 2,80 | 0,10 | 0,20 | 31,00 | 10,20 | 14,80 | 41,00 | 65,90 |
| важкосуглини- стий | <i>H</i> | 0–10 | 9,40 | 0,30 | 2,20 | 32,80 | 6,60 | 10,80 | 37,80 | 55,10 |
| | <i>HP</i> | 30–40 | 9,40 | 0,30 | 2,00 | 32,40 | 6,80 | 11,00 | 37,80 | 55,60 |
| Каштановий: легкоглинистий | <i>H</i> | 0–10 | 1,80 | 0,30 | 0,30 | 35,00 | 11,50 | 13,30 | 38,00 | 62,80 |
| | <i>HP</i> | 30–40 | 2,20 | 0,20 | 0,40 | 35,90 | 11,50 | 12,10 | 37,80 | 61,40 |
| важкосуглини- стий | <i>H</i> | 0–10 | 5,20 | 0,40 | 4,10 | 34,00 | 8,10 | 13,30 | 34,80 | 56,30 |
| | <i>HP</i> | 30–40 | 5,60 | 0,40 | 4,60 | 34,20 | 7,70 | 13,10 | 34,50 | 55,20 |
| середньосугли- нистий | <i>H</i> | 0–10 | 5,20 | 5,90 | 20,00 | 34,50 | 3,70 | 6,20 | 24,50 | 34,50 |
| | <i>HP</i> | 30–40 | 5,20 | 6,40 | 18,10 | 35,70 | 3,30 | 6,10 | 25,20 | 34,60 |

Гранулометричний склад темно-каштанових ґрунтів легкоглинистого і важкосуглинистого ґрунтів Лівобережжя характеризується як крупнопилувато-мулуватий (мулу на 5 – 10 % більше, ніж крупного пилу). На Правобережжі, навпаки, крупнопилуватої фракції порівняно з мулуватою на 11 – 16 % більше. Темно-каштанові ґрунти Північно-Кримської провінції містять фізичної глини (часточок < 0,01 мм) від 64 до 76 %, а мулу (< 0,001 мм) — 33 – 50 %. Серед цих ґрунтів є несолонцюваті і слабкосолонцюваті. У слабкосолонцюватих вміст мулу в *Hi*-горизонті на 5 – 7 % більший, ніж у *He*-горизонті. Легкоглинисті різновидності каштанових ґрунтів містять у середньому 35,0 – 35,9 % крупного пилу і 37,8 – 38,0 % мулу, важкосуглинисті — однакові кількості цих фракцій, а в середньосуглинистих крупний пил переважає над мулом на 10 %.

Чинник дисперсності за Н.А. Качинським (відсоткове відношення вмісту мулистій фракції при мікроагрегатному аналізі до вмісту її при механічному аналізі) невеликий. У *H*-горизонті темно-каштанових ґрунтів обох провінцій він дорівнює 3,2 – 6,7; у перехідному — 10 – 12; в *H*-горизонті каштанових ґрунтів — 7,1 – 9,4 і в *HP*-горизонті — 10,8 – 14,7. Це свідчить про добру мікроагрегованість цих ґрунтів та їх високу здатність до формування водостійкої структури.

Основна частина гумусових речовин каштанових ґрунтів закріплюється в дрібному пилу та в мулі. У них акумулюється 64 – 67 %

загального гумусу в *H*-горизонті та 78 – 85 % в *HP*-горизонті. У зв'язку з цим гумусованість каштанових ґрунтів значною мірою визначається не тільки біокліматичними умовами, а й кількістю мулу та дрібного пилу (К.І. Трофименко, Ю.Є. Кізяков, 1966). Середній вміст гумусу в шарі 0 – 10 см темно-каштанових легкоглинистих ґрунтів Причорноморської провінції становить 2,88, важкосуглинистих — 2,53 %. У каштанових ґрунтах він є найбільшим у легкоглинистих (2,11 %) і помітно менший (1,88 %) у середньосуглинистих різновидностях (табл. 17.3). Також закономірно залежно від гранулометричного складу змінюється і гумусованість горизонту *HP*. Варіабельність кількості органічних речовин в орному шарі каштанових ґрунтів відносно невелика (коефіцієнт варіації — 7,9 – 5,5 %); з глибиною вона дещо збільшується. Валовий вміст гумусу в орному шарі темно-каштанових ґрунтів Північно-Кримської провінції коливається від 2,1 до 2,9 %. Загальні запаси гумусу у шарі 0 – 100 см темно-каштанових ґрунтів України становлять 220 – 260 т/га, каштанових — 200 – 240 т/га, наближаючись у цьому до своїх аналогів у Передкавказзі та інших регіонах Євразії.

Таблиця 17.3. Фізико-хімічні показники каштанових ґрунтів України (за Ю.Є. Кізяковим)

| Ґрунт | Горизонт | См | Гумус, % | Азот, % | ЄКО, мг-екв/100 г | % від ЄКО | | | |
|-------------------------------------|------------------|-----------|----------|---------|-------------------|------------------|------------------|-----------------|-----|
| | | | | | | Ca ²⁺ | Mg ²⁺ | Na ⁺ | |
| Темно-каштановий: легкоглинистий | <i>H</i> | 0–10 | 2,88 | 0,16 | 29,14 | 81,5 | 17,7 | 0,8 | |
| | <i>HP</i> | 30–40 | 2,46 | 0,13 | 29,37 | 78,1 | 21,1 | 0,8 | |
| | <i>hP</i> | 50–60 | 1,78 | 0,11 | 27,76 | 80,4 | 18,5 | 1,1 | |
| важкосуглинистий | <i>H</i> | 0–10 | 2,53 | 0,13 | 32,10 | 71,6 | 26,6 | 1,8 | |
| | <i>HP</i> | 30–40 | 2,03 | 0,12 | 32,80 | 71,5 | 26,5 | 2,0 | |
| Каштановий: легкоглинистий | <i>H</i> | 0–10 | 2,11 | 0,13 | 29,30 | 70,0 | 28,0 | 2,0 | |
| | <i>HP</i> | 30–40 | 1,77 | 0,11 | 29,90 | 70,1 | 28,2 | 1,7 | |
| | <i>H</i> | 0–10 | 2,07 | 0,13 | 30,00 | 71,8 | 26,1 | 2,1 | |
| | <i>HP</i> | 30–40 | 1,88 | 0,11 | 30,70 | 70,8 | 25,8 | 3,4 | |
| | важкосуглинистий | <i>H</i> | 0–10 | 1,88 | 0,12 | 19,40 | 62,8 | 35,3 | 1,9 |
| | | <i>HP</i> | 30–40 | 1,60 | 0,10 | 20,10 | 62,4 | 35,5 | 2,1 |

У складі гумусу каштанових ґрунтів Причорноморської провінції гумінові кислоти значно переважають над фульвокислотами. Співвідношення $C_{ГК} : C_{ФК}$ у темно-каштанових ґрунтів у *H*-горизонті становить 2,43 і в *HP*-горизонті — 1,84. У каштанових солонцюватих ґрунтів у *He*- та *Hi*-горизонтах воно є практично однаковим (2,18 і 2,11). Гумус каштанових ґрунтів Північно-Кримської провінції, а також Поволжя, Передкавказзя і Казахстану відрізняється більш

звуженим співвідношенням $C_{ГК} : C_{ФК}$ (1,14 – 1,60). У складі гумінових кислот частка фракції 2 (розчинної в 0,1 н. розчині NaOH тільки після декальцинації і умовно зв'язаної з Ca) досягає 75 – 85 % їх загальної кількості. У складі фульвокислот *H*-горизонту переважають фракції 2 (55 %) і 3 (28 %), а в *HP*-горизонті домінують (майже порівну) фракції 1 і 3 (32 і 30 %). Уміст вуглецю негідролізованого залишку у каштанових ґрунтах у *He*- і *Hi*-горизонтах є однаковим (40,2 – 40,3 %); у темно-каштанових звичайних у *H*-горизонті він становить 44,7 і в *HP*-горизонті — 53,5 %.

Валовий азот в орному шарі темно-каштанових ґрунтів досягає вмісту 0,14 – 0,26, каштанових — 0,10 – 0,16 %. Такі коливання зумовлені різним вмістом у цих ґрунтах гумусу. З глибиною кількість азоту поступово зменшується. Запаси азоту в метровій товщі становлять 10 – 18 т/га.

Каштанові ґрунти на лесах і лесоподібних відкладах наділені великим потенційним резервом мінерального живлення рослин. Валовий вміст фосфору в орному шарі досягає 0,10 – 0,13, а на глибині 130 – 140 см — 0,08 – 0,10 %. У фракційному складі переважають фосфати кальцію та органічні; кількість фосфатів заліза і алюмінію є незначною. Вміст валового калію становить по всьому профілю від 1,7 до 2,7 %, що є результатом збагаченості ґрунтоутворних порід слюдами та гідрослюдами. Рухомий (доступний рослинам) калій у каштанових ґрунтах є в достатній кількості (18 – 72 мг/100 г), а вміст рухомого фосфору в орному шарі звичайних і солонцюватих коливається від 0,3 до 6,0 мг/100 г. Темно-каштанові і каштанові карбонатні ґрунти, поширені в східному Передкавказзі, характеризуються дуже слабкою забезпеченістю доступними рослинам фосфатами.

Вміст водорозчинних солей у темно-каштанових ґрунтах Правобережжя Дніпра до глибини 2 м становить від 0,04 до 0,11 %. У лівобережній частині Сухого Степу аналоги цих ґрунтів у шарі 150 – 200 см містять у середньому 0,64 % солей, у складі яких переважають сульфати кальцію. Каштанові ґрунти Причорноморської провінції і темно-каштанові солонцюваті ґрунти Північного Криму містять солей у шарі 100 – 150 см 0,30 – 0,45 % і в шарі 150 – 200 см — 0,89 – 1,00 %, а в складі солей домінують сульфати кальцію і натрію. Реакція ґрунтового розчину в межах гумусового профілю наближається до нейтральної, або слабколужна, а глибше від 60 см рН підвищується до 8,0 – 8,2 (табл. 17.4).

ЕКО темно-каштанових і каштанових звичайних легкоглинистих та важкосуглинистих ґрунтів у горизонтах *H* і *HP* практично однакова і становить 29,1 – 32,8 мг-екв/100 г. У каштанових середньосуглинистих ґрунтів вона зменшується до 19,4 – 20,1 мг-екв/100 г. Найвищою насиченістю ГВК Ca (78,1 – 81,5 %) виділяються темно-каштанові звичайні легкоглинисті ґрунти.

Таблиця 17.4. Водно-фізичні властивості каштанових ґрунтів Лівобережного Причорномор'я

| Ґрунт | Горизонт | См | Щільність, г/см ³ | | Шпаруватість, % | | МГ, % | ВЗ | | НВ | | ДАВ при НВ, мм |
|-------------------------------------|----------------------|---------|------------------------------|-----------|-----------------|----------------|-------|------|-------|-------|-------|----------------|
| | | | твердої фази | складення | загальна | аерації при НВ | | % | мм | % | мм | |
| Темно-каштановий легкоглинистий* | <i>H</i> | 0–30 | 2,70 | 1,20 | 55,5 | 27,3 | 11,3 | 14,3 | 51,3 | 28,2 | 101,3 | 50,0 |
| | <i>H_p</i> | 30–40 | 2,72 | 1,44 | 47,0 | 21,6 | 11,4 | 14,4 | 20,7 | 25,4 | 36,6 | 15,9 |
| | <i>HP</i> | 40–50 | 2,72 | 1,53 | 43,7 | 21,1 | 10,8 | 13,6 | 20,8 | 22,6 | 34,6 | 13,8 |
| | <i>HP</i> | 50–60 | 2,73 | 1,51 | 44,7 | 23,1 | 10,6 | 13,4 | 20,2 | 21,6 | 32,6 | 12,4 |
| | <i>hPk</i> | 60–70 | 2,74 | 1,48 | 46,0 | 24,3 | 10,4 | 13,1 | 19,4 | 21,7 | 32,1 | 12,7 |
| | <i>Pk</i> | 70–100 | 2,75 | 1,52 | 44,8 | 23,3 | 10,4 | 13,1 | 59,5 | 21,5 | 98,0 | 38,0 |
| | <i>Pk</i> | 100–150 | 2,77 | 1,55 | 44,1 | 22,9 | 10,7 | 13,5 | 104,1 | 21,2 | 164,2 | 64,1 |
| | | 0–100 | 2,73 | 1,41 | 48,4 | 24,4 | 10,8 | 13,7 | 191,9 | 24,0 | 334,8 | 142,9 |
| Темно-каштановий легкосуглинистий** | <i>He</i> | 0–30 | 2,64 | 1,32 | 50,0 | 30,0 | 5,2 | 7,0 | 28,0 | 20,0 | 79,0 | 51,0 |
| | <i>Hi</i> | 30–40 | 2,66 | 1,42 | 47,0 | 28,0 | 5,8 | 7,7 | 11,0 | 19,0 | 28,0 | 16,0 |
| | <i>Hi</i> | 40–50 | 2,67 | 1,45 | 46,0 | 28,0 | 5,8 | 7,7 | 11,0 | 18,0 | 26,0 | 15,0 |
| | <i>Ph</i> | 50–60 | 2,68 | 1,47 | 46,0 | 28,0 | 5,4 | 7,2 | 11,0 | 18,0 | 26,0 | 15,0 |
| | <i>Ph</i> | 60–70 | 2,68 | 1,48 | 45,0 | 27,0 | 5,3 | 7,1 | 11,0 | 18,0 | 26,0 | 15,0 |
| | <i>Pk</i> | 90–100 | 2,69 | 1,49 | 44,0 | 24,0 | 5,2 | 7,0 | 11,0 | 20,0 | 30,0 | 19,0 |
| | | | 0–100 | 2,67 | 1,43 | 46,0 | 27,0 | 5,3 | 7,2 | 105,0 | 19,0 | 271 |
| Каштановий легкоглинистий* | <i>He</i> | 0–30 | 2,70 | 1,18 | 56,4 | 26,0 | 11,0 | 14,2 | 50,0 | 30,4 | 107,1 | 57,1 |
| | <i>Hi</i> | 30–40 | 2,73 | 1,27 | 53,5 | 26,6 | 12,5 | 15,6 | 19,8 | 26,9 | 34,2 | 14,4 |
| | <i>Hi</i> | 40–50 | 2,72 | 1,39 | 48,9 | 27,1 | 12,4 | 15,7 | 21,8 | 24,3 | 33,8 | 12,0 |
| | <i>Hi</i> | 50–60 | 2,73 | 1,43 | 47,6 | 23,4 | 12,4 | 15,7 | 22,4 | 24,2 | 34,6 | 12,2 |
| | <i>Phk</i> | 60–70 | 2,73 | 1,48 | 45,8 | 22,0 | 12,8 | 15,8 | 23,4 | 23,8 | 35,2 | 11,8 |
| | <i>Pk</i> | 70–100 | 2,75 | 1,51 | 45,1 | 22,4 | 12,2 | 15,4 | 69,5 | 22,7 | 102,6 | 33,1 |
| | <i>Pk</i> | 100–150 | 2,76 | 1,43 | 48,2 | 25,9 | 11,5 | 14,5 | 103,8 | 22,3 | 159,3 | 55,5 |
| | | 0–100 | 2,73 | 1,36 | 53,8 | 27,9 | 12,0 | 15,2 | 206,9 | 25,9 | 347,5 | 140,6 |

* За Ю.Є. Кізяковим.

** За М.І. Полупаном.

Темно-каштанові важкосуглинисті, а також каштанові легкоглинисті та важкосуглинисті ґрунти мають зменшену частку кальцію в сумі увібраних катіонів (до 70,0 – 71,8 %), а частина магнію збільшується до 25,8 – 28,2 %. Каштанові середньосуглинисті ґрунти відрізняються найнижчим вмістом увібраного кальцію (62,4 – 62,8 %) і найвужчим співвідношенням його до увібраного магнію (1,7 проти 2,5 – 4,6 у інших різновидів). Темно-каштанові слабкосолонцюваті легкоглинисті ґрунти Північно-Кримської провінції мають чітку диференціацію профілю за ЄКО, яка корелює з перерозподілом високодисперсних часточок. У складі увібраних катіонів кальцію є в 2,2 – 2,5 рази більше, ніж магнію, а частка натрію становить 5,3 – 8,3 %.

Структурний стан каштанових ґрунтів України є агрономічно сприятливим. Співвідношення кількості агрономічно цінних агре-

ґатів (1 – 0,25 мм) до сумарного вмісту брил та пилу (коефіцієнт структурності) в гумусовому горизонті становить у середньому 1,3 – 1,5 і в *HP*-горизонті підвищується до 2,4 – 4,5. Водостійких агрегатів розміром більше ніж 0,25 мм у гумусовому горизонті темно-каштанових ґрунтів Правобережжя всього 22 %, Лівобережжя — 41, Північного Криму — 46 %. У перехідному горизонті їх кількість підвищується до 38 – 61 %. Каштанові солонцюваті ґрунти мають таких агрегатів у *He*-горизонті — 37 і в *Hi*-горизонті — 59 %.

Поєднання глинистого і важкосуглинистого гранулометричного складу материнських порід з їх карбонатністю і пухко-шпаруватою статурою обумовили відносно сприятливі фізичні та водні властивості каштанових ґрунтів (табл. 17.3). Унаслідок невеликої гумусованості верхніх горизонтів питома вага ґрунту досягає 2,6 — 2,7 г/см³, дещо підвищуючись з глибиною. Щільність гумусового горизонту дорівнює 1,2 – 1,3 г/см³, підвищуючись в *HP*-горизонті до 1,4 – 1,5 г/см³, досягаючи максимуму (1,49 – 1,55 г/см³) у карбонатному горизонті з білозіркою. В розораних ґрунтах щільність верхнього шару коливається в межах 1,0 – 1,5 г/см³ залежно від культури, фази її розвитку, вологості ґрунту і способу обробітку. Максимальна гігроскопічність, вологість стійкого в'янення рослин (ВЗ) і найменша вологоємність (НВ) значною мірою залежать від вмісту гумусу, гранулометричного складу і ступеня солонцюватості ґрунтів. Запаси вологи при НВ в шарі 0 – 100 см у темно-каштанових і каштанових легкоглинистих ґрунтів становлять 335 – 348 мм, а в легкосуглинистих — 270 – 280 мм. Діапазон активної вологи (різниця між запасами вологи при НВ і ВЗ у верхній метровій товщі) у легкоглинистих ґрунтів дорівнює 141 – 151, а у легкосуглинистих — 162 – 170 мм.

Бурі аридні ґрунти Напівпустелі суттєво відрізняються від каштанових специфічною будовою профілю. Неглибокий гумусовий горизонт поділяється на дві специфічні частини: верхню крупнопористу кірочку (2 – 4 см) і пухкий шаруватий світло-сірий підгоризонт грубизною 12 – 15 см. Глибше залягає ущільнений крупногрудкуватий коричневий закипаючий горизонт *Hp* або *HPt* (12 – 15 см), а під ним *hPk* — світліший, грудкувато-горіхуватий з білозіркою, грубизною 25 – 40 см. Горизонт *hPks* — менш ущільнений (трапляється не завжди). Материнська порода (*P*) — карбонатна, часто засолена і гіпсоносна. У Напівпустелі значно поширені піщані і супіщані ґрунти, які відрізняються розтягнутим майже недиференційованим профілем. У суглинистих ґрунтів здебільшого чітко виявляється спричинена солонцюватістю диференціація профілю на гумусово-елювіальний і гумусово-ілювіальний горизонти. *He*-горизонт має менший вміст мулу, заліза, алюмінію і відносно збагачений кремнієм. Валового гумусу в *He*-горизонті міститься 1,0 – 2,5 %, а його запаси у метровій товщі коливаються від 30 до 100 т/га. У складі гумусу переважають фульвокислоти. Гумус бурих аридних ґрунтів відрізняється значною рухомістю і

спрощеною будовою ароматичного ядра гумінових кислот. Валовий вміст азоту в гумусовому горизонті — 0,11 – 0,18 %, фосфору — 0,06 – 0,20 і калію — 1,5 – 2,0 %. Максимальне накопичення карбонатів — у шарі 30 – 80 см. Підвищена кількість водорозчинних солей виявляється з 90 – 100 см, а в шарі 120 – 130 см їх вміст нерідко досягає 1,5 – 2,0 %. ЄКО невелика — у піщаних і супіщаних різновидностях вона становить 5 – 10 мг-екв, легкосуглинистих — 10 – 15, середньо- і важкосуглинистих — 15 – 25 мг-екв/100 г ґрунту. У *НІ*-горизонті ЄКО вище, ніж у *НЕ*, що пов'язано з перерозподілом колоїдів. У складі увібраних катіонів домінують Са (60 – 80 %) і Mg (25 – 35 %). У невеликій кількості присутній Na. Реакція ґрунтового розчину слабколужна (рН 7,3 – 8,0). Водно-фізичні властивості бурих ґрунтів несприятливі для рослин. Питома маса по всьому профілю дорівнює 2,59 – 2,66 г/см³, щільність в шарі 0 – 8 см — 1,58 г/см³, 20 – 45 см — 1,40 – 1,45, а глибше — 1,55 – 1,67 г/см³. Дефіцит атмосферного зволоження і сприятливі фізичні властивості бурих ґрунтів зумовлюють незначні запаси вологи в них і масу (до 50 см) глибини промочування.

Походження та еволюція бурих напівпустельних ґрунтів найімовірніше пов'язані із взаємодією цілої низки процесів, передусім дернового (гумусово-акумулятивного), розсолення, осолонцювання-осолодіння, кіркоутворення. Дерновий процес у цих ґрунтах є загальмованим. Трав'яні фітоценози віддають у ґрунт переважно кореневі рештки, кількість яких тут вдвоє менша, ніж у каштанових ґрунтах. Переважають грубі корені, які повільно мінералізуються з утворенням фульватних та гумінових сполук спрощеної будови. Біохімічний склад решток полину та солянок, які містять багато жирів, восків, смол, бітумів та інших стійких речовин гальмує утворення гуматів Са, незважаючи на те, що бурі ґрунти є карбонатними.

В.А. Ковда вважає, що бурі напівпустельні ґрунти водноакумулятивних рівнин пройшли на старті голоценоу стадію гідрогрунтогенезу, яка посприяла накопиченню в їх профілі легкорозчинних солей і гіпсу та карбонатів. Відрив цих ґрунтів від капілярного впливу підґрунтових вод започаткував їх розсолення, ускладнене осолонцюванням і осолодінням за схемою К.К. Гедройця. Це призвело до *Е* – *І*-диференціації ґрунтового профілю з утворенням на певних глибинах карбонатного, гіпсового і сольового горизонтів.

У Центральній Азії, Східному Сибіру у Північній Америці бурі ґрунти найчастіше є не солонцюватими. Це пов'язано з властивостями підґрунта. Отже, уявлення про солонцюватість як обов'язкову зональну особливість бурих ґрунтів (навіть В.В. Докучаєв називав їх «бурими солонцюватими» ґрунтами) є хибним. Солонцюватість є неодмінним супутником бурих ґрунтів лише в Європейській частині Росії, в Казахстані та в Сибіру західніше від Іртиша.

Кіркоутворення, яке супроводжує формування напівпустельних бурих ґрунтів (та ґрунтів пустель), є ще слабо дослідженим. О.М. Самойлова пояснює його слабким розвитком коренів у поверхневому

горизонті, безструктурністю та розпорошеністю твердих фаз, їх карбонатністю та контрастністю сезонного гідротермічного режиму. Шарувата структура підкоркового горизонту, вірогідно, формується за участю зимового промерзання. Чим глибше й довше промерзає ґрунт, тим виразніше оформленим є шаруватий горизонт.

Бурі аридні ґрунти поділяють на три підтипи:

► бурі аридні типові теплі короткочасно промерзаючі 1,5 – 2,0 % гумусу;

► бурі аридні теплі світлі промерзаючі (казахські) 1,0 – 1,5 % гумусу;

► бурі аридні безгіпсові помірно теплі тривало промерзаючі (центрально-азійські).

Роди виділяють з огляду на солонцюватість, солончакуватість і карбонатність: звичайні, карбонатні, солонцюваті, залишково солонцюваті і осолоділі, солончакуваті, слабо диференційовані, малорозвинені, гіпсоносні і безгіпсові. Видовими ознаками є ступінь солонцюватості, солончакуватості, кам'янистості, карбонатності, вираженість гіпсового горизонту.

СГП Напівпустелі, як і сухостепової зони, характеризується значним поширенням комплексів несолонцюватих, солонцюватих та солончакуватих ґрунтів з солонцями.

17.3. Лучно-каштанові ґрунти

Лучно-каштанові та лучнувато-каштанові (зазвичай, солонцюваті) ґрунти в зоні Сухого Степу і лучно-бурі у Напівпустелі формуються в умовах підвищеного поверхневого зволоження, чому сприяють зниження серед каштанових ґрунтів (западини, поди, балки тощо), де концентрується додаткова волога і створюються оптимальні умови для мезофільних, більш зімкнутих і високорослих фітоценозів: панують високорослі злаки — пирій, мезофільне різнотрав'я, чагарники, люцерна серповидна, буркун жовтий та інші види.

Лучно-каштанові напівгідроморфні ґрунти мають профіль $He + Hpi + Phk(i) + Pks$ (у цільних варіантах гумусовий горизонт розділений на гумусово-дерновий Hed і He). Загальна площа лучно-каштанових ґрунтів у Євразії досягає 6,6 млн га (М.М. Розов, 1967); у межах Сухого Степу України вони займають 227 тис. га.

Підґрунтові види залягають на глибині 3 – 5 м і своєю капілярною облямівкою (каймою) впливають на нижню частину профілю. Зволоженню сприяє також поверхневий стік і більш потужний сніговий покрив. Загалом ці ґрунти мають лучно-степовий режим природного ґрунтоутворення, який забезпечує їх більшу продуктивність і гумусованість порівняно з каштановими та бурими, що спричинено додатковим зволоженням, особливо важливим за аридних умов. Проте землеробське освоєння таких ґрунтів постійно наражається

на додаткову загрозу — засолення, осолонцювання, осолодіння, оглеєння, злитизації, що їх також несе з собою додаткове зволоження. Застосування дорогих меліорацій, зазвичай, є нерентабельним, а тому не варто забувати в умовах приватного господарювання про існування не лише ріллі, а й лучних, мисливських, рекреаційних, заповідних та інших угідь.

У *Напівпустелі* різноманітні зниження з розкішнішими зімкнутими травостоями зайняті лучно-бурими ґрунтами, які виділяються в окремий тип за аналогією з лучно-каштановими ґрунтами сухостепової зони. Проте відмінність у зволоженні автоморфних і напівгідроморфних ґрунтів у Напівпустелі є не такою великою, внаслідок чого профілі лучно-бурих ґрунтів схожі на бурі, аридні, але мають збільшену (до 25 см) грубизну *H*-горизонту, кращу гумусованість, певну розтягнутість профілю, знижене скипання, сліди оглеєння внизу профілю.

17.4. Окультурювання, охорона, раціональне використання

Каштанові ґрунти Сухого Степу розташовані у смузі так званого *ризикового* (вже навіть на чорноземах) *землеробства*. Оцінка потенційної родючості цих трофічно багатих ґрунтів однозначно висока, але їх природне багатство поєднане з жорстким дефіцитом вологи. У північній частині сухих степів на темно-каштанових ґрунтах при сучасних зональних агротехнологіях, максимально спрямованих на накопичення в ґрунтах вологи за допомогою снігозатримання, полезахисного лісорозведення, посіву високостеблових куліс, глибокого безполицевого рихлення отримують непогані врожаї зернових культур високого ґатунку. Проте у посушливі роки врожаї різко падають. Тому важливе місце в підвищенні продуктивності рослинництва у зоні каштанових ґрунтів відводиться зрошенню. На світло-каштанових ґрунтах богарне (без зрошення) землеробство взагалі нерентабельне (лише на легких ґрунтах вдається отримувати задовільний врожай без зрошення). Зрошення в складі ефективної агротехнологічної системи підвищення родючості ґрунтів забезпечує отримання на високоудобрених (НРК) фонах 4 т/га і більше ярої пшениці, до 70 т/га цукрового буряку та інших культур.

Ступінь сільськогосподарського освоєння каштанових ґрунтів суттєво залежить від підтипових особливостей. Темно-каштанові ґрунти Євразії, які за своїми агрономічними властивостями і рівнем природної родючості наближаються до чорноземів південних, розорані на 53 %, резерви збільшення площі ріллі досить значні — 1,2 млн га. У підзоні каштанових ґрунтів обробляється 17 % і додатково може бути залучено 3 млн га. У підзоні світло-каштанових ґрунтів розорано 4 %, а резерви ріллі при розширенні масштабів зрошу-

ваного землеробства становлять 5 млн га (М.М. Розов, С.О. Шува-лов). У Сухому Степу України у сільському господарстві використовується майже вся площа каштанових ґрунтів. Розораність темно-каштанових ґрунтів досягає 85 %, каштанових — 76 і лучно-каштанових — 71 %. Розорювання земель значно змінює видовий склад і чисельність ґрунтових макро- і мікроорганізмів, масштаби надходження в ґрунт і трансформації біомаси, коригує водно-повітряний режим ґрунту, що в сукупності створює передумови для розвитку таких взаємозв'язаних деструктивних ґрунтових процесів, як дегуміфікація, дезагрегація, дефляція, ерозія.

Видовий склад сільськогосподарських культур, а також можливість одержання високих і сталих урожаїв у зоні Сухого Степу сильно обмежується дефіцитом атмосферного зволоження та його нестабільністю. У зв'язку з цим тут є популярним зрошуване землеробство — на півдні України зрошується 25,8 % площі темно-каштанових, каштанових і лучно-каштанових ґрунтів. В умовах богарного (незрошуваного) землеробства основну частину структури посівів становлять озима пшениця, ярий ячмінь, просо, соняшник, сорго, баштанні культури (кавун, диня), кукурудза на зелений корм. Стабільні щорічні врожаї зерна озимої пшениці в 45 – 55 ц/га можна одержувати тільки по чорному пару, під який відводиться до 20 % площі сівозмін.

Зрошуване землеробство значно змінює кліматичну обстановку, створює особливий іригаційний водний режим з численною різноманітністю підтипів і видів, в яких відображуються спосіб та інтенсивність зрошення, особливості сезонних коливань підґрунтових вод, наявність і характер природного дренажу. Найсуттєвіших змін зазнають гідротермічні умови. Поліпшення їх дає змогу значно скоригувати структуру сівозмін додатковим посівом багаторічних трав, овочевих культур, кукурудзи на зерно і силос та ін. При цьому змінюються видовий склад і чисельність мікроорганізмів, характер та інтенсивність біологічної діяльності. Це породжує і активізує принципово нові внутрішньоґрунтові процеси.

Однією з найголовніших проблем підвищення родючості каштанових, як і будь-яких інших, ґрунтів є поліпшення їх гумусового стану. Шляхи її вирішення необхідно диференціювати з урахуванням способів використання ґрунтового покриття в сільському господарстві, генетичних і агрономічних властивостей ґрунтів. При використанні темно-каштанових і каштанових несолонцюватих ґрунтів у богарному (незрошуваному) землеробстві велике значення для забезпечення позитивного балансу гумусу в ґрунті має структура сівозмін. Частка чорного пару в них повинна становити не більш як 15 – 20 %. У період парування полів залежно від ступеня атмосферного зволоження мінералізується 2 – 3 т/га гумусових речовин ґрунту. Для компенсації цих втрат необхідно внести 40 – 60 т/га гною.

Поліпшення гумусового стану і насичення ГВК Са суттєво поліпшують агрофізичні властивості каштанових ґрунтів, підвищують їх протиерозійну та протидефляційну стійкість.

У більшості країн Європи і Америки, де атмосферне зволоження є сприятливими для землеробства, розораність території не перевищує 20 – 30 %. Зважаючи на таку взірцеву модель, слід сподіватися, що й Україні теж вдасться скоротити частку хоча б до 40 – 50 % від загальної площі темно-каштанових і каштанових ґрунтів (передусім переведенням з орного фонду еродованих та сильносолонцюватих видів у лучно-пасовищні угіддя), що забезпечить підвищення родючості ґрунтів і продуктивності аграрного цеху економіки, загалом, раціонального землекористування.

Масиви земель з великою строкатістю ґрунтового покриву найраціональніше використовувати під кормові угіддя, оскільки для зернового господарства тут слід вирівнювати ґрунтовий покрив, що економічно нерентабельно, а екологічно — сумнівно.

До проектів зрошення доцільно включати весь екологічно орієнтований комплекс робіт, які запобігають вторинному заболочуванню, засоленню, осолонцюванню, злитизації тощо. Великого значення тут набуває моніторинг екологічно небезпечних ґрунтових процесів.

Плантажна оранка та гіпсування — ефективні заходи підвищення родючості ґрунтів каштанового комплексу.

Бурі напівпустельні ґрунти мають знижений рівень природної родючості. Зона їх поширення традиційно є базою пасовищного тваринництва, насамперед вівчарства. Зусилля землевласників повинні передбачати поряд з організацією пасовищезмін, сінокосів тощо також систему підвищення продуктивності цих угідь передусім лиманним зрошенням (затоплення один раз талими водами навесні) та внесенням азотно-фосфорних добрив. Щодо землеробства, то воно можливе лише при зрошенні, яке дає змогу вирощувати в цій зоні два врожаї за рік. Проте неправильне зрошення здатне спричинити вторинне засолення. Саме тому в іригаційних проектах на перший план виходять завдання раціонального використання водних ресурсів та охорона ґрунтів від засолення та осолонцювання. Велику загрозу створює також розвиток дефляції на значних площах, зайнятих легкими ґрунтами, тому протиерозійні заходи також повинні передбачатися проектами окультурювання напівпустельних ґрунтів та раціонального використання земель.

Особливу увагу при цьому необхідно приділяти розробці системи агротехнічних і лісомеліоративних заходів, спрямованих на запобігання процесам вторинного засолення, осолонцювання і дефляції, яка сильно виявляється в зоні Напівпустелі.

Застосування екологізованої програми сучасних агротехнологічних прийомів, спрямованих на окультурювання бурих напівпусте-

льних ґрунтів, дає можливість різко підвищити їх родючість, захистити від деградаційних процесів та отримати високі врожаї біологічно повноцінних доброякісних зернових, баштанних, овочевих, плодкових культур, винограду тощо.

Найбільш придатними для використання в умовах зрошення є суцільні масиви бурих аридних без ознак солонцюватості і засолення ґрунтів, а ще кращими є лучно-бурі ґрунти з їх сприятливим водним режимом. Їх супіщані і піщані різновидності доцільно використовувати передусім під овочеві, баштанні і плодкові культури. В умовах зрошення врожайність сільськогосподарських культур суттєво підвищують азотні і фосфорні добрива.



Контрольні запитання і завдання

1. Що Вам відомо про генезу каштанових ґрунтів? **2.** У чому полягають провінційні особливості генезису і властивостей каштанових ґрунтів України? **3.** Як використовуються у сільському господарстві ґрунти Сухого Степу? **4.** Охарактеризуйте екологізовану систему використання і окультурювання каштанових ґрунтів. **5.** Які еколого-біогеохімічні особливості ґрунтогенезу в зоні Напівпустелі? **6.** Охарактеризуйте морфологію, склад і властивості бурих аридних ґрунтів. **7.** Які особливості має сільськогосподарське використання ґрунтів Напівпустелі?

Розділ 18

ҐРУНТИ СУБТРОПІКІВ І ТРОПІКІВ

Означені ґрунти є найдавнішими серед ґрунтів голоцену і розташовані вони в багатьох первинних осередках землеробської культури — у давніх Єгипті, Греції, Римі, Індії, Китаї тощо. Ці давно освоєні ґрунти є й непогано вивченими, але не методами докучаєвського генетичного ґрунтознавства, а в лоні вчення про кори звітрювання. Цим пояснюється недостатній рівень знань про причини їх низької родючості на величезних просторах Африки, Південної Америки, Південно-Східної Азії, Австралії.

Субтропіки представлені двома природними поясами Північної та Південної півкуль, розташованими між тропічними та помірними поясами, переважно між 30 – 40° південної широти. Від тропіків їх відрізняє виразна термічна контрастність різних сезонів року, а від помірного поясу — дуже м'яка зима, середня температура найхолоднішого місяця якої перевищує 4 °С і не перешкоджає вегетації рослин, а отже, біогенній гілці ґрунтоутворення. Агрокліматично розмежовує помірні пояси і субтропіки імовірність згубних для субтропічних культур температур із середнім мінімумом –10 °С та абсолютним –20 °С. Субтропічні пояси в обох півкулях розташовані у смузі західного щорічного перенесення повітряних мас. Це спричинює велику відмінність у ґрунтово-ценотичному покриві їх різних секторів. При цьому в субтропіках формуються ландшафтно-біокліматичні зони, які змінюють одна одну по меридіану — західні, внутрішньоконтинентальні і найвіддаленіші від моря східні сектори.

Для західних секторів кожного материка взимку характерні опади, принесені циклонами, а влітку тут панують сухі та жаркі пасати. Сухе та жарке літо і м'яка зима характеризують типовий середземноморський клімат так званих напівсухих субтропіків з коричневими ґрунтами, до яких належать приморські території євразійсько-африканського Середземномор'я, Каліфорнії (США), Середнього Чилі, крайнього півдня Африки, південного заходу Австралії та Нової Зеландії. Із просуванням на схід у сухіших та континентальніших умовах формуються фітоценози і ґрунти сухих субтропіків. У їх межах твердолистяні субтропічні ліси та чагарники далі на схід переходять у субтропічні лісостепи, степи, напівпустелі і пустелі. При цьому сірокоричневі ґрунти змінюються сіроземними, сіро-бурими та іншими ґрунтами. У субтропіках є й чітко окреслена помірно тепла вологолісова область з фералітними червоноземами та жовтоземами — вологі субтропіки Абхазії, Західної Грузії та інших країн.

Коричневі ґрунти ксерофільно-лісових напівсухих субтропіків входять до групи сіалітних насичених сформованих на плакорах та похилих пагорбах нейтральних ґрунтів. Вони мають недиференційований дуже оглинений коричневий профіль, карбонатний у середній і нижній частинах такої будови:

Нlk (0 – 35) — гумусовий, темно-коричневий, важкосуглинковий, скипає в нижній частині, грудкувато-зернистий, поступово переходить у

Нpmk (35 – 60) — верхній гумусово-перехідний, метаморфізований, карбонатний, буро-коричневий з червонуватим відтінком, глинистий, щільний, грудкувато-горіхуватий, поступово переходить у

Phmk (60 – 95) — перехідний до породи, метаморфічний, карбонатний, нерівномірно забарвлений, суглинковий, пухкий;

Pk — порода з псевдоміцелієм, прожилками, плямами карбонатів.

В Україні коричневі ґрунти поширені в Криму на нижніх схилах головної гряди, а також у західному (м. Севастополь) і східному (біля м. Феодосія) передгір'їв. Великі масиви цих ґрунтів приурочені до крутих безлісних схилів на сході ПБК. Верхня межа поширення коричневих ґрунтів проходить на висоті 400 – 600 м над рівнем моря. В східній частині ПБК на мисі Меганом коричневі ґрунти мають ознаки галоморфізму, які маркують перехід ландшафтів сухих лісів та чагарників до солонцюватих напівпустельних ґрунтів сухого Гірського Степу. У Криму коричневі ґрунти займають площу 485 000 га, з яких 291 000 га використовується в сільськогосподарському виробництві (7600 га зайнято ріллею). Коричневі ґрунти поширені під ксерофільними дубово-грабовими і плодовими лісами низьких гір Кавказу (Східне Закавказзя, чорноморське узбережжя на північ від Туапсе), Тянь-Шаню, багато їх у Південній Європі, особливо на Піренейському півострові, в Північній та Південній Африці, в Центральній Америці, Південно-Західній Австралії, у Південній Азії. На «Ґрунтовій карті світу ФАО-ЮНЕСКО» ці ґрунти виділено під назвою хромікових (забарвлених) камбісолой (сіалітно-оглинених ґрунтів).

Коричневими ці ґрунти назвав С.О. Захаров, вперше (1924) виявивши їх на Кавказі. Пізніше в Іспанії їх описав Ф. де Війяр у 1937 р. під назвою *ксеросіалітних* ґрунтів. Потім В. Кубієна в 1948 р. виділив серед них *бурі середньоземноморські ґрунти* на корі вивітрювання *terra-fusca* та *червоно-бурі середньоземноморські ґрунти* на *terra rossa*. Статусу самостійного специфічно зонального середньоземноморського типу *коричневих ґрунтів субтропічних сухих лісів та чагарників* надав їм І.П. Герасимов (1949).

Генезис коричневих ґрунтів зумовлений, за сучасною версією, геоекологічною обстановкою класичних «середньоземноморських» ландшафтів з їх теплим субаридним кліматом з тривалим сухим

жарким літом та короткою вологою прохолодою зимою без промерзання профілю ґрунту, а отже, без призупинення біогеохімічних процесів ґрунтогенезу. Річна норма опадів у зоні поширення коричневих ґрунтів коливається від 400 до 800 мм. Такі умови сприяють розвитку ксерофітних низькорослих лісово-чагарникових фітоценозів субтропічного поясу, а також деяких тропічних регіонів та найбільш теплих ландшафтів помірного поясу. У таких сухих лісах ростуть ксерофільні види дубів, граб, бук, фундук, клен, арча (деревоподібний ялівець), фісташка, грецький горіх, алича, терен, кизил, мигдаль, субтропічні плодові культури. Середньоземноморська флора Криму між мисом Аня та Алуштою до висот 320 м представлена специфічними фітоценозами твердолистяних вічнозелених лісів типу *маквіс* і з участю степових трав, таких як астрагали, цибулі, крокуси, тюльпани, ірис, шафрани, нарциси, галантуси та ін. Серед дерев та чагарників трапляються безлисті і прутоподібні форми, такі як дрк іспанський та ін. У лісах ростуть дуб пухнастий, сосна кримська, сосна Станкевича (ендемік Криму), каштан благородний, платан, арча, або деревоподібний ялівець, жасмин дикий, яглиця понтійська, сумах, скумпія, суничне дерево, плющ. Багато із цих видів тяжіють до ландшафтів Східного Середземномор'я, де до складу маквісу входять також фісташка, дика маслина, а з трав і напівчагарників — тим'ян, ладанник, ладан. Чудова колекція цих субтропічних рослин зібрана в Нікітському ботанічному саду під Ялтою. Середземномор'я є центром походження маслини, ріжкового дерева, моркви, капусти, цукрового буряку. У субтропіках Середньої Азії ростуть релікти дольодовикової епохи — горіх г-волоський, інжир, гранат, бобівник, фісташка.

Певну спрямованість саме таким (середземноморським) кліматичним параметрам задає рельєф гір та підгірських рівнин, до яких, як правило, бувають приурочені головні масиви коричневих ґрунтів, сформовані на найрізноманітніших породах — лесоподібних суглинках, елюво-делювії магматичних порід, вапняків, сланців, у тому числі засолених. У Криму ґрунтотворниками слугують глинисті сланці таврійської свити, верхньоюрські вапняки, конгломерати й елювій масивно-кристалічних порід на мисі Меганом, у горах Аю-Даг, Кастель та ін. Літогенетична матриця впливає на колір ґрунтів: на елювії вапняків коричневі ґрунти набувають червоно-бурого відтінку, а на сланцях — сіруватого. Глибокі підґрунтові води не впливають на ґрунторморфний ґрунтогенез у значній (до 2 м) товщі ґрунто-підґрунтя.

БІК фітоценозів на коричневих ґрунтах на прикладі 40-річного дубово-грабового лісу Східної Грузії характеризується живою фітотомасою в 1300 ц/га, з яких 300 ц/га є коренями. Щороку приростає 110 ц/га, на що рослини забирають з ґрунту 350 кг/га елементів зольного і 110 кг/га азотного живлення. На поверхню ґрунту щороку по-

вертається до 65 ц/га високозольного опаду, а з ним 250 – 500 кг/га біофільних елементів, переважно Са, менше Si, N, K, Al. Опади повністю гуміфікуються за п'ять років. Біологічна ферментативна активність коричневих ґрунтів є досить високою, особливо навесні та восени, маючи яскраво виражену періодичність. Вміст мікроорганізмів у Н-горизонті перевищує 40 млн/г, а в низах зменшується до 5 млн/г.

Гідротермічний режим коричневих ґрунтів успадковує специфічний біокліматичний ритм середньоземноморських областей, який складається, на думку І.П. Герасимова, з літнього періоду «жаркого і сухого» спокою, двох, спричинених дощами, сезонів вегетації — бурхливого весняного і спокійного осіннього і короткого «прохолодного» зимового спокою з КЗ, що дорівнює 0,5 – 0,9. Як бачимо, ґрунтогенез у зоні коричневих ґрунтів має яскраву сезонну «двофазність», зумовлену гідротермічними особливостями Середземномор'я. Теплі весняні та осінні вологі фази максимально активізують біохімічні процеси в ґрунтах, сприяють вимиванню з профілю легкорозчинних солей і карбонатів, інтенсифікують гумусоутворення, синхронізують його з оглинюванням та накопиченням гідроксидів заліза. Літня ксеропауза загальмовує оглинювання, але сприяє поліконденсації та полімерізації гумусових речовин, а також змінює напрямок руху ґрунтових розчинів з низхідного на висхідний, знизу вгору. При літньому пересушуванні новоутворені в капілярах карбонати кальцію біліють прожилками та псевдоміцелієм. Висхідні токи ґрунтових розчинів нейтралізують верхні горизонти коричневих ґрунтів, насичують їх основами.

Коричневі ґрунти містять до 5 – 10 % гумусу. Його вміст навіть на глибині 1 м сягає 1%. Переважають гумати кальцію — $C_{ГК} : C_{Фк} = 0,7...2,0$. ЄКО досить висока — 25 – 40 мг-екв/100г. Серед обмінних катіонів переважає Са, а вміст Na мізерний. Реакція коричневих ґрунтів нейтральна з переходом у слабколужну внизу профілю. Все це відрізняє їх від бурих ґрунтів. Відсутність легкорозчинних солей і гіпсу в їх профілі та оглиненість горизонту відрізняє коричневі ґрунти від близьких за габітусом каштаноземів. Воднофізичні властивості коричневих ґрунтів оцінюються як агрономічно сприятливі, загальна порозність яких сягає 52 %, вологість в'янення — 15 – 25 %, а найменша вологоємність — 30 – 45 % (табл. 18.1).

Коричневі ґрунти формуються під явним впливом *рубелікації* (феритизації), яка зумовлює їх яскраве забарвлення. Рубелікація є процесом незворотної коагуляції гідрозолей заліза з подальшою їх кристалізацією в сухий та жаркий сезон. При дегідратації гідроксидів заліза вони утворюють плівки на твердофазних поверхнях, які надають яскравих червоних тонів коричневим ґрунтам у найбільш аридних районах. У Криму подібні червоні тони успадковані від червоноколірної кори вивітрювання типу *terra rossa*, на якій тут сформовані коричневі ґрунти.

Таблиця 18.1. Характеристика коричневих ґрунтів на елювії глинистих сланців (за М.І. Полупаном)

| Показник | | H_0 | $H(ed)$ | $H(I)$ | H_p | Phk | Pk | Pk |
|--|---|-------|---------|--------|-------|-------|-------|---------|
| Глибина відбору зразків, см | | 0–2 | 3–10 | 17–27 | 40–50 | 60–70 | 80–90 | 130–140 |
| рН | | ? | 7,30 | 7,60 | 7,90 | 8,10 | 8,10 | 8,20 |
| СКО, мг-екв/100 г ґрунту | | « | ? | 21,10 | 19,10 | 20,80 | ? | ? |
| Гранулометричний склад, % фракцій на абсолютно суху безкелетну наважку | >1 | ? | 40 | 37 | 55 | 36 | 35 | 63 |
| | 1–0,25 | « | 10,20 | 11,30 | 17,00 | 11,90 | 12,10 | 23,70 |
| | 0,25–0,05 | « | 15,80 | 18,00 | 18,80 | 8,60 | 19,50 | 31,80 |
| | 0,05–0,01 | « | 29,20 | 18,00 | 10,40 | 16,00 | 14,60 | 7,10 |
| | 0,01–0,005 | « | 3,30 | 6,70 | 12,10 | 18,50 | 7,10 | 2,90 |
| | 0,005–0,001 | « | 17,40 | 23,00 | 12,90 | 13,00 | 14,20 | 17,50 |
| <0,001 | « | 24,10 | 23,00 | 28,80 | 32,00 | 32,50 | 17,00 | |
| Сума <0,01 | « | 44,80 | 52,70 | 53,80 | 63,50 | 53,80 | 37,40 | |
| Валовий хімічний склад ґрунту, % оксидів на абсолютно суху наважку | SiO ₂ | ? | 57,70 | 57,40 | 56,10 | 56,20 | 56,50 | 54,60 |
| | Fe ₂ O ₃ | « | 6,70 | 6,20 | 6,70 | 6,50 | 6,40 | 7,30 |
| | Al ₂ O ₃ | « | 17,90 | 18,20 | 21,00 | 19,80 | 19,80 | 19,80 |
| | CaO | « | 1,30 | 0,80 | 0,90 | 1,60 | 2,60 | 3,70 |
| | MgO | « | 0,90 | 1,10 | 1,10 | 1,10 | 1,10 | 1,10 |
| | Na ₂ O | « | 0,50 | 0,50 | 0,50 | 0,40 | 0,40 | 0,40 |
| | K ₂ O | « | 2,80 | 2,80 | 2,90 | 2,20 | ? | ? |
| | N | « | 0,13 | 0,10 | 0,07 | 0,05 | « | « |
| | P ₂ O ₅ | « | 0,12 | 0,10 | ? | ? | « | « |
| SiO ₂ :R ₂ O ₃ | « | 4,40 | 4,40 | 3,70 | 4,00 | 4,00 | 5,80 | |
| Валовий хімічний склад мулу, % оксидів на безгумусну безкарбонатну наважку | SiO ₂ | ? | 42,80 | 38,90 | 44,10 | ? | ? | 44,10 |
| | Fe ₂ O ₃ | « | 8,10 | 7,30 | 6,60 | « | « | 6,40 |
| | Al ₂ O ₃ | « | 27,40 | 28,10 | 28,00 | « | « | 26,60 |
| | CaO | « | 0,90 | 0,60 | 0,80 | « | « | 0,80 |
| | MgO | « | 2,00 | 1,50 | 1,90 | « | « | 1,90 |
| | Na ₂ O | « | 0,80 | 0,40 | 0,60 | « | « | 0,60 |
| | K ₂ O | « | 3,40 | 2,20 | 3,90 | « | « | 4,00 |
| | SiO ₂ :R ₂ O ₃ | « | 2,20 | 2,10 | 2,30 | « | « | 2,30 |

Географія коричневих ґрунтів демонструє класичні приклади характерних переходів до ґрунтів інших типів, які притаманні різним природним зонам. У Південній Європі, на Кавказі та в Криму вони займають нижні частини гірських схилів до висот 800 м над рівнем моря, а вище завжди змінюються буроземами висотного поясу широколистяних та хвойно-широколистяних лісів. На підгірних рівнинах ці переходи дуже урізноманітнюються — на північній межі, наприклад на північному макросхилі Кримських гір, описано переходи до чорноземів суббореального поясу, а на південній межі в тропіках звичайним є їхній перехід до червоно-бурих субаридних ґрунтів сухих саван та червонувато-бурих ґрунтів напівпустельних саван. У субтропіках вони переходять у сіро-коричневі ґрунти сухих субтропічних степів, що є особливим екогенетичним типом на переході від коричневих ґрунтів до сіроземів.

Коричневі ґрунти поділено на три підтипи: типові, вилугувані та карбонатні з подальшим фаціальним поділом на: субтропічні непромерзаючі, дуже теплі періодично промерзаючі, дуже теплі короткочасно промерзаючі. Підтип коричневих вилугуваних ґрунтів розвивається в найбільш зволужених умовах і є перехідним до бурих лісових ґрунтів, а коричневі карбонатні ґрунти приурочені до найаридніших районів цієї зони і є перехідними до типу каштанових, сіро-коричневих ґрунтів і сіроземів.

Коричневі ґрунти наділені високим рівнем природної родючості, трофічно забезпеченою гумусом, азотом, фосфором, калієм, кальцієм, магнієм, до того ж вони мають задовільні агрофізичні властивості. Зона напівсухих субтропіків, де поширені ці ґрунти, з прадавніх часів була густо заселеною різними етносами і народностями, які на зорі цивілізації використовували коричневі ґрунти під посіви цінних зернових культур, таких як пшениця, кукурудза, бавовник, овочі, насамперед теплолюбні. На них закладали виноградники і створювали плантації цитрусових, інших плодових культур, горіхоплідних, маслин (оливи) тощо. Тривалий і теплий вегетаційний період дає змогу збирати тут два врожаї за рік. Система окультурювання коричневих ґрунтів включає такі агрохімічні прийоми, як внесення азотно-фосфорних добрив разом з гноєм, а також глибоке розпушування оглиненого підорного горизонту, що збільшує продуктивні запаси води, зрошення, фітомеліорацію тощо. Багатовікова практика експлуатації коричневих ґрунтів на виноградниках, у садах, інших багаторічних плантаціях, сформованих на схилах, гранично загострили проблему захисту цих ґрунтів від ерозії та дефляції. Особливо вражені ерозією коричневі ґрунти в Україні (Крим), а також в Іспанії, Португалії, де еродовано більше від 90 % орних земель. Саме тому протиерозійний блок підвищення родючості коричневих ґрунтів є одним із найважливіших і обов'язкових у проектах їх використання. Слід, однак, зауважити, що споконвічно цей захід здійснювався і здійснюється супроти всіх законів і аксіом ґрунтознавчої науки, тобто з руйнацією ґрунтового профілю та «розбазарюванням» високотрофного гумусового горизонту та ін. У таких проектах необхідно поєднувати штучне терасування схилів з агролісомеліоративними, гідромеліоративними, інженерно-меліоративними прийомами як складовими блоками системи окультурювання ґрунтів, рекультивації земель та реставрації ландшафтів. У пригоді тут стане посів сидератів багаторічних трав, відновлення субтропічних лісів, які виконують водорегулювальну, ґрунтозахисну, середовищетуворювальну та інші функції. Постійного піклування потребує гумусовий стан коричневих ґрунтів, які дегуміфікуються при регулярній оранці.

Лучно-коричневі ґрунти формуються посеред коричневих ґрунтів при підвищеному зволоженні на алювіальних і делювіально-

пролювіальних відкладах важкого гранулометричного складу під мезофітними лісо-чагарниковими фітоценозами. Вони оглеєні в низах профілю, гумусовані на більшу глибину, проте мають зменшений уміст гумусу. Ці родючі ґрунти повністю розорано.

Аридні гіпсово-вапнякові ґрунти сухих субтропічних степів, пустельних степів (напівпустель) і пустель. Сіро-коричневі ґрунти є зональними ґрунтами сухих субтропіків з недиференційованим оглиненим карбонатним ізогумусовим малогумусним профілем, який формується під ксерофітно-степовими та чагарниковими фітоценозами. Вони займають перехідну зональну екогенетичну позицію між типом коричневих ґрунтів і сіроземів. Географічно вони приурочені до рівнинних, передгірних та низькогірних територій у Східному Закавказзі і Південному Дагестані (Алазанська долина, Кура-Араксинська низовина), до південних околиць середньоазійських (долина Вахшу, Атреку, Кафірнігана) та Африканських пустель.

Сіро-коричневі ґрунти приваблюють землеробів високою потенційною родючістю, яку все ж не вдається реалізувати через різкий дефіцит вологи. Це суттєво обмежує набір сільськогосподарських культур, які можна вирощувати на богарі (без зрошення) — це передусім зернові та баштанні рослини. Великі масиви тут зайняті пасовищами, а вирощування бавовнику, винограду та інших цінних субтропічних культур потребує зрошення. При цьому інколи доводиться вирішувати також і водогосподарські проблеми, передусім пов'язані з організацією території зони сухих субтропіків, де вирощують айву, інжир, гранат, волоський горіх. Сіро-коричневі ґрунти дуже реагують, особливо при зрошенні, на мінеральні добрива, гній, мікроелементи, такі як молібденові, борні під бавовник, залізисті та марганцеві — під виноград на карбонатних видах.

Лучно-сіро-коричневі ґрунти формуються посеред сіро-коричневих ґрунтів у напівгідроморфних умовах терасових ландшафтів та підгірних рівнин і мають поглиблений оглеєний унизу гумусовий профіль.

Сіроземи є зональними ґрунтами пустельних степів (напівпустель) субтропічного поясу, де вони формуються в передгірних авторморфних лесових ландшафтах. ґрунти мають карбонатний з поверхні і на всю глибину, недиференційований, слабо гумусований, досить розтягнутий профіль. На типовому рівні ці ґрунти вперше найповніше дослідив С.С. Неуструев у Південному Казахстані та Узбекистані (1908 – 1914). *Сіроземи* поширені у Євразії, Африці, Північній і Південній Америці. Їх площа разом з гірськими сіроземами становить 258,4 млн га в зоні сухих субтропічних напівпустельних ландшафтів — пустельних степів (низькотравних напівсаван). Нижня межа поширення сіроземів у державах Середньої Азії проходить на висоті 200 – 400 м над рівнем моря, а верхня —

1200 – 1600 м. Ґрунтоутворювачами тут є переважно лесові породи, найчастіше підстелені річчяками, зрідка алювіально-делювіальні глини та хрящуватому елюво-делювії різних корінних порід.

Клімат у зоні *сіроземогенезу* відрізняється граничною контрастністю весни та літа при середній температурі найхолоднішого зимового місяця від 2 °С до –5 °С, а найтеплішого літнього — від 26 °С до –30 °С. Переважна кількість опадів спостерігається взимку та навесні, а влітку дощів немає. За річної кількості опадів у 100 – 500 мм випаровуваність становить 1000 – 1700 мм, визначаючи тим самим коефіцієнт зволоження (КЗ) 0,12 – 0,33. Феномен суцільного промочування профілю сіроземів майже до двох метрів зумовлений сприятливими опадами саме в ті сезони, коли випаровуваність є мінімальною. Тепла і волога весна сприяє короткочасному спалаху життєдіяльності біоценозів, що різко активізує біохімічні процеси в ґрунтовому профілі. Потім настає тривала ксеропауза в біологічних процесах, пов'язана із сильним літнім пересушуванням ґрунтів — вологість сіроземів знижується до максимальної гігроскопічності, що означає повну втрату з ґрунту рідкофазних продуктів.

Фітоценози низькотравних напівсаван, під якими формуються сіроземи, характеризуються переважанням у їх складі ефемерів і ефемероїдів, адаптованих до контрастів гідротермічного режиму, а також рослин подовженої вегетації.

Не менш розмаїтою є фауна сіроземів, профіль яких у результаті життєдіяльності живих організмів перетворюється на кавернозну дрібнопечеристу товщу. На 1 га середньоазійських сіроземів налічується до 700 тис. отворів, зроблених мокрицями, а термітники займають 6 – 15 % поверхні ґрунтів. У сіроземах живе багато слимаків, комах, павуків, черв'яків, різноманітних хребетних — ссавців, рептилій і навіть птахів, які знаходять у ґрунті притулок від пекучого сонця. Уся ця зоомаса, яка загалом не перевищує 50 кг/га, виконує надзвичайно активну і масштабну роботу з трансформації рослинного опаду. Наслідком такого БКґу є мала гумусність сіроземів на фоні великої кількості рослинного опаду. *Сіроземи циліндрні* мають такий профіль:

Hdk (0 – 17) — гумусовий, сірий, задернований зверху, лускопо-дібно-дрібногрудкуватий і карбонатний, поступово переходить у

HPk (17 – 43) — верхній гумусово-перехідний, сіро-палевий, світліший від верхнього, дірчастий від ходів та камер землеріїв, німічно-грудкуватий, скипає з карбонатною пліснявою по стінках пустот, поступово переходить у

Phk (43 – 143) — перехідний до породи, бурувато-палевий, ущільнений, з ходами та камерами землеріїв, білозіркою, журавчиками, пліснявою;

Pk (143 – 200) — лес палевий, з 2 м — прожилки та друзи гіпсу.

Профіль сіроземів має рівномірний розподіл SiO_2 і R_2O_3 , а отже, позбавлений *E* – *I*-диференціації. За кількістю гумусу у верхньому горизонті сіроземів цілинних (1 – 3,5 %) їх поділяють на підтипи: сіроземи світлі (1,5 – 2 %), типові (1,5 – 2,5 %), темні (2,5 – 4 %). Гумусованість і вилугуваність профілю зростають разом зі збільшенням абсолютних висот. Розорювання сіроземів сприяє їх дегуміфікації. Запаси гумусу варіюють від 50 до 160 т/га також залежно від підтипу. ЄКО невисока — від 9 мг-екв/100 г у світлих до 20 мг-екв у темних (у середньому 16 мг-екв/100 г в *H*-горизонті і 7 – 8 мг-екв/100 г у породі). ГВК сіроземів насичений в основному Ca і Mg, а також містить Na^+ і K^+ , причому останній переважає. Сіроземи є високотрофними ґрунтами. У них біологічно накопичуються значні кількості N (0,05 – 0,20 %), P (0,1 – 0,2 %), а також літогенетично успадковуються багато K (2 – 3 %). Сіроземи — це класичні карбонатні ґрунти, в яких карбонати розподілені по всьому профілю, починаючи прямо з поверхні, а їх максимум припадає на горизонт *Phk*. За гранулометричним складом вони є пилувато-легкосуглинковими та середньо-суглинковими, а серед темних сіроземів часто трапляються важко-суглинкові різновиди. Профіль містить глинистих часточок дещо більше, ніж порода, особливо в перехідному горизонті. Сіроземи тепліших регіонів субтропічного поясу (Північна Америка, Близький Схід, Африка) мають оглинений *Hpk*-горизонт червонуватого кольору. Оглиненість у них завжди менша, ніж у коричневих і сірокоричневих ґрунтів, що пов'язано з короткочасністю вологого періоду. Сіроземи мають добре оформлену під впливом карбонатного цементу мікроагреговану структуру (0,25 – 0,10 мм), яка забезпечує їм позитивні агрофізичні властивості — високу водопроникність, задовільну вологоємність тощо). Профіль, як правило, відмитий від легкорозчинних солей, а солончакуваті ґрунти трапляються найчастіше серед світлих сіроземів, у яких легкорозчинні солі виявляють на глибині 1,5 – 2 м. Зате значного поширення набула еродованість сіроземів: слабкозмиті (змито не більше від половини *H*-горизонту, промоїни 5 см завглибшки при нахилі поверхні в 1 – 2°); середньозмиті (змито весь *H*-горизонт, промоїни — 10 см, нахил — 2 – 5°); сильнозмиті (змито не тільки *H*, а й *Hr*-горизонт, промоїни глибше від 10 см, а нахил поверхні перевищує 5° — з ними обов'язково контактують намиті сіроземи з нахилом <1°, які мають збільшену за рахунок наміву грубизну *H*-горизонту). Значні площі займають еродовані неглибокі сіроземи суглинково-щебенистого та ріннякового складу, які підстилаються щільними породами.

Лучно-сіроземні ґрунти формуються в умовах слабого ґрунтового зволоження при глибині підґрунтових вод 2,5 – 5,0 м. Вони мають поглиблений *H*-горизонт, підвищений уміст гумусу, іржаво-сизий оглеений низ профілю.

Генезис сіроземів не має однозначного трактування. Поряд із ознаками, які є похідними від сучасних специфічних *чинників-процесів*, вони успадковують також властивості від епох з іншою комбінацією чинників ґрунтогенезу. Ці давні ґрунти не були знищені в льодовикову епоху, а їх профіль несе повноцінну екоінформацію про складну еволюцію ґрунтогенезу впродовж кількох десятків тисяч років, що значно перевищує голоценовий вік усіх інших зональних ґрунтів Руської рівнини. Сіроземи побували в полоні не однієї фази підвищеного зволоження, коли ґрунтогенез здійснювався за типом коричневих ґрунтів з їх інтенсивним оглинюванням та озалізненням (О.М. Розанов). У принципі *сіроземоутворення* характеризується дуже високою, сезонно надто короткочасною біогенністю ґрунтогенезу, що й зумовлює малогумусність та опрісненість профілю сіроземів.

Агрономічна оцінка сіроземів враховує передусім їх малогумусність і, як наслідок, невисокий валовий уміст на тлі значного вмісту Р і К. Кількість рухомих форм цих елементів визначається екогенетичними та біогеохімічними особливостями сіроземів ґрунтово-екологічними режимами, характером агротехнологій (системою сівозмін, добрив, зрошення тощо). До цього додаються висока біологічна активність, яка зростає при зрошенні, і сприятливі агрофізичні властивості.

Екосоціально знаковим є той факт, що сіроземи входять до тієї самої групи ґрунтів, що й чорноземи — високородючих від природи ґрунтів, на яких виникли і розвивались прадавні етнокультури і цивілізації. Здавна сіроземи використовують у землеробстві. Лише на темних, більш вологих, сіроземах можна вести богарне землеробство з вирощуванням зернових, кормових, плодкових культур і виноградників. Все ж отримання високих і стабільних урожаїв гарантує лише зрошення, особливо ефективно на світлих і типових сіроземах. Розвиток зрошувального землеробства завжди синхронізувався з епохами розквіту старовинних цивілізацій Середньої Азії та Близького Сходу. На зрошуваних землях вирощують зернові, такі як пшениця, ячмінь, просо, рис та кормові культури, серед яких люцерна, суданка, також овочеві, баштанні культури і цукрової буряки, картоплю, плодові культури — виноград, шовковицю тощо. Проте найважливішою галуззю сільського господарства в цій зоні є бавовництво, яке поєднується з названими культурами. Бавовникові лани зрошують переважно водами річок, які стікають з гір і бувають повноводними влітку, коли там тануть льодовики. Сіроземи мають властивості, цілком сприятливі для зрошення: мікроагрегованість, високу пористість, добру тренованість, особливо при підстиланні рінняків, глибоке залягання підґрунтових вод, які добре стікають. У тих випадках, коли відтік вод гальмується відсутністю активного дренавання ландшафтів, відбувається вторинне засолення сіроземів. Вплив ти-

сячолітнього зрошення призвів до формування в сіроземній зоні давньоозрошуваних оазисних ґрунтів, які істотно відрізняються від природних.

Сіроземи зрошувані помітно змінюють свій зональний профіль. Особливо показовим стає верхній горизонт, нарощений за рахунок агроіригаційних наносів, які активно включаються в сучасний *культурний ґрунтогенез*, загальною тенденцією якого на зрошуваних сіроземах, окрім збільшення грубизни профілю та підвищення рівня гумусованості, є подовження біоактивного періоду оптимізації гідротермічного і трофічного режимів, що здійснюється під впливом агрохімічних та інших окультурювальних прийомів. Але ж не слід забувати, що вторгнення іригації в зональне *сіроземоутворення* спричинює і такі тенденції, як дегуміфікація і зменшення в ґрунтах кількості азоту, руйнування структури, усідання поверхні, ущільнення орного шару до $1,4 \text{ г/см}^3$, а підорного до $1,5 \text{ г/см}^3$. Однак тривале зрошування стабілізує культурний ґрунтогенез, а це приводить до значного збільшення кількості гумусу, поліпшує воднофізичні властивості, оструктурює ґрунт, відновлює його високу мікроагрегованість і, водночас, раціональне зрошення не допускає засолення сіроземів. Перспективні напрями використання сіроземів ураховують бавовницьку спеціалізацію цього регіону — розвинене м'ясо-молочне тваринництво, тонкорунне, каракулеве і м'ясошерстне вівчарство, конярство, верблюдовництво тощо. Така складна структура сільськогосподарського виробництва вписується в не менш складну ландшафтну обстановку цієї зони, основним фоном якої є сіроземи, але не лише вони. Геоморфологічні і літогенетичні чинники носять істотні корективи в структуру її ґрунтового покриву.

Господарські рішення спрямовуються на запобігання деградації ґрунтів унаслідок іригаційної ерозії, вторинного заболочування та засолення ґрунтового профілю. Процеси галоморфізму уражують насамперед сіроземи світлі, тоді як сіроземи типові і темні засолюються досить рідко. Для запобігання гідрогаломорфізму проектують глибокий вертикальний дренаж, поєднаний з перспективними агротехнологіями щодо промивки ланів, а також із сучасними методами зрошення, наприклад дощуванням тощо і комп'ютерним регулюванням водоподачі. ККД зрошення значно підвищується при спорудженні сучасних екологізованих зрошувальних систем, оснащених закритими трубопроводами, водонепроникними екранами у каналах тощо.

Сіро-бурі пустельні — це зональні переважно супіщані та легкосуглинкові, а також хрящувато-щербеністі і ріннякові ґрунти суббореальних і субтропічних пустель. Вони мають пористу карбонатну кірку на поверхні та шаруватий горизонт під нею, а глибше — новотвори білозірки і ще глибше — виділення гіпсу та легкорозчинних солей. Ці ґрунти в класифікаціях В.В. Докучаєва і М.М. Сибірцева

об'єднувалися з іншими пустельними ґрунтами, за винятком засо- лених, під назвою аеральних атмосферно-пилкових ґрунтів. У пода- льшому їх включали під різними назвами на рівні підтипу до типу сіроземів: «структурні світлоземи», «корові сіроземи», «примітивні сіроземи», «гіпсоносні сіроземи» (М.О. Дімо, О.М. Розанов, М.І. Гор- бунов та ін.). І.П. Герасимов уперше виділив ці ґрунти в самостій- ний тип. Дослідження, що їх провели Н.В. Кімберг, С.А. Шувалов, О.В. Лобова, Н.Г. Мінашина, довели, що будова профілю та власти- вості сіро-бурих ґрунтів повністю контролюються геоекологічними особливостями ґрунтогенезу під ксерофітно-ефемеровими фітоцено- зами сильнозасушливих пустельних ландшафтів обширних терито- рій з жарким посушливим кліматом, який спричинює їх фізичну сухість. *Сіро-бурі ґрунти* субтропічних пустель мають такий про- філь:

Khk (0 – 3) — кірка полово-сіра, щільна, крупнопориста, карбо- натна;

Ehk (3 — 8) — підкірковий шаруватий полово-світло-сірий, розши- частий, карбонатний;

Phmk (8 – 33) — бурий, щільний, призмоподібно-грудкуватий, оглинений з білозіркою внизу;

P(h)ksG (33 і глибше) — бурувато-жовтий, пухкіший, губчастий жердиноподібний гіпс білого та червонувато-жовтого тонів, легко- розчинні солі.

Генезис сіро-бурих пустельних ґрунтів, згідно з однією з версій, пов'язується з сучасним характером клімату і фітоценозів. Але В.А. Ковда вважає, що далеко не всі властивості цих ґрунтів можна пояснити сучасними чинниками і процесами і робить спробу пов'язати походження сіро-бурих ґрунтів з попередніми значно вологішими (пльовіальними) палеоепохами, які активізували геохіміч- ну міграцію речовин, гіпсу, легкорозчинних солей, оглинювання та озалізнення профілю. Ці процеси були зумовлені підняттям в умо- вах більш вологого клімату рівня підґрунтових вод. Згідно з цією версією, карбонатні і особливо гіпсові акумуляції в сіро-бурих ґрун- тах у сотні тонн на 1 га є реліктовими новоутворами, ніяк не пов'язаними із сучасними процесами. До реліктових ознак відно- сять також диференціацію профілю сіро-бурих ґрунтів за вмістом мулу та наявністю оглиненого перехідного горизонту. Подальша аридизація загальмувала процеси перетворення і міграції мінерал- ьних речовин. Ґрунтогенез зосередився в неглибокій товщі сіро- бурих ґрунтів, найчастіше обмеженій глибиною їх промочування в 20 – 30 см на лесах і 10 см на пісках. Саме низька зволоженість зу- мовлює малу грубизну профілю ґрунтів і м'якість у них біогеохіміч- них процесів. Найбільш активно утворюється кірка і підкірковий горизонт, а дерновий процес тут гранично ослаблений і короткочас- ний. Активними в пустелях є й процеси галогенезу. Крім солей, на-

копичуваних фітоценозами в процесі БІКу, що зумовлює лужну реакцію ґрунтів, вони надходять також імпульверизацією в приморських регіонах та приносяться із солончаків дефляцією сольових кірок.

Землеробське використання сіро-бурих пустельних ґрунтів без зрошення неможливе через граничний дефіцит вологи. Зрошення піднімає на високий рівень урожаї цінних субтропічних культур. У проєктах раціонального використання цих ґрунтів слід враховувати відсутність місцевих джерел води, високу гіпсоносність ґрунтів, неглибоке залягання щільних порід, щербеність, геоморфологічну складність пустельних ландшафтів. Зона пустель традиційно є базою пасовищного тваринництва. Ненормоване випасання худоби призводить до деградації сіро-бурих пустельних ґрунтів через вивітвання *H*-горизонту і падіння біопродуктивності пасовищ. Тому слід передбачати реставрацію ландшафтів, окультурювання ґрунтів, підвищення їх родючості і продуктивності фітоценозів. Доречно відрегулювати та нормувати випасання у пасовищах, підсівати трави, садити чагарники тощо.

Такири — це галоморфні глинисті ґрунти пустель з паркетоподібною поверхнею, розбитою в сухий період на численні полігони без рослинності (їх розглянемо серед азональних ґрунтів).

Ферсіалітні ґрунти є великою групою ґрунтових типів субтропічних і тропічних змінно-вологих лісів та саван з такими спільними діагностичними ознаками: сіалітний (SiAl) характер мінеральної частини ($\text{SiO} : \text{Al}_2\text{O}_3 > 3$); чітка озалізованість профілю дегідратованими оксидами заліза (з утворенням конкреційних горизонтів і залізистих кірас включно); яскраве жовте, коричневе, червоне забарвлення профілю або його частини. Вони значно поширені на всіх континентах і займають 11,3 % від загальної площі земної суші. Але, незважаючи на таке поширення, ці ґрунти є чи не найменш вивченими в генетичному та класифікаційному аспектах. У різних регіонах світу і в різні часи їх описували під різними назвами. У цій групі В.А. Ковда (1988) виділяє: жовтоземи і підзолисто-жовтоземні ґрунти; залізисті тропічні ґрунти; червоно-бури саванні ґрунти.

Фералітні ґрунти є не менш великою групою ґрунтових типів гумідних тропіків і субтропиків з такими спільними ознаками: $\text{SiO}_2 : \text{Al}_2\text{O}_3$ в глинистій фракції менше ніж 2; вміст первинних мінералів і здатних до вивітрювання у пилуватій фракції менше ніж 5 %; збагаченість каолінітом фракції мулу; сильна оглиненість профілю та його значна грубизна з поступовими переходами між горизонтами; інтенсивне червоне (до малинового) або жовте забарвлення; гранично низька ЄКО (5 – 10 мг-екв/100 г ґрунту). Фералітні ґрунти вивчаються давно, в різних країнах, з різних наукових позицій, під різними назвами (латерити, латеритні ґрунти, латосолі, фераліти, червоноземи, червоні ґрунти, феральсолі, оксиолі, хромосолі,

каолісолі, червоно-жовті фералітні, червоно-жовті латеритні, червоно-жовті підзолисті). На сьогодні термін «фералітні ґрунти» став міжнародним і загальноприйнятим.

Жовтоземи слід відокремлювати від червоноземів у групі ферсіалітних ґрунтів з огляду на те, що вони мають сіалітний склад з чітким конкреційним озалізненням, а типові фералітні ґрунти з жовтозабарвленим профілем не є жовтоземами. Жовтоземи формуються в умовах додатково зволжених транзитних нижньосхилових ландшафтів, чим зумовлена їх озалізненість, тоді як типові фералітні ґрунти утворюються в умовах вільного дренажу при переважанні *E* – *I*-процесу. Для жовтоземів характерна різка текстурна диференційованість профілю, властива всім ферсіалітним ґрунтам, але відсутня в більшості фералітних ґрунтів. Жовтоземи часто некоректно описують разом із червоноземами, оскільки вони іноді бувають поєднані географічно, однак такий підхід є лише даниною традиції, а не аргументом. Багато географічно чи топографічно зближених ґрунтів належать до абсолютно різних таксонів, як, наприклад, чернозем і солонець, каштанові ґрунти і солончаки, підзолисті і торфоболотні ґрунти. У СРСР традиційно розглядалась одна група «*червоноземів та жовтоземів*», хоча вагомих аргументів для цього не було навіть у географічному аспекті: в Ленкокарі відсутні червоноземи, а в Західній Грузії дуже мало жовтоземів. На сьогодні виділяють чотири типи жовтоземів з кількома підтипами в кожному: жовтоземи (ненасичені, ненасичені опідзолені, слабконенасичені, слабконенасичені опідзолені); жовтоземи глейові (поверхнево-глейоваті, глейоваті, глейові); підзолисто-жовтоземні ґрунти; підзолисто-жовтоземно-глейові ґрунти.

Жовтоземи і підзолисто-жовтоземні ґрунти утворюють один генетичний ряд за ступенем диференціації профілю. Місцями, в Колхіді, наприклад, цей ряд є також і географічним рядом і становить єдину катену на послідовних терасах р. Ріоні. Другий еколого-генетичний ряд тих самих ґрунтів, поєднаний у реальних ландшафтах і ґрунтових катенах з першим, формується під впливом оглеєння різного ступеня та його положення в профілі ґрунту: *поверхнево-глейоваті — глейоваті — глейові*. При цьому важливо підкреслити, що в жовтоземях з диференційованим профілем *E*-горизонт завжди є різною мірою оглеєним. При діагностиці не завжди буває легко визначити походження профільної диференціації внаслідок опідзолювання, лесиважу, псевдооглеєння (глее-елювіальності), контактвого оглеєння. Однозначне трактування диференціації профілю жовтоземів як результату опідзолювання, закріпленого в класифікації, дедалі більше ставиться під сумнів. Накопичені факти свідчать про те, що диференціація профілю жовтоземів зумовлена лесиважем і псевдооглеєнням (глейові псевдопідзоли І.П. Герасимова і С.В. Зонна), а також геохімічною акумуляцією заліза в конкреціях. Стає

зрозумілим, чому навіть ті жовтоземи, які не мають морфологічних ознак «опідзолювання», тобто *E*-горизонту, завжди є диференційованими за валовим хімічним та гранулометричним складом. Власне кажучи, чим нижче в катені розташований жовтозем, тим більш «опідзоленим» він є, що насправді означає більшу оглеєність і геохімічну озалізненість. Найбільш «опідзолені», а точніше конкреційно-озалізнені та оглеєні, жовтоземи розташовані на підгірних терасах з плоским рельєфом. Таким чином, жовтоземи і «підзолисто»-жовтоземні ґрунти є окремими ланками єдиного екогенетично-еволюційного ряду, які в агровиробничому аспекті суттєво відрізняються між собою.

Жовтоземи формуються на дуже розчленованих схилах низькогірних пагорбів в елювіально-транзитних геохімічних ландшафтах. В Абхазії це давні доплейстоценові морські тераси, які діагностують за такими ознаками: явна диференціація профілю за вмістом фізичної глини та гумусу з різними варіаціями залежно від оглеєності; тьмяно-жовте забарвлення середньої і нижньої частини профілю за значної оглиненості і липкості (в'язкості); низька ЄКО (від 5 – 10 до 20 – 30 мг-екв/100 г залежно від порід та їх вивітреності); висока кислотність за низької насиченості основами; висока, до 5 – 6 %, гумусованість верхнього горизонту при різкому зменшенні вмісту гумусу з глибиною; сіалітний склад мінеральної матриці — $\text{SiO}_2 : \text{Al}_2\text{O}_3$ більше від трьох у мулі; акумуляція залізистих конкрецій у низах профілю з тенденцією утворення суцільних конкреційних горизонтів.

Геоекологія жовтоземоутворення чітко зумовлена передусім кліматом — умовами постійно вологих субтропіків або тропіків з КЗ більше від одиниці в усі сезони року. Природні фітоценози в зоні жовтоземів представлені вічнозеленими, напівлистопадними високопродуктивними лісами, які забезпечують дуже інтенсивний БК. На жаль, переважна більшість природних лісів сьогодні є знищеною, а на зміну їм прийшли сільськогосподарські, переважно субтропічні, культури — цитрусові, чай тощо. Замість первинних лісів значно поширилися евкаліптові гаї та зарості бамбука. Існує деяка невизначеність щодо зв'язку жовтоземів з материнськими породами. Для умов Абхазії і Мегрелії характерна чітка приуроченість жовтоземів лише до неогенових і більш давніх глинистих сланців. В.А. Ковда описав у Китаї жовтоземи на самих різноманітних породах елювій пісковиків, сланців, вапняків, ріолітів, гранітів, гнейсів, плейстоценових глин, гравійних відкладах.

Наведемо кілька описів профілю жовтоземів, зроблених нами влітку 1988 р. у відділку «Шицквара» навчального господарства Грузинського інституту субтропічного господарства (ГІСГ) «Ешера».

Жовтозем цилінний під природною лісовою рослинністю поряд з кар'єром сланців неподалік від чайної плантації:

H₀ (0 – 2) — лісова підстилка, бурувато-темна, сира, добре розкладена, майже оторфована, різко переходить у

Hfe (2 – 10) — гумусовий, грудкувато-зернистий, пухкий, жовтувато-темно-бурий, вологий, глинистий, густо пронизаний кореннями рослин (нагадують «бороду»), коротко за кольором переходить у

Hpfe (10 – 18) — верхній гумусово-перехідний, світліший від попереднього, сизуваті плями, зернисто-грудкуватий, глинистий, розсипчастий, вологий, також густо пронизаний кореннями, поступово, але коротко переходить у

Hpfe_g (18 – 26) — нижній перехідний, дуже слабко, але чітко гумусований, жовтувато-бурий, уламки сланців, дрібні, майже глинисті, нещільні, зі збереженим габітусом, глинистий, щільніший від попереднього, пронизаний кореннями, по площині сланців зрідка проникають і глибше, забарвлення неоднорідне, є сизі та іржаві плями, переходить у

Hpfe_g (26 – 68) — пухкий елювій сланців, вологий, сланцюватий, іржаві, сизі, жовті плями, за крупністю уламків переходить у

D₁fe_g (68 – 126) — жовтувато-бурі, уламки глинистих сланців у розломі — темні графітоносні, вологі, Fe – Mn-плями та інші новоутвори, переходять у

D₂fe_g (126 – 500) — сланці в корінному заляганні, крупні уламки, на зламі темні.

Рекомендовано зберегти цей цінний масив жовтозему цілинного під лісом незайманим, створивши тут ландшафтний заказник місцевого значення з рекультивацією земель кар'єру.

Жовтозemi окультурені є не менш цікавими для агрономічної практики в субтропіках. Вони непогано репрезентовані на присадибних ділянках.

Жовтозем глеюватий слабкоеродований плантажований окультурений на елювії глинистих сланців має таку будову:

KNfedn (0 – 22) — гумусовий, добре окультурений, темний, особливо у верхньому шарі 6 см, з грудочками гною, з буруватим відтінком, що з'являється з глибиною, з включеннями дрібного рінняка (галька), у тому числі вапнякові камінці алохтонного походження, занесені з дороги, вимощеної ними, грудкуватий, пухкий, глинистий, сирий, густе коріння, різко вздовж лінії щорічного перекопування та кольору переходить у

Hpfepl (22 – 40) — підорний, раніше плантажований, бурувато-темнуватий, глинистий, сирий, пухко-грудкуватий, вздовж лінії плантажу різко переходить у

Pdlfe (40 – 62) — делювій жовтоземний, бурий з жовтуватими плямами, в'язкий, але не прилипає до рук через коагуляції колоїдів залізом, сирий, коротко за забарвленням переходить у

PfeGl (62 – 71) — делювій явно оглеєний, оливково-сизий, пластичнопоподібний.

Із описів ґрунтів у зоні жовтоземів (Д.Г. Тихоненко, М.О. Горін, В.В. Лежава, Н.К. Шонія, О.П. Кірія) можна зробити деякі узагальнення, які характеризують екологічний і землеробський потенціал цих ґрунтів. Насамперед — це їхня висока оглиненість, максимум якої фіксується на переході до породи. Аналітично підтверджується незмінність складу мулистого фракції по профілю, що є головним аргументом на користь процесу лесиважу, а не опідзолювання жовтоземів. Досить висока їх гумусованість з вмістом гумусу до 6 % у верхньому горизонті, яка різко зменшується з глибиною — 1–2 % на глибині 15–20 см і значно менше, є характерною рисою лісових ґрунтів. За типом гумус є фульватним: $C_{ГК} : C_{ФК} = 0,5$. Жовтоземи, попри явну оглиненість і високу гумусованість, мають низьку ЄКО, заповнену до того ж H^+ та Al^3 , що однозначно спричинює їх високу обмінну та гідролітичну кислотність, яка характеризується показниками $pH_{КС}$ три–чотири по всьому профілю. Висока потенційна родючість жовтоземів *цілинних* забезпечується інтенсивним БІКом ґрунотворного процесу. Знищення фітоценотичного екрана і трансформація верхнього екогенетичного горизонту в орний шар при освоєнні жовтоземів призводить до швидкої втрати високої природної родючості цих ґрунтів. При дослідженні та використанні жовтоземів слід завжди враховувати їх високу податливість деградаційним процесам через слабку протиерозійну стійкість, а також схильність до зсувів при перезволоженні, оскільки зсуви є надто грізним явищем природи, яке в зоні жовтоземів активізувалося внаслідок антропогенної діяльності. Оранка схилів, їх терасування та плантаж призвели до втрати жовтоземами на значній площі своїх верхніх горизонтів і наблизили до поверхні оглинені перехідні малогумусні горизонти і материнську породу. Цим було посилено несприятливі агрофізичні властивості жовтоземів: їх низьку водопроникність, високу абсорбційну вологемність, наявність внутрішньоґрунтового водопору, погану аерацію, слабку оструктуреність, легку еродованість тощо. Все це робить жовтоземи незручними ґрунтами для традиційного (польового) землеробства. Проте вони цілком придатні для створення постійних плантацій чаю, цитрусових, тунгу, фруктових садів, виноградників. До речі, чай витримує високу кислотність жовтоземів, а наявність у них рухомого Al сприяє поліпшенню якості чайного листа, але потребує, як і інші субтропічні культури, регулярного агрохімічного окультурювання з регулярним унесенням органо-мінеральних добрив, хімічних меліорантів, сидерації тощо для отримання стабільно високих урожаїв.

«Підзолист»-жовтоземні ґрунти різко відокремлюються від жовтоземів насамперед різкою диференціацією профілю на дві частини: верхню сіро-білу та нижню строкатокорічну. Найбільш характерною ознакою є наявність у ньому конкреційних горизонтів, які формують часом суцільну конкреційну плиту, яку можна спостері-

гати в районі Галі або Зугдіді на ріонських терасах Колхіди. Такі ґрунти значно поширені в Ленкорані (Азербайджан), у Східній і, особливо, Південно-Східній Азії, у Флориді (США), але найбільш докладно вивчені в Колхіді (Західна Грузія). Тут їх уперше описав у 1899 р. В.В. Докучаєв під назвою субтропічних підзолів. Нами описано профіль цих ґрунтів у Кодорській частині Колхідській низовини на експериментальній ділянці Кіндг Келасурського відділку навчгоспу «Ешера». Він дійсно нагадує профіль *орштейнових підзолів*, але характеризується більш значною грубизною відповідних горизонтів. Екогенетичні особливості цих ґрунтів докладно досліджували А.А. Долгушин (1902), С.О. Захаров (1924), В.А. Ковда (1934), М.М. Сабашвілі (1936), І.М. Антипов-Каратаєв і Л.І. Прасолов (1936), Б.Б. Полинов (1936), М.К. Дараселія (1947), К.П. Богатирьов (1954), які вважали ці ґрунти *субтропічними підзолами*. На сьогоднішній день багато дослідників (І.П. Герасимов, О.І. Ромашкевич, Н.К. Шонія, С.В. Зонн) вважають їх *елювіально-поверхнево-глейовими (субтропічними псевдопідзолистами)*, загалом елювійованими ґрунтами, формування яких пов'язується з такими двома визначальними процесами: бічне схилове привнесення заліза підґрунтовими водами та його осадження в певних ґрунтово-геохімічних умовах; пульсаційний окисно-відновлювальний режим, сприятливий для утворення конкрецій.

Саме в таких умовах утворюються залізисті конкреційні прошарки, які є типовими латеритами, найбільш характерними новоутворами тропічних ландшафтів аналогічного типу. Потенційна родючість таких ґрунтів є гранично зниженою через несприятливі агрофізичні властивості, поєднані з трофічною зрідненістю на біогенні елементи та наявністю конкреційного шару, ліквідація якого нерідко пов'язана із застосуванням вибухових речовин. Освоєння та окультурювання таких ґрунтів стають можливими лише за великих капітальних витрат та регулярного застосування органо-мінеральних добрив, як правило, на тлі відповідних гідромеліоративних робіт з поверхневим або глибоким дренажем залежно від спеціалізації господарства.

Залізисті тропічні ґрунти (*sols ferrugineaux tropicaux*) формуються під листопадними або напівлистопадними тропічними лісами і високотравними саванами тропічного поясу, які оточують екваторіальний пояс дощових тропічних лісів. У цій перехідній смузі від вологих тропіків до сухих саван опади за рік становлять 1000 – 1300 мм, а сухий сезон триває три – чотири місяці. Ці ґрунти становлять половину площ усіх ферсальтних ґрунтів світу, тобто є їх типовими представниками, які вивчені найменше. Половина всіх площ цих ґрунтів зосереджена в Африці, і подекуди вони трапляються на інших континентах. Оскільки сіалітний характер мінеральної маси поєднується в них з високим вмістом заліза, ці ґрунти

цілком аргументовано відносять до ферсгалітних. Іноді їх тяжіння до типових фергалітних ґрунтів виражають назвою «фергалітизовані ґрунти». Літогенетичний чинник істотно впливає на забезпеченість елементами мінерального живлення рослин: серед них виділяють евтрофні ґрунти, сформовані на збагачених феромагнезійними мінералами породах, є оліготрофні, дуже бідні, ґрунти, утворені на елювії пісковиків або кварцитів. У всіх випадках ці ґрунти мають напружений режим фосфатного живлення рослин, спричинений зв'язуванням фосфору залізом. Урожайність польових культур, таких як бавовник, сорго, ячмінь, картопля, арахіс на цих ґрунтах низька. Звичайно, *залізисті тропічні ґрунти* використовуються під плантаційні культури — кофе, какао, банани, фруктові дерева, а відтепер запроваджуються агролісомеліоративні прийоми, пов'язані із сумісним вирощуванням лісових та культурних рослин.

Червоно-бурі саванні ґрунти є типовими зональними ґрунтами сухих саван тропічного поясу, де сухий сезон триває шість-сім місяців за річної суми опадів 800 – 1200 мм. Вони значно поширені на добре дренованих високих рівнинах Африки, Австралії, Південно-Східної Азії. Дуже специфічний БК тропічних саван представляє області з найбільшою густиною, або щільністю життя ніші високих екологічних пірамід, довгих трофічних ланцюгів тощо. Трав'янисті фітоценози продукують тут щороку велику фітомасу, яка в той же рік знищується. Це призводить до того, що органічні речовини в екосистемах, на відміну від степових і лучних екосистем, не акумулюються ні в опаді, ні в ґрунті. Вражає стабільність складу, властивостей, габітусу, екологічних режимів *червоно-бурих саванних ґрунтів* на величезних просторах: вони майже ідентичні в Австралії, М'янмі, Індії, Африці, Південній Америці, де завжди різко виділяються в ландшафті завдяки своєму яскраво-червоному, як цегла, забарвленню. Вони поєднуються з чорними *вертисолями* депресій і таке поєднання є стабільним на всіх континентах: *червоно-бурі саванні ґрунти* домінують на добре дренованих пагористих рівнинах, а *вертисолі* — на плоских високих давніх терасах річок або озер. Така типова едафокатена описана неодноразово для Північно-Західної та Східної Австралії, сухих зон Таїланду та М'янми, Деканського плато Індії, Східної Африки. Екогенетична характеристика червоно-бурих саванних ґрунтів є ще дуже неповною. Допускається наявність палеогідроморфної стадії в еволюції цих ґрунтів, значно поширених в аридних регіонах світу. Нині на червоно-бурих саванних ґрунтах розташовують переважно пасовища і меншою мірою землеробські плантації для вирощування арахісу, бавовнику, кукурудзи. За відсутності протиерозійного захисту території ці ґрунти деградують, внаслідок чого високопродуктивні природні екосистеми перетворюються на бедленди. У деяких регіонах світу, насамперед у Сахельській зоні Африки, ці ґрунти зазнають значного су-

часного антропогенного опустелювання, боротьба з яким дуже складна і потребує капітальних витрат, що слід враховувати в проектах раціонального використання цих земель.

Червоно-бурі ґрунти Афро-Азійської тропічно-пустельної та напівпустельної ґрунтово-біокліматичної області описав на фермі Муганна при дослідженні ґрунтів долини *вадей* Хадрамаут на Аравійському півострові Газі Ахмед у 1993 – 1996 рр. під керівництвом Д.Г. Тихоненка (табл. 18.2).

Таблиця 18.2. Характеристика бурих карбонатних ґрунтів Ємену на давньоалювіально-делювіальних продуктах гіпергенезу вапняків

| Показник | | <i>PHk</i> | <i>P(h)kmt</i> | <i>P(h)kmt</i> | <i>Pk</i> |
|--|--|--|----------------|----------------|-----------|
| Глибина відбору зразків, см | | 0–20 | 20–30 | 60–70 | 100–120 |
| Гумус, % | | 0,19 | | | |
| рН | | 7,2 | 7,4 | 7,4 | 7,6 |
| ЄКО, мг-екв/100 г ґрунту | | 8,75 | 11,00 | | |
| <i>СГГ/СФК</i> | | 1,1 | | | |
| Гранулометричний склад, % фракцій на абсолютно суху безкарбонатну наважку | 1–0,25 | 0,32 | 0,34 | 0,96 | 0,66 |
| | 0,25–0,05 | 29,61 | 16,80 | 29,85 | 23,63 |
| | 0,05–0,01 | 23,13 | 18,84 | 17,65 | 16,91 |
| | 0,01–0,005 | 2,91 | 6,45 | 6,53 | 6,58 |
| | 0,005–0,001 | 8,54 | 10,56 | 2,42 | 4,74 |
| | <0,01 | 5,35 | 7,98 | 8,77 | 8,29 |
| Втрати від хімічного обробітку, % | | 30,14 | 39,08 | 33,82 | 39,19 |
| Валовий хімічний склад ґрунту, % оксидів на безгумусну безкарбонатну наважку | SiO ₂ | 27,05 | 19,05 | 28,03 | 29,06 |
| | Fe ₂ O ₃ | 2,17 | 1,00 | 2,40 | 1,90 |
| | Al ₂ O ₃ | 6,80 | 6,19 | 5,40 | 4,60 |
| | CaO | 6,22 | 6,22 | 7,22 | 6,22 |
| | MgO | 2,00 | 1,00 | 1,21 | 1,39 |
| | MnO | 0,02 | 0,02 | 0,02 | 0,02 |
| | TiO ₂ | 0,34 | 0,15 | 0,44 | 0,30 |
| | K ₂ O | 0,80 | 0,80 | 1,00 | 1,00 |
| | Na ₂ O | 1,00 | 0,80 | 2,00 | 2,00 |
| | SiO ₂ : R ₂ O ₃ | 5,63 | 4,57 | 6,71 | 8,07 |
| Валовий хімічний склад мулу, % оксидів на прожарену наважку | SiO ₂ | 33,06 | 30,05 | 34,07 | 28,03 |
| | Fe ₂ O ₃ | 3,43 | 4,40 | 3,80 | 3,00 |
| | Al ₂ O ₃ | 8,52 | 8,00 | 7,41 | 7,00 |
| | CaO | 1,79 | 0,70 | 0,70 | 0,60 |
| | MgO | 3,38 | 3,38 | 3,38 | 2,50 |
| | MnO | 0,09 | 0,09 | 0,07 | 0,05 |
| | TiO ₂ | 0,28 | 0,34 | 0,25 | 0,20 |
| | K ₂ O | 1,49 | 1,00 | 0,83 | 1,00 |
| | Na ₂ O | 1,30 | 0,30 | 0,10 | 0,60 |
| | | SiO ₂ : R ₂ O ₃ | 5,34 | 4,55 | 6,33 |

Тут спостерігається найвища в світі сонячна активність, а у вадах зосереджені фактично всі придатні для землеробства землі. Ваді Хадрамаут — це давня долина, врізана у вапняки та доломіти.

Ґрунтогенез відбувається при глибокому заляганні підґрунтових вод на уламково-супіщаних давньоалювіально-делювіальних продуктах переробки вапнякових порід.

Опис зроблено на північному сході Ємену в потенційно родючій долині посеред величезних просторів рухомих барханних і грядових пісків, повністю позбавлених рослинності і будь-яких ознак ґрунтоутворення. Долина сформувалася в недалекому минулому внаслідок геодинамічної діяльності нині висохлих річок. Вона поросла зрідженими куртинами акації та різними видами фікуса касія, а також фікусовими пальмами — єдиними плодовими деревами в цій пустельній місцевості.

Цілинний варіант цих ґрунтів описано в розрізі, посеред куртин акації і тамариксу на вирівняній ділянці з уламками вапняку на поверхні.

Kph (0 – 3) — пухка карбонатна кірочка, різко переходить у

PHk (3 – 20) — гумусовий, карбонатний, слабкогумусований, червоно-бурий, пілувато-супіщаний, дрібногрудкуватий, слабкошаруватий, пористий, пухкий, поодинокі корені трав, а також тверді слабкообкатані уламки вапняків, поступово за структурою та забарвленням переходить у

Phkmt (20 – 30) — верхній перехідний, майже безгумусний, червоно-бурий, пілувато-супіщаний, дрібногрудкуватий, пухкий, але щільніший за попередній, метаморфізований, пористий, карбонатний, поступово змінюючи забарвлення та структуру, переходить у

P(h)kmt (30 – 70) — нижній перехідний, бурий, метаморфізований, супіщаний, з уламками вапняків, які роздавлюються пальцями, грудкуватий, пухкий, карбонатний, менш пористий, поступово переходить у

Pk (70 – 115) — давньоалювіально-делювіальні відклади, пілувато-супіщані, шпаруваті, карбонатні;

Назва — червонувато-бурий пілувато-супіщаний карбонатний ґрунт на уламково-супіщаних давньоалювіально-делювіальних продуктах гіпергенезу.

Червоноземи є типовими представниками фералітних недиференційованих ґрунтів (*феральсолі* за міжнародною номенклатурою). Вони поширені незначними масивами в Західній Грузії (Чаква, Батумі) і покривають великі території Південної (Амазонія), Центральної, Північної (Флорида) Америки, Західної Екваторіальної Африки, Південно-Східної Азії, включаючи Південний Китай, острови Океанії, північ Австралії та Нової Зеландії. Всі ці регіони мають постійно вологий або частково мусонний жаркий субтропічний чи тропічний клімат з річною нормою опадів більше ніж 2000 мм. Такий великий ареал, який охоплює кілька континентів з різними геоструктурами і розмаїттям конкретних кліматів і фітоценозів у межах вологої вічнозеленолісової формації, породжує дуже строка-

тий спектр ґрунтів, що відповідають головним діагностичним критеріям феральсолей, у тому числі й *червоноземів*.

Червонозем як тип ґрунту вперше було досліджено в Західній Грузії А.М. Красновим (1894) та В.В. Докучаєвим (1899), які ототожили їх з «латеритами» (фералітними утвореннями). *Латерит* — це внутрішньогрунтовий прошарок, збагачений оксидом заліза. На повітрі він необоротно твердне і стає настільки міцним, що його можна використовувати як замітник цегли. Латерит на Малабарському узбережжі Індії уперше під такою назвою описав англійський геолог Бьюкенен (F. Buchanan, 1807). Латерити бувають двох типів: 1) пізолітові і 2) вермикулярні. Пізолітовий (гороховий або конкреційний) латерит складається з округлих або шлакоподібних залізистих конкрецій, крихких чи зцементованих. Вермикулярний, або стільниковий, латерит становить собою стільникоподібну матрицю, комірки якої заповнені каолінітом. М'який, слабо озалізнений вермикулярний латерит отримав назву *плінтиту*. Латерити в фералітних ґрунтах тропіків трапляються лише в певних геохімічних умовах, які пов'язані з рельєфом катени: це підніжжя схилів або їх перерігони, на яких різко змінюються швидкості потоку ґрунтових вод. У профілі фералітних ґрунтів пізолітовий латерит залягає над вермикулярним. Ерозія сприяє виходу на поверхню латеритних прошарків, залізистий панцир яких перешкоджає подальшому руйнуванню ґрунтів і ландшафтів у цілому. Такі панцирники підстиляються глибокою каоліновою корою вивітрювання і захищають її від розмивання та денудації. Без них важко уявити собі більшість регіонів Екваторіальної Африки. Трапляються панцирники також у сучасних пустелях Австралійського континенту, де вони виступають як ландшафтні пам'ятки природи, нагадуючи своїми грибоподібними формами рельєфу про волого-тропічне ґрунтоутворення неогену. К.Д. Глінка в 1906 р. виокремив на своїй першій світовій карті *червоноземи (terra-rossa)*, *латерити*, *жовтоземи* і *червоноземи субтропічних і тропічних напівпустель*. У подальшому зонально-географічна концепція породила уявлення про обов'язковість формування в кожній природній зоні свого «зонального» типу ґрунтів. При цьому зональними ґрунтами вологих субтропіків почали вважати червоноземи і жовтоземи, а латерити або фералітні ґрунти — ґрунтами вологих тропіків. Останнім часом ґрунтознавці повернулися до піонерної позиції В.В. Докучаєва щодо червонозему як одного з типів фералітних ґрунтів.

Згідно із сучасними уявленнями О.І. Ромашкевич, розвиток профілю червонозему і фералітних ґрунтів загалом відбувається або паралельно з формуванням кори вивітрювання, або ж накладанням сучасних процесів ґрунтоутворення на раніше сформовану товщу кори вивітрювання. Таким чином, загальний профіль фералітних утворень має чітко фіксовану гетерохронність свого походження.

Сучасний ґрунт відокремлюється від первинної гірської породи значною товщею кори вивітрювання. Межа між ґрунтом і корою вивітрювання непомітна, що дало підстави І.П. Герасимову запровадити поняття «діяльної (активної) зони ґрунтотворення» для відокремлення класичного ґрунту від кори вивітрювання. Б.Б. Полинов своїми фундаментальними дослідженнями в Західній Грузії показав, що *червонозем* і *червоноземна кора вивітрювання* є різними утвореннями і сучасні ґрунти, як правило, молодші за кору вивітрювання. Він установив, що на червоноземній корі вивітрювання розвиваються специфічні процеси лісового ґрунтотворення в кислому середовищі. При цьому різним формам кори вивітрювання відповідають різні сучасні ґрунти. Ці погляди трансформувалися сьогодні в уявлення про те, що червонозем недиференційований є бурим лісовим ґрунтом на червоноземній корі вивітрювання, а червонозем профільно-диференційований — це підзолистий ґрунт, який сформувався на тій самій корі вивітрювання, але в умовах більшого зложення і за меншої дренажності. Ці принципи міркування зберегли повністю своє значення до наших днів, хоча конкретні уявлення про ті чи інші ґрунтові процеси зазнали суттєвої корекції, особливо щодо тропічних регіонів. У тропіках сучасні, загалом неглибокі, ґрунти підстилаються багатометровою товщею каолінітової кори вивітрювання, що означає повну асинхронність сучасного ґрунтотворення і палеовивітрювання, зафіксовану хроностратиграфічно. Профіль сучасних ґрунтів, сформованих на давній фералітній корі вивітрювання, найчастіше відрізняється за типом міграції біогенних та інших елементів від фералітизації як специфічного процесу вивітрювання. Ґрунти можуть збагачуватися Ca, Mg, K або, навпаки, втрачати їх в процесі E – I-диференціації, або ж суттєво озалізнюватися з утворенням латеритних прошарків тощо. Застосування терміна «червонозем» щодо фералітних ґрунтів субтропиків і тропіків стає досить умовним. Наприклад, усі *червоноземи* Західної Грузії дуже рідко бувають червоними і значно частіше — або жовтими, або червонувато-жовтими. Інтенсивно червоними є *червоноземи* Юньнаню в Китаї і Ефіопського нагір'я в Африці та Шаньського нагір'я в М'янмі. Типові *темно-червоні ґрунти* формуються на породах, збагачених феромагнезійними мінералами. При цьому доречнішим буде уявлення про гаму забарвлень цих ґрунтів від темно-червоної до яскраво-жовтої. Наявність гумусу у верхньому горизонті надає йому коричневого, бурого та сірого забарвлення. Термін «*червоно-жовті*» щодо фералітних ґрунтів, включаючи і червоноземи, є цілком виправданим.

Червонозем цілинний описано в розрізі у лісі з каштану, дубу та грабу в околицях Анасеулі на висоті 170 м над рівнем моря.

H_0 (0 – 2) — лісова підстилка суха, наполовину розкладена, різко переходить у

HPe (2 – 7) — гумусовий, темно-бурий, сухий, середньосуглинковий, пухкий, зернисто-дрібногрудкуватий, пронизаний коренями, поступово переходить у

HPfe (7 – 16) — гумусово-перехідний, червонувато-коричнево-бурий, свіжий, дрібногрудкуватий, середньо-суглинковий, з коренями, поступово переходить у

HPfe (16 – 28) — нижній гумусово-перехідний, червонувато-бурий, важкосуглинковий, грудкуватий, свіжий, ущільнений, з коренями, поступово переходить у

PHfe (28 – 43) — перехідний, слабко, але явно гумусований, жовто-бурий, ущільнений, свіжий, горіхоподібний, пухкий, важкосуглинковий, поступово переходить у

Phfe (43 – 71) — слабкогумусований верх породи, жовто-бурий, щільний, свіжий, горіхоподібний, дрібні Fe – Mn-конкреції, окремі корені, поступово переходить у

P(h)fe (71 – 85) — жовто-бурий, строкато забарвлений, ущільнений, неміцно грудкуватий, середньосуглинковий, різко переходить у

Pfe (85 – 90) — зеброподібна глина.

Фералітні ґрунти формуються під впливом дуже інтенсивного БІКу волого-тропічного і волого-субтропічного вічнозеленого лісу, біомаса якого перевищує 500 т/га. Така біомаса є найбільшою на планеті, а якщо врахувати площу цих лісів, то виявиться, що вони продукують майже 50 % всієї біомаси земної суші. Інтенсивний БІК перманентно підтримується безперервними процесами синтезу та розкладу органічних речовин. При цьому мінеральні елементи, вивільнені при розкладі відмерлої маси, неодмінно переходять у організми і включаються в нові цикли синтезу та розкладу, створюючи цим біогеохімічний бар'єр на шляху їх виносу з ландшафту. Отже, значна частка загального запасу біофільних елементів цього ландшафту постійно перебуває в складі самої біомаси, а не в ґрунті, як в інших ландшафтах планети.

Червоний фералітний лесивований пілуват-легкосуглинковий ґрунт на давній корі вивітрювання гранітів описано в розрізі, закладеному на південному заході Малі в зоні Сахелю (12° північної широти, 13° західної довготи) в корінному чагарниковому лісі на вирівняній ділянці корінного правобережного плато р. Нігер, приуроченого до давньої Африканської платформи, докембрійський цоколь якої складений масивно-кристалічними породами, перекритими зверху потужним післямезозойським чохлам осадових порід, активно перероблених пліоценовим гіпергенезом (плівки півтора оксидів). Тут у 1990 – 1993 рр. С. Саліф під керівництвом Д.Г. Тихоненка досліджував закономірності антропогенної еволюції фералітних ґрунтів в умовах тропічного і частково — субекваторіального клімату під пологом чагарниково-високотравних саван з їх символом баобабом — могутнім товстостовбурним деревом, насиченим

вологою. Під високими віковими деревами чудово почувається поросль молодих дерев (*Acacia alibida*, *Melina aboria*), чагарників (каріте, сабан, бамбу, нере, колобе, ноко-ноко, сатана, фуралон) та густий травостій (*Penisetum pedicellotum*, *Cyperus melo*, *Cassifera*, *Andropogon gayanus*, *Corchorua Sp.*, *Ipomea triolaba*, *Indigofera Sp.*, *Bracharia deflexu*, *Portulaca oleracea*, *Hibiscus asper*, *Acanthospermum hispidum*, *Commelina benghalensis*, *Tribilis teresti*, *Sida stipulata*, *Euphorbia hista*) з 95%-м проективним покриттям (табл. 18.3).

Таблиця 18.3. Характеристика червоних фералітних лесивованих ґрунтів на елювії гранітів

| Показник | | <i>Hefels</i> | <i>Hpifes</i> | <i>Hpifels</i> | <i>Phifels</i> |
|--|--|---------------|---------------|----------------|----------------|
| Глибина відбору зразків, см | | 1–10 | 35–45 | 60–70 | 140–150 |
| рН водний | | 4,95 | 5,19 | 5,35 | 5,64 |
| сольовий | | 3,96 | 3,84 | 4,05 | 4,37 |
| Гумус, % | | 0,41 | 0,31 | | |
| СГК : СФК | | 0,80 | 0,64 | | |
| Обмінно-увібрані катіони, мг-екв/100 г ґрунту | Ca ⁺⁺ | 1,92 | 2,61 | 1,32 | 3,42 |
| | Mg ⁺⁺ | 0,33 | 2,30 | 0,67 | 2,14 |
| | Na ⁺ | 0,04 | 0,07 | 0,08 | 0,05 |
| | K ⁺ | 0,10 | 0,11 | 0,12 | 0,18 |
| | Сума | 2,39 | 5,09 | 2,19 | 5,79 |
| Фізичні та водно-фізичні показники | | | | | |
| Щільність, г/см ³ | | 1,40 | 1,30 | 1,30 | 1,50 |
| Питома маса, г/см ³ | | 2,70 | 2,60 | 2,70 | 2,70 |
| Загальна пористість, % | | 46,44 | 49,80 | 51,12 | 45,01 |
| Гранулометричний склад, % фракцій на абсолютно суху безкарбонатну наважку | 1–0,25 | 13,2 | 8,8 | 6,7 | 7,1 |
| | 0,25–0,05 | 47,6 | 25,5 | 34,4 | 31,2 |
| | 0,05–0,01 | 22,7 | 26,1 | 31,6 | 34,7 |
| | 0,01–0,005 | 4,0 | 6,6 | 2,5 | 2,8 |
| | 0,005–0,001 | 3,0 | 5,5 | 0,8 | 1,3 |
| | <0,01 | 9,5 | 27,5 | 24,0 | 22,2 |
| Валовий хімічний склад ґрунту, % оксидів на безгумусну безкарбонатну наважку | SiO ₂ | 90,44 | 83,36 | 82,96 | 82,94 |
| | Fe ₂ O ₃ | 2,13 | 3,60 | 3,84 | 3,95 |
| | Al ₂ O ₃ | 4,10 | 9,04 | 9,51 | 9,15 |
| | CaO | 0,06 | 0,06 | 0,24 | 0,37 |
| | MgO | 0,26 | 1,06 | 0,61 | 0,32 |
| | MnO | 0,03 | 0,03 | 0,04 | 0,07 |
| | TiO ₂ | 0,75 | 0,74 | 0,83 | 0,76 |
| | K ₂ O | 0,60 | 0,77 | 0,80 | 0,80 |
| | Na ₂ O | 0,15 | 0,09 | 0,09 | 0,09 |
| | SiO ₂ : R ₂ O ₃ | 30,0 | 13,8 | 12,5 | 13,8 |
| Валовий хімічний склад мулу, % оксидів на прожарену наважку | SiO ₂ | 48,61 | 47,70 | 48,27 | 48,07 |
| | Fe ₂ O ₃ | 11,52 | 12,05 | 10,13 | 9,78 |
| | Al ₂ O ₃ | 34,76 | 35,14 | 36,84 | 37,53 |
| | CaO | 0,28 | 0,27 | 0,13 | 0,20 |
| | MgO | 0,81 | 0,87 | 0,65 | 0,70 |
| | MnO | 0,06 | 0,07 | 0,11 | 0,12 |
| | TiO ₂ | 1,24 | 1,01 | 1,08 | 1,10 |
| | K ₂ O | 1,26 | 1,24 | 1,2 | 1,15 |
| | Na ₂ O | 0,10 | 0,09 | 0,10 | 0,09 |
| | SiO ₂ : R ₂ O ₃ | 2,0 | 1,9 | 1,9 | 1,9 |

H₀ (0 – 0,5) — лісова бура підстилка з напіврозкладених та свіжих залишків листя, стебел, кори дерев, чагарників, трав, різко змінюючи субстрат, переходить у

Hefels (1 – 35) — гумусовий, озалізнений, слабкоелювіюваний (лесивований), червоно-бурий із сивуватою присипкою крем'янки, місцями плямисто-червоний, пилувато-легкосуглинковий з численними зернами псевдо-піску, які є дрібними, легкороздавлюваними залістистими мікроконкреціями, призмоподібно-крупногрудкуватий, пухкий, макро- та мікрошпаруватий, пронизаний корінням дерев, чагарників і трав, чітко й коротко за структурою та кольором переходить у

Hrifels (35 – 50) — верхній перехідний, лесивований, слабкогумусований, озалізнений, жовтогарячий, сухий, пилувато-середньосуглинковий з псевдопіском, крупногрудкувато-призмоподібний, ущільнений, залістисті прожилки і трубочки в 0,5 – 2 мм виповняють ходи хробаків, відмерлих коренів, інші шпарини й тріщини в ґрунті, є залістисті стяжіння, чітко за кольором переходить у

Hrifels (50 – 90) — нижній перехідний, лесивований, палево-буро-червоний, сухий, пилувато-середньосуглинковий, пронизаний псевдопіском, дрібногрудкуватий, шпаруватий, слабко ущільнений, поступово переходить у

Phifels (95 – 150) — фералітизований пилувато-суглинковий елювій гранітів, ущільнений, ілювіюваний, із цегляно-червоними плямами.

Поряд із цим розрізом було описано щороку удобрюваний ґрунт на незрошуваній ріллі, де вирощують кукурудзу, сорго, бавовник, квасолю, арахіс (розріз 2), а також на зрошуваній, де ростуть цибуля, капуста, салат. Ці ґрунти мають явне темнувато-сіре забарвлення, ущільнення, злитизацію, призмоподібність, позбавлені макропористості, особливо на зрошуваних ділянках. Мікроморфологічні дослідження підтверджують факт інтенсивної гіпергенної переробки мінерального скелета червоних ґрунтів — поряд із сильнометаморфізованим фізично первинним кварцом тут переважають залістисті літорелікти — головне джерело ґрунтогенного заліза, сполуки якого поставляються до ґрунту за схемою: Fe-релікти — аморфний Fe — колоїдний Fe — окристалізований (несилікатний) Fe, надаючи йому червоного забарвлення.

Відомий «парадокс тропіків» полягає в тому, що природні лісові екосистеми з фералітними ґрунтами здатні накопичувати величезну біомасу, а створені на їх місці агроекосистеми, виведені з природної рівноваги, не здатні забезпечити навіть мінімальну продуктивність: «найродючіші» в цілинному варіанті ґрунти планети в умовах сільськогосподарського виробництва перетворюються на «найменш родючі», оскільки фераліти є гранично збідненими на елементи мінерального живлення рослин.

Ця обставина зумовлює потребу в застосуванні на фералітних ґрунтах специфічних агротехнологій. Вони можуть включати: тіню-ву культуру під кронами дерев; мульчування поверхні; агролісомеліорацію; змішані посіви; максимальний розвиток плантаційного землеробства при мінімумі польового; мінімізацію механічного обробітку, що спричинює ерозійні процеси та деґуміфікацію. Агрохімічне окультурювання фералітних ґрунтів є перспективним чинником підвищення їх родючості, але його застосування зумовлює цілу низку проблем. Особливої уваги заслуговують органічні добрива, але в субтропіках і тропіках відчувається їх постійний дефіцит. Збідненість ґрунтів на Ca, Mg, K, P, N та інші біогенні елементи зумовлює потребу в їх постійному внесенні для отримання мінімально задовільних урожаїв. Проблема полягає в тому, що внесені азотні та калійні добрива швидко зникають із ґрунту. Причиною цього є їх винос з атмосферними водами та втрати мікробіологічним шляхом. Фосфати із цих ґрунтів не вимиваються, а, навпаки, утворюють сполуки із залізом та іншими багатовалентними металами і при цьому інактивуються для сільськогосподарських культур (див. табл. 18.3). Отже, потрібно вносити багато поживних речовин, проте через високу інтенсивність виносу або фіксації практикують унесення мінеральних добрив роздрібненими дозами. Раціональне та ефективне застосування мінеральних добрив в екологізованій системі окультурювання фералітних ґрунтів — це мистецтво, яке потребує точного обліку ландшафтних та погодних умов, стану рослин тощо.



Контрольні запитання і завдання

1. Яка географія субтропічного і тропічного ґрунтогенезу?
2. Охарактеризуйте субтропіки і тропіки як арену ґрунтогенезу.
3. Назвіть головні типи ґрунтів субтропічних і тропічних поясів планети.
4. Опишіть коричневі ґрунти: екологію та біогеохімію ґрунтогенезу, властивості, режими, агрономічну характеристику, сільськогосподарське використання.
5. Охарактеризуйте сіро-коричневі ґрунти як зональний тип ґрунтів сухих субтропіків.
6. Що Вам відомо про сірозем, їх дослідження, сільськогосподарське використання, окультурювання?
7. Дайте характеристику сіробурих пустельних ґрунтів пустельних ландшафтів та їх використання.
8. Назвіть спільні та відмінні риси фералітних та фералітних ґрунтів.
9. Які властивості мають жовтоземи і «підзолисто»-жовтоземні ґрунти?
10. Опишіть червоноземи та їх відмінності від жовтоземів та кори вивітрювання.
11. Розкрийте проблеми використання та охорони фералітних та фералітних ґрунтів.

Розділ 19

АЗОНАЛЬНІ ҐРУНТИ

У межах однієї зони (поясу) трапляються дуже різноманітні генетичні типи ґрунтів та адекватні їм угруповання різних типів рослинності. У тайзі, наприклад, окрім домінуючих дерново-підзолистих ґрунтів та лісових фітоценозів, значно поширені також торфові та лучні ґрунти під болотними та трав'янистими мезофільними фітоценозами, а на деяких найбільш теплих та сухих місцезростаннях трапляються навіть степові фітоценози, як це спостерігається на добре дренованих ділянках долинних ландшафтів р. Ока. Болотні ландшафти взагалі широко представлені в різних зонах — у тундрі, лісотундрі, лісовій зоні, а заплавні луки з алювіальними ґрунтами утворюють своєрідний меандровий пояс планети, фрагменти якого існують навіть в аридних зонах. Це означає, що в будь-якій зоні поряд з типовою зональною рослинністю та ґрунтами трапляються такі типи ґрунтів, які характерні для багатьох зон; або не характерні для цієї зони, але характерні для якоїсь іншої.

Ґрунти першого типу, які розвиваються практично у всіх природних зонах, називають *азональними* та *інтразональними* (від лат. *intra* — всередині), а другого — *екстразональними* (*extra* — поза межею).

Уявлення про зональні та аazonальні ґрунти бере свій початок від класичної «зональної» класифікації ґрунтів Докучаєва — Сибірцева з поділом на три класи — зональні, інтразональні, аazonальні (неповні), а далі на типи за комплектом морфогенетичних параметрів профілю, зумовлених зональними комбінаціями ґрунтотворників: **зональні**: латеритні; атмосферно-пилові; пустельно-степові; черноземні; сірі лісові; дерново- та раменно-підзолисті; тундрові; **інтразональні**: солонцюваті; болотні; перегнійно-карбонатні; **азональні**: скелетні; грубі; заплавні (алювіальні). Зональний принцип класифікації ґрунтів суттєво поглибили Я.Н. Афанасьєв, О.М. Іванова, М.М. Розов та ін., а запропоновані М.М. Сибірцевим терміни «зональні», «інтразональні», «азональні» ґрунти міцно ввійшли в понятійний апарат наукового ґрунтознавства. Суттєвою ознакою зональних ландшафтів (у тому числі їх ґрунтових та інших компонентів) є, як відомо, їх вперше підкреслена Г.М. Висоцьким топографічна приуроченість до плакорових (грец. *пласос* — рівнина, площина) позицій. Інтразональні ґрунти (по суті, близькі до аazonальних), на відміну від зональних, формуються не в умовах плакорів (добре

дренованих міжрічкових вододільних просторів), а на знижених елементах рельєфу в двох-трьох суміжних зонах. Прикладом інтразональних утворень (як ґрунтових, так і рослинних) виступають на рівнинах різноманітні болота, а класичним прикладом азональних — заплавні ландшафти та їх ґрунтово-ценотичні компоненти. Далеко не всі автори поділяють ландшафти, в тому числі їх ґрунтови, рослинні та інші компоненти, на інтразональні та азональні, вважаючи ці поняття зближеними за змістом, однотипними. *Екстразональні ґрунти* в конкретній ландшафтно-біокліматичній зоні формуються на специфічних ділянках з нетиповими для цієї зони геоекологічними умовами, зате в іншій зоні вони є типовими зональними утвореннями, тобто займають класичні плакори. Прикладом рівнинної екстразональності є лісові фітоценози (а під ними опідзолені ґрунти) в степах, де байрачні ліси просунулися далеко на південь по схилах балок північних та північно-західних орієнтацій, а також по їх дну. Особливо поширеною є *екстразональність* ґрунтів і фітоценозів у горах, де її пояснює правило випередження В. Альохіна: плакорні види рослин, типи фітоценозів та відповідні їм ґрунти просуваються далеко на південь або на північ, якщо цьому сприяють екологічні умови місцезростання або певна комбінація ґрунтоутворників (орієнтація схилів, літологія порід, гідроморфізм тощо).

19.1. Схилкові та еродовані ґрунти

Схилкові ґрунти. Цілинні ґрунти, сформовані на схилових топопозиціях рельєфу рівнинних ландшафтів, є підстави називати *схилоземами*. Схилоземи є ґрунтолітогенними утвореннями полігенетичного походження, які сформувалися на схилах балок, бугрів, гряд та аналогічних їм елементах рельєфу (особливо широко представлених в умовах рівнинних ландшафтів Лісостепу та Степу) під постійним впливом двох альтернативних процесів — ерозії (з руйнівними, суто геодинамічними тенденціями) та ґрунтогенезу з його біосферно заданою акумулятивністю. Їх генезис тісно пов'язаний тут зі схиловим перерозподілом води, тепла, рослинності та інших представників біоти. Серед схилових ґрунтів (як на рівнинах, так і в горах) чітко виділяються їх незмиті, змиті і навіть намиті (на увігнутих схилах, в їх підозві тощо) види. Однак, незалежно від того, є схил гірським чи балковим, у природних (цілинних) екосистемах акумулятивна складова ґрунтогенезу завжди переборює руйнівну дію ерозії та підґрунтового стоку. Тому ґрунти, які формуються на схилах, мають зазвичай укорочений, але неодмінно повний набір генетичних горизонтів.

Транзит води та переміщення ґрунтолітогенних мас у функціональній системі *ґрунт-ландшафт* відбуваються на схилах за учас-

тю як ґрунтотворних, так і геоморфологічних (схилкових, геодинамічних) процесів, причетних до перебігу схилового ґрунтогенезу.

Рух води схилами контролюється взаємозалежними чинниками, деякі з яких (наприклад, тривалість та інтенсивність опадів) є зовнішніми щодо геоекосистеми «ґрунт-схилів ландшафти». Однак провідні чинники *схилового ґрунтогенезу* є невід'ємною складовою частиною цих геоекосистем — передусім це строкате літогенне підґрунтя, топографія, експозиція, форма, кут схилу, і, певна річ, рослинність (разом з іншими представниками біоти) та рух води по схилах, який об'єднує та істотно модифікує ландшафтотворні процеси на різних ділянках схилу (з неодмінним ґрунтогенезом в їх складі), вкрай завуальовуючи розмежування впливу підповерхневого (без ерозії) та поверхневого (з проявами лінійної яружної ерозії) стоку.

Докладний аналіз усіх різноманітних процесів пересування води схилами, причетних до формування схилкових ґрунтів та їх специфічних властивостей, подано в курсах *гідрології схилів* та *ерозіознавства*. Тут згадаємо деякі з них.

Передусім це значна роль зосередженого наскрізного стоку через мережу макропор, трубок (*pipe*), тунелів, які забезпечують його прискорене пропускання (*pipeflow*). Участь трубок у процесах схилового ґрунтогенезу та сам спосіб їх функціонування є мало дослідженими. Зрозуміло лише, що вплив тріщин на формування ґрунтів на схилах дійсно складний (усадка, зумовлена властивостями глинистих мінералів, палеокріогенез, кротовини, червороїни тощо). На схилах активно впливають на ґрунтолітогенез не виявлені топографічно та фітоіндикаційно лінії стікання (*seepage lines*), які називають по-різному (*перколіні* — Bunting, *папіляри стоку* — В.Б. Соловей, М.І. Полупан), на яких формуються помітно поглиблені гумусові горизонти і загалом ґрунтові профілі. Нижче по схилу такі *перколіні* переходять у видимі лінії стікання (улоговини, лощини стоку), вздовж яких рухається та перерозподіляється по схилах змитий матеріал, породжений крапельним руйнуванням агрегатів, площинною ерозією, розчиненням та рухом мас. Останній у класичному вигляді здійснюється лише під впливом сили гравітації без допомоги таких чинників, як вода, лід або вітер. Рух мас представлений безперервним рядом від вільного скочування каменів до вкрай уповільненого сповзання ґрунтолітогенних субстратів. Усі ці процеси перебувають у тісній залежності від характеру схилів та типу ґрунтолітогенезу на них. Певну роль у зносі ґрунтів відіграють тут також і процеси дефляції, однак вони є незалежними від топографії та кута нахилу, а отже, розглядаються окремо від схилкових процесів. Неоднозначним є також вплив клімату на ці процеси — скажімо, в гумідних умовах вологого тропічного лісу (з максимальними величинами опадів) змивання поверхні ґрунтів практично відсутнє, проте вимивання продуктів ґрунтогенезу зі схилкових ландшафтів набуває тут

максимального прояву. Для природних екосистем семиаридних зон (сухих саван, степів, напівпустель) ерозія ґрунтів набуває загрозливих масштабів, однак і тут вона різко загальмовується в дощовий період, коли фітовкритість схилів збільшується. У помірних зонах (Лісостеп), де в природних умовах ерозія є загалом мінімальною, на схилах зростає загроза сповзання ґрунтолітгенних мас. Узагалі ж взаємодія конкретних процесів на будь-якій ділянці реального схилу є вкрай ускладненою, що робить ненадійними широкі узагальнення, в тому числі й щодо впливу на схилі процеси клімату. Дослідження на оголеній поверхні геологічних порід у техногенних ландшафтах виявили великий вплив на руйнування їх поверхні морозного вивітрювання взимку. З початком весняних дощів грудочки руйнуються краплями, переносяться в морозобійні тріщини, частково закриваючи їх та створюючи цим водонепроникну кірку, яка спричинює розвиток сильного стоку та прояви струмкової ерозії. Утворенню промоїн сприяє також обвалювання приповерхневих трубок у ґрунтах на лесових породах. У наступну зиму морозне вивітрювання в черговий раз знищує системи промоїн, інтенсифікуючи цим подальше розтріскування поверхні.

За будь-яких умов переміщення мас на схилах прямо або опосередковано пов'язано з топографічними чинниками, передусім зі схиловим градієнтом (ступінь зміни кута схилу), що враховано концепцією *ґрунтової катени*.

Катена є специфічним динамічним феноменом з певною часовою тривалістю. Ця своєрідна ґрунтморфна поверхня визначається як закономірно сформований ґрунтогенезом комплекс різних ґрунтів, генетично та еволюційно об'єднаних у своєму поширенні на цілком певному рельєфі і (що важливо) регулярно повторюваних у схожих ландшафтних (передусім геоморфологічних) умовах (бажано, але не обов'язково, на однорідних материнських породах). Синонімами концепції катени, мабуть, слід вважати *закон аналогічних топографічних рядів* С.О. Захарова та *метод порівняльного вивчення місцезростань* (ізоекотопів), який після праць Б.О. Келера отримав назву *методу екологічних рядів*, а вже від зарубіжних ґрунтознавців був сприйнятий як *метод катен* (G. Miln, Е.Н. Красеха, О.С. Мігунова).

Надзвичайно впливовим для схилового ґрунтогенезу виявляється гідротермічний режим, тісно пов'язаний з катенарною специфікою яружно-балкових систем. Ґрунтогенез на схилах південної та східної експозицій відбувається під впливом більш високих температур у метровій товщі впродовж більшої частини вегетаційного періоду порівняно зі схилами такої самої крутизни північної та західної орієнтацій. Неоднаковим є і режим атмосферного зволоження та випаровуваності навесні та особливо влітку, а також зимове накопичення снігу, інтенсивність його танення навесні, стік талих вод. Підви-

щена сухість схилів південних та східних експозицій проти північних та західних є однією з головних причин різної на них фітопродуктивності — найбільша кількість надземної та підземної маси продукується на схилах північних та західних експозицій. Неоднаковим є також і розподіл кореневих систем. Більша частина коренів природних трав'янистих угруповань на східних та південних схилах концентрується у верхніх 20 см профілю, багато в чому зумовлюючи цим і притаманну цим ґрунтам короткопрофільність. Ґрунти, сформовані на схилах північних та західних орієнтацій, мають значно більшу грубизну своїх профілів, зумовлену як глибшим розповсюдженням коренів, так і намівом гумусованого дрібнозему навесні під час сніготанення. На цілих ділянках схилів нерідко спостерігається формування степової повсті, яка виконує екологічну функцію протидії процесам площинного змиву.

Неоднакове накопичення рослинних залишків та неоднаковий за інтенсивністю перебіг гумусоутворення зумовили й неоднакову гумусованість ґрунтових профілів на схилах протилежної орієнтації. Різна гідротерміка протилежно орієнтованих схилів різних катен спричинює також і різну біологічну активність сформованих там ґрунтів. Так, чорноземи північних та східних схилів характеризуються найбільшою активністю гідролітичних ферментів. Усе це засвідчує, що схилі ґрунти своїм габітусом та екологічними режимами відображують не тільки і навіть не стільки ступінь еродованості, скільки весь комплекс суто екологічних особливостей схилового по суті ґрунтогенезу, що накладає свій відбиток і на шляхи раціонального використання цих унікальних ґрунтів за сучасних умов господарювання.

В Україні класичними територіями, на яких виявляється схиловий ґрунтолітогенез, в тому числі його екологічно небезпечний (суто ерозійний) напрям, є Правобережжя Дніпра, Десни, Сівеського Дінця, межиріччя Дніпро — Південний Буг, Дністер — Прут, крутосхили Дінця та його приток на південних відрогах Середньо-Руської височини, Сейму, а також Донецький кряж. *Ґрунти Донбасу* на його схилах нагадують про непросту еволюцію ландшафтів цієї давньої гірської країни, нині зруйнованої й через це невисокої. Саме тут були проведені багаторічні дослідження ефективності ґрунтозахисних прийомів колишнім Українським НДІ захисту ґрунтів від ерозії (УНДІЗІЕ — м. Луганськ).

Поширені тут чорноземи неглибокі та короткопрофільні на щербенистому елюво-делювії твердих порід трапляються також на великих площах Кримського передгір'я (зокрема, на твердих вапнякових породах і на пісковиках); на схилах Приазовської височини (на елювії гранітів), а в принципі в межах усього Українського кристалічного щита. Чорноземи щербенисті є також в інших гірських країнах з посушливим кліматом, наприклад у Дагестані. Показовий

профіль чорнозему середньозмитого на елювії крейдового мергелю описаний на розораному схилі в Луганській області, де такі ґрунти займають значні площі на корінних крутосхилах лівобережжя р. Лугань:

Prk (0 – 27) — орний у межах гумусово-перехідного, темнувато-сірий з «білястим» відтінком, карбонатний по уламках мергелю, порохувато-грудкувато-зернистий, пухкий, середньосуглинистий, коротко переходить у

Phk (27 – 45) — перехідний, слабкогумусований, уламки мергелю, бруднувато-бурий, донизу «білястий», карбонатний, середньосуглинистий, нерівно переходить у

P₁k (45 – 70) — елювій крейдового мергелю, «білясто-палевий», а нижче білий, дрібноземистий, слабкощербенистий, коротко переходить у

P₂k (70 – 90) — елювій мергелю сильнощербенистий та кам'янистий.

У складній структурі ґрунтового покриву Донбасу помітне місце посідають так звані «дернові еродовані ґрунти» (А.О. Георгі) на елювії корінних порід палеозою (карбон). Їх профіль зазвичай не перевищує 40 см, є сильно щербенистим, безкарбонатним. *H*-горизонт у них або не виділяється, або ж має незначну грубизну, переходить між горизонтами вкорочені:

Hpd (0 – 5) — гумусовий, задернований, бурувато-темно-сірий, слабко ущільнений, пилувато-грудкувато-зернистий, уламки корінної породи, коротко переходить у

Ph (5 – 20) — перехідний, слабкогумусований, грудкуватий, багато уламків корінної породи, поступово, але коротко за забарвленням переходить у

P(h) (20 – 25) — елювій опіщаненого сланцю, слабко і нерівномірно гумусований, бруднувато-бурий, грудкуватий, безкарбонатний, переходить у

P (25 – 30) — сланець у корінному заляганні.

Петрофітна сухість цих ґрунтів, посилена їх схиловим місцезнаходженням, дає змогу існувати тут лише ксерофітним угрупованням трав та напівчагарників, а приповерхнєве залягання щільних кам'янистих та сильнощербенистих порід вкрай погіршує їх суто агрономічні властивості.

Отже, головною рисою в балансі схилового ґрунтогенезу, яке зумовлює формування типових схилоземів, є постійна дуже напружена взаємодія двох альтернативно спрямованих процесів — втрати через *ерозію* завжди дефіцитних для біопродукування елементів живлення, води, гумусу тощо та акумулятивного ґрунтогенезу. Саме під їх суперечливим впливом і відбувається формування повночленних, але вкорочених ґрунтових профілів чорноземоподібного габітусу. У літературі вони добре відомі під назвами змитих, дерно-

вих, дернових еродованих ґрунтів. Однак усі ці назви не відображують істинної суті їхнього генезису, заданого якраз транзитною фітопокритою (цілинною) топопозицією балкових ландшафтів — змиті ґрунти дійсно мають укорочений профіль, але за рахунок утрати верхніх найбільш гумусованих, найбільш багатих, а отже, й родючих горизонтів і є фактично «вершниками без голови», тоді як *схилоземи чорноземні* (умовно назвемо їх поки що так для умов Лісостепу та Степу), незважаючи на свою короткопрофільність (25 – 40 см), однозначно є ґрунтами-ліліпутами, в яких усі генетичні горизонти є не просто збереженими, а збереженими завдяки потужному впливу чи не найсуттєвішої для чорноземоутворення тенденції — акумуляції гумусу, детриту, повсті, а отже, й біогенних елементів, стабілізації найважливіших ґрунтово-екологічних режимів тощо. Не можна сказати, що цю суто акумулятивну функцію схилового ґрунтогенезу не відображує термін «дернові ґрунти» — просто він є таксономічним і піонерно використовується для позначення типу ґрунтів, сформованих під впливом дернового процесу ґрунтогенезу в зовсім інших геоекологічних умовах тайгово-лісової зони з її гумідним кліматом (тобто фактично в гідроморфних умовах, тоді як екологія схилового ґрунтогенезу завжди є явно ксероморфною через витратний водний режим схилових топопозицій).

Еродовані ґрунти. Згадані серед схилоземів ґрунти з втраченими внаслідок ерозії верхніми горизонтами виділяються в окрему велику групу різною мірою змитих ґрунтів, в яких руйнівна дія стікаючих вод починає переломлювати акумулятивні суто ґрунтогенні тенденції в схиловому ландшафтотворенні. Оранка змінює пропорції між означеними акумулятивними та витратними статтями схилового ґрунтогенезу на користь останніх, що й спричинює еродування ґрунтів на схилах, започатковує втрату ними (нерідко катастрофічну) верхньої найродючішої частини профілів. *Ерозією* (лат. *erosio* — роз'їдання) називають змив та розмив ґрунтів, а інколи й підґрунтя поверхневим стоком тимчасових водних потоків.

Ерозія ґрунтів віднедавна стала об'єктом вивчення *ерозіознавства* (М.М. Заславський). За походженням тимчасових водних потоків, які зумовлюють змив і розмив ґрунту, розрізняють три *типи* ерозії, які вражають великі площі стоком дощових опадів, талих і зрошуваних (іригаційна ерозія) вод. Виділяють два підтипи — змив ґрунту (поверхнева ерозія) і розмив ґрунту та підстилаючих порід (лінійна ерозія — формуються проміїни, які переростають в яруги). При площинній ерозії формуються змиті ґрунти, які С.С. Соболев розподілив на слабо-, середньо-, сильнозмиті види та виходи материнських і корінних порід. Слабкозмитими вважали чорноземи, в яких змито не більше від половини *H*-горизонту, а орались його низи; середньозмитими — змито більше від половини або весь *H*-горизонт, розорується або підорується верхньої

Н_p-горизонт; у сильнозмитих — змито частково або повністю *Н_pk*-горизонт, розорюється *Н_pk*-горизонт. У 1977 р. цей принцип було узаконено («Класифікація і діагностика ґрунтів СРСР») і якщо облишити дійсно складну проблему вибору еталонного (незмитого) аналогу, то діагностика градацій змитості генетично різних орних ґрунтів виглядає в такій класифікації дуже логічно, що підтверджують зональні приклади.

Дерново-підзолисті орні ґрунти Полісся

Слабкозмиті — змито *Н_E*- та більшу частину *E*-горизонту, розорюють його залишки і верх *I*-горизонту, внаслідок чого орний шар, крім сивуватого забарвлення, має також буруватий відтінок.

Середньозмиті — розорюється повністю або частково *E_I*- та *I*-горизонти, у зв'язку з чим рілля стає строкато-бурою, а її полого-схилова (3 – 5°) поверхня після дощів вкривається частою мережею промоїн.

Сильнозмиті — розорюється середина, а то й низ *I*-горизонту на окремих ділянках сильнопологих (до 5 – 8°) хвилястих схилів, що легко помітити на позбавленій рослинності дуже грудкуватій бурій поверхні.

Виходи порід — їх окремі плями посеред середньо- та сильнозмитих ґрунтів легко діагностують за морфогенетичними ознаками флювіогляціальних, гляціальних (морена тощо), елювіальних (крейда, мергель) та інших порід.

Опідзолені та реградовані орні ґрунти Лісостепу (з глибиною оранки не < 25 см при ґрубизні цілинних *Н_e*-горизонтів 30 – 40 см).

Слабкозмиті — змито не більше від половини *Н_e(Н_E)*-горизонту, *I*-горизонт оранкою не охоплено (або ледь охоплено), поверхня ріллі після дощів вкривається неглибокими промоїнами.

Середньозмиті — змито більше від половини *Н_e(Н_E)*-горизонту, оранкою захоплюються верхи *I(Н_I)*-горизонту, внаслідок чого рілля набуває явного буруватого забарвлення.

Сильнозмиті — ерозія повністю позбавила профіль гумусованих горизонтів, а *I*-горизонти виходять на поверхню.

Виходи порід — лесові, червоно-буро забарвлені та інші породи (в тому числі фосильні ґрунти).

Чорноземні розорані ґрунти Лісостепу та Степу

А. Чорноземи глибокі всіх підтипів з глибиною оранки не менше ніж 22 – 25 см при ґрубизні верхніх цілинних *Н*-горизонтів більш як 50 см.

Слабкозмиті — змито до 50 % *Н*-горизонту, орний шар не відрізняється кольором від незмитих ґрунтів, однак поверхня ріллі уражується неглибокими промоїнами.

Середньозмиті — *Н*-горизонт змито більше ніж на половину.

Сильнозмиті — змито весь *H* і *Hr*-горизонт.

Виходи порід — ті самі лесові, червоно-буро забарвлені та інші породи (в тому числі фосильні ґрунти), що й у опідзолених ґрунтах.

Б. Чорноземи звичайні та південні з глибиною оранки не менше 20 см при ґрубизні верхніх цілинних *H*-горизонтів менш як 50 см.

Слабкозмиті — змито до 50 % *H*-горизонту.

Середньозмиті — *H*-горизонт змито більше ніж на 50 %.

Сильнозмиті — змито горизонти *H* + *Hrk*.

Виходи порід.

Каштанові сухостепові та бурі напівпустельні ґрунти

Слабкозмиті — змито до 50 % первинної ґрубизни цілинних ґрунтованих горизонтів (*H* + *Hrk*).

Середньозмиті — змито більше ніж 50 % первинної ґрубизни цілинного профілю

Сильнозмиті — змито *H* + *Hrk*.

Сіроземи (оранка глибше від 25 см, первинна ґрубизна *H*-горизонту до 40 см).

Слабкозмиті — змито не більше від половини *H*-горизонту.

Середньозмиті — змито більше від половини або весь *H*-горизонт, розорюється *Hrk*-горизонт.

Сильнозмиті — змито *H* + *Hrk*-горизонти.

Ерозія ґрунтів є результатом складної взаємодії природних чинників з антропогенезом, який є головною (а то й єдиною) причиною ерозії та її провідним чинником. Чинники ерозії розподіляють на дві групи: 1) чинники, які формують поверхневий стік води — клімат (режим, кількість і енергія опадів, температурні режими ґрунту, діяльної поверхні, повітря та ін.) і геоморфологічні параметри місцевості, її рельєф; 2) чинники, які визначають рівень еродованості ґрунтів, його динаміку і просторову варіабельність (чинник ґрунту), ступінь захисту рослинністю, діяльність людини. Саме співвідношення дії цих двох груп чинників ерозії ґрунтів і спричинює в підсумку ініціацію, а в подальшому інтенсифікацію ерозійних процесів та породжують їх продукт — різною мірою змиті ґрунти та розмиті до літогенного підґрунтя схили.

Змив верхніх горизонтів у супроводі наближення до денної поверхні нижніх, менш вилужених горизонтів, зумовлює феномен збільшення окарбоначеності орного шару. При цьому в опідзолених ґрунтах Лісостепу та вилужених чорноземах за слабкої та середньої змитості спостерігається підвищення межі закипання, а в разі сильної еродованості карбонатні горизонти нерідко виходять на поверхню. У сильнозмитих чорноземах звичайних вміст CaCO_3 часто досягає 1000 т/га, вкрай знижуючи доступність для рослин фосфатів та протиерозійну стійкість ґрунтів.

Зменшення гумусованості орного шару та підвищення його карбонатності є найхарактернішими діагностичними рисами змитих ґрунтів, які супроводжуються зменшенням вмісту мулистої фракції, внаслідок чого в еродованих чорноземах падає ЄКО, зменшується вміст увібраних двовалентних катіонів (передусім Са), що додатково послаблює їх протиерозійну стійкість. Чим вищий ступінь еродованості ґрунтів, тим менший вміст у них азоту (загалом, його зниження відбувається пропорційно до зменшення в ґрунті відсотка гумусу), передусім його рухомих форм. Їх дефіцит, поряд з погіршенням фосфорного живлення, також стає чи не найголовнішою з причин зниження родючості змитих ґрунтів. Навіть доступність калію в еродованих ґрунтах помітно зменшується. Це саме стосується і режиму мікроелементів, погіршення якого знижує врожайність вирощуваних культур, позначається на продуктивності тваринництва, помітно знижує біологічну якість сільгосппродукції. У цьому ж напрямі діє і суттєве погіршення фізичних властивостей еродованих ґрунтів (зменшення вмісту водостійких агрегатів, порозності, вологості, знеструктурування тощо). На отримання 1 ц урожаю сумарні витрати вологи на еродованих ґрунтах бувають утричі більшими, ніж на нееродованих.

Збільшення еродованості в генетично різних типах ґрунтах призводить до зміни МГ (а отже, й коефіцієнта доступної вологи) в різному напрямку. Так, сильноеродовані чорноземи карбонатні, каштанові ґрунти, сіроземи та інші ґрунти, помарковані аридністю, у зв'язку зі зменшенням вмісту гумусу та мулу в орному шарі, характеризуються зменшенням МГ. Це призводить до того, що в еродованих ґрунтах цих типів знижується вологість в'янення і дещо збільшується відсоток доступної вологи від загальної. Зате в дерново-підзолистих, сірих лісових та інших ґрунтах з чітко вираженим ілювієм виявляється зовсім інша, протилежна, закономірність — у сильнозмитих ґрунтах вихід на поверхню I-горизонту супроводжується збільшенням МГ.

Змиті ґрунти характеризуються різким зниженням біологічної активності, що чітко діагностується за десятикратним зниженням продукування CO_2 в змитих ґрунтах порівняно з незмитими, зменшенням чисельності мікроорганізмів, інактивацією інвертази, фосфатази та інших ферментів. За зниженням активності інвертази можна діагностувати ступінь змитості ґрунтів — в слабкозмитих ґрунтах активність інвертази знижується проти нееродованих на 30 %, у середньозмитих — на 30 – 60, у сильнозмитих — більш ніж на 60 %. Збільшення еродованості супроводжується також зміною складу мезофауни — в сильнозмитих чорноземах загальна чисельність безхребетних знижується втричі проти незмитих. При цьому найпомітніше зменшується кількість сапрофагів (живляться відме-

рлими фіторештками) на тлі різкого збільшення кількості шкідливих фітофагів, які пошкоджують у процесі свого живлення корені рослин.

Така радикальна перебудова біогеоценозів, спричинена еродованістю ґрунтів, стає чи не найголовнішою причиною падіння їх родючості. Залежно від екогенетичного типу ґрунтів, ступеня їх еродованості, вирощуваних сільськогосподарських культур та застосовуваних при цьому агротехнологій, погодних умов тощо спостерігається те чи інше падіння врожаїв на змитих ґрунтах. Це супроводиться різким збільшенням затрат праці на одиницю продукції, підвищенням її собівартості, зменшенням прибутковості від реалізації продукції. Вирощування багатьох традиційних культур на еродованих ґрунтах без попереднього відновлення родючості ґрунтів стає збитковим. Водночас, переорієнтація на екологізовані системи ґрунтозахисного природокористування, коли ставка робиться, скажімо, на продукцію другого поверху трофічної піраміди (медозбір з еспарцету тощо), дає шанс для економічно прибуткової реалізації програм зменшення площ розорюваних земель (зрозуміло, передусім за рахунок еродованих ґрунтів на схилах).

У польових умовах рекомендується щонайширше використовувати для діагностики ступеня змитості результати замірів залишків генетичних горизонтів, залучаючи до цих процедур такі додаткові ознаки, як наближення до поверхні окарбоначених, загіпсованих, хрящуватих горизонтів, зменшення грубизни профілю ґрунтів, сформованих на кам'янистій породі або за будь-якими іншими ознаками, специфічними для того чи іншого ґрунту, над яким нависла небезпека ерозії. У камеральний період необхідно уважно відстежувати за тенденціями зменшення гумусованості шарів 0 – 30 або 0 – 50 см (залежно від грубизни *H*-горизонту). Для чорноземів, опідзолених та реградованих ґрунтів Ліссостепу дуже результативними для діагностики змитості можуть бути замір залишків частин генетичних горизонтів та уточнення її ступеня за даними зменшення вмісту гумусу в шарі 0 – 50 см як найбільш комфортному для коренів, рівень родючості якого виявляється найвпливовішим для родючості та формування врожаю сільськогосподарських культур. Доведено, що зменшення в півметровій товщі ґрунту вмісту гумусу на 20 % при змитості спричинює зниження врожаю пшениці, вівса, кукурудзи до 15 %, що підтверджує думку про те, що для достовірної діагностики ступеня змитості чорноземів найбільш надійними показниками можуть бути саме дані за їх гумусованість у шарі 0 – 50 см (для дерново-підзолистих та інших ґрунтів з неглибоким гумусовим горизонтом цей принцип теж підходить — по шару 0 – 25 см):

| <i>Змитість</i> | <i>Зменшення гумусованості верхнього шару, %</i> |
|-----------------|--|
| Відсутня | <10 |
| Слабка | 10–20 |
| Середня | 20–50 |
| Сильна | 50–75 |
| Дуже сильна | >75 |

Дуже складним питанням діагностування, а отже, й картографування еродованих ґрунтів, продовжує залишатися проблема вибору еталона для встановлення ступеня змитості ґрунтів, не вирішивши якої не можна розраховувати на успіх у вирішенні всіх інших проблем у дослідженні цього фатального супутника схилового землекористування. Ідеальний випадок, коли на схилах з еродованими ґрунтами залишився цілинний варіант незмитого ґрунту, є настільки раритетним, що його відразу доцільно заносити до Червоної книги ґрунтів і за ним провадити всі необхідні порівняння еколого-генетичного та землеробського характеру. В усіх інших випадках використовують статистично встановлені еталони профілю незмитих ґрунтів та їх еродованих аналогів (для кожного ступеня змитості розраховано інтервал вмісту гумусу в шарі 0–25 см). При цьому слід зауважити, що багато з викладеного вище про змиті ґрунти, виявляється сумнівним (так, навряд чи може бути середньо-, а тим більш сильнозмитим чорнозем типовий глибокий — ним може бути короткопрофільний схилозем чорноземний, на жаль, не опізнаний у доземлеробський період...).

В останні десятиліття здійснено активний пошук шляхів використання матеріалів космічної зйомки для оцінки еродованості ґрунтів як на великих, так і на малих територіях.

Захист ґрунтів від ерозії є одним з найголовніших завдань у справі збереження та підвищення родючості ґрунтів та їх окультурювання. Він повинен бути спрямованим як на усунення причин, які спричинюють ерозію, так і на ліквідацію її екоцидних наслідків там, де вона активно виявляється. Система захисту ґрунтів від ерозії охоплює організаційно-територіальні (в тому числі господарські), агротехнологічні, лісомеліоративні, гідромеліоративні заходи.

19.2. Дефльовані ґрунти

Дефляція (лат. *deflatio* — видування, розвіювання — абсолютно точно відображає суть поняття) — це процес руйнування та знесення верхнього родючого шару ґрунту, який виявляється у вигляді пилових (чорних) буревіїв та місцевого розвіювання ґрунтів. Пилові бурі є класичним породженням *еолової діяльності*, яка з певною періодичністю охоплює величезні площі земної суші. Виявляючись у

різних кліматичних зонах, еолова діяльність дедалі все-таки найбільшої виразності набуває в аридних областях внаслідок поєднання в них таких особливостей: 1) різкі добові коливання температури; 2) незначна кількість атмосферних опадів, які випадають зрідка і нерегулярно (зазвичай у вигляді злив); 3) переважає випаровування (в 5 – 15 разів) над кількістю опадів; 4) зрідженість або повна відсутність рослинного покриву; 5) часті вітри великої сили; 6) наявність матеріалу, переміщуваного вітром.

Починаючи з 30-х років ХХ ст., впродовж півстоліття панували на паритетних началах терміни «водна ерозія» та «вітрова ерозія» ґрунтів. М.М. Заславський розподілив ці ґрунторуйнівні процеси на ерозію — руйнування ґрунту водою та дефляцію — руйнування його вітром. Спричинені різними агентами денудації, вони по-різному впливають і на ґрунтогенез. *Еолові процеси* підкоряються законам аеродинаміки, а схиловий стік — законам гідродинаміки, через що дослідження процесів ерозії та дефляції здійснюється різними методами.

Усі особливості *еолової діяльності* в повному комплекті притаманні *пустелям* (і частково напівпустелям), які займають більш як 20 % поверхні континентів. Найбільші площі зайняті пустелями в Азії, Африці, Австралії і дещо менші в Європі, Північній та Південній Америці. В геологічному минулому, коли південний край льодовика збігався з широтою нинішнього Дніпропетровська, кріоаридний палеоклімат зниклих нині з «лика Землі» пустельних тундростепів дуже сприяв прояву еолових процесів, продуктом яких є лесова формація на півдні найбільшої у світі Східноєвропейської (Русько-Української) рівнини.

Діяльність вітру не обмежується шліфуванням «лика» пустель та напівпустель, виразно виявляючись також на знижених піщаних узбережжях морів, озер, річок (у різних кліматичних зонах) за умови відсутності або сильної зрідженості там рослинного покриву і в низці місць на гірських вершинах. В областях гумідного (вологого) клімату, розташованих далі від узбережжя, земна поверхня захищається від руйнівної дії вітру суцільним рослинним покривом, а також зміцнюючою (зв'язуючою) дією суто ґрунтової вологи.

Загалом результати еолової діяльності є дуже значними на 40 % суші, що вдвічі перевищує площу самих пустель (і це не враховуючи роботу з перенесення снігу). Дуже інтенсивно вітер виявляє себе в лісовій зоні помірного клімату на давньо льодовикових (зандрових) рівнинах з антропогенно порушеним ґрунтово-ценотичним покривом. На позбавлених рослинності морських та озерних узбережжях дії вітру сприяє постійний викид хвилями на узбережжя свіжого піску, який швидко підсихає і тут же підхоплюється вітром (особливо, якщо це морський бриз). Цей пісок накопичується у високі сипкі

дioni, які здатні утворюватися навіть у вологому кліматі тропічних та екваторіальних зон (Західна Африка, В'єтнам). Рухомі піски на узбережжі Балтики та Атлантичного океану на південному заході Франції в Гасконських ландах засипали поля, села й міста, поки не було знайдено дієвих прийомів боротьби з ними.

Особливо підступною і еконебезпечною є еолова діяльність на обширних розораних просторах посушливих степів і саван, у тому числі в Україні, де пилові бурі було зніщійовано в середині XIX ст., коли розорали великі масиви степових чорноземів. Тепер розораність тут досягла максимуму і дефляція ґрунтів локально виявляється майже щороку, а пилові бурі повторюються раз у п'ять-дев'ять років (у північних та в північно-східних районах — один раз у десять років). Їх ґрунторуйнівні наслідки тут тепер залежать не лише від сили вітру, а й від розпорошеності та оголеності поверхні ґрунту, зумовлених невідповідністю полицевого обробітку ґрунту екологічним вимогам.

Навесні, коли рілля ще не закріпилася рослинами, що виростили, вітри здатні повністю здувати верхні найродючіші ґрунтові горизонти, перетворюючи поля на непридатні для культурного землеробства площі. Видугі частинки ґрунтів вітер залучає до повітряних потоків, якими вони розносяться на різні відстані від осередку ерозії. Частинки розміром 0,5 – 3,0 мм також здатні пересуватися вітром, ковзаючи по поверхні та пошкоджуючи (засікаючи) при цьому разом з «підстрибуючими» частинками сходи сільськогосподарських культур. При перекочуванні та ковзанні частинок ґрунту вони труться та вдаряються одна об одну, що посилює їх руйнування та диспергацію. «Підстрибуючі» частинки «бомбардують» крупні ґрунтові агрегати і також руйнують їх, збільшуючи цим кількість «підстрибуючих» та мандруючих з вихорами ґрунтових частинок. Чим менший у ґрунтах (піщаних, супіщаних, легкосуглинкових) вміст глинистих (у тому числі мулуватих) частинок, тим слабшою стає їх протидефляційна стійкість. Для важких ґрунтів важливу протидефляційну роль відіграє оструктуреність верхнього шару — при переважанні агрегатів більше ніж 1 мм, дефляція його практично не руйнує.

Вирішальною все ж є роль потужного протидефляційного бар'єра, створюваного на шляху вітру фітоценотичним екраном. Не випадково дефляція найчастіше проявляється навесні, коли поверхня ланів ще не вкрилася добре розвиненими сільськогосподарськими рослинами, які б захистили ґрунти від руйнування. Зауважимо, що разом з часточками ґрунту дефляція виносить насіння та незміцнілі сходи рослин, пошкоджує посіви озимини, засипає їх пилом, оголює вузли кушіння. Улітку дефляція уражує передусім чисті пари та лани з просапними культурами. Пиловими наносами засипаються лісосмути, господарські споруди, будинки, дороги, канали, ставки. Практично не зазнають дефляції ділянки, зайняті багато-

річними травами та природними фітоценозами (цілина, перелоги, не розбиті худобою пасовища).

Класифікація дефльованих ґрунтів передбачає їх поділ на слабко-, помірно-, середньо- та сильнодефльовані види, проте їх діагностика та картографування є такими самими проблемними, як і методика обстеження еродованих ґрунтів.

Ці та багато інших загрозливих явищ, пов'язаних з роботою вітру, змушують ретельно досліджувати вплив на ґрунтогенез *еолової діяльності*, провадити її моніторинг з метою не лише запобігання її згубним наслідкам, а й пристосування дії вітру до потреб суспільства (вітряки тощо).

Захист ґрунтів від руйнівної дії дефляції пов'язаний із застосуванням комплексу протидефляційних прийомів (організаційно-територіальних, агротехнологічних, лісомеліоративних) як одного з найсуттєвіших блоків ґрунтозахисного землекористування.

Організація території входить до професійних обов'язків інженерів-землевпорядників, які виділяють на карті та позначають у натурі земельні ділянки, що тією чи іншою мірою зазнають дефляції, моделюють можливі шляхи їх господарського, природоохоронного, заповідного та іншого використання, супроводжуючи це організацією відповідних заходів. Для кожної ділянки розробляють систему агротехнологічних та лісомеліоративних заходів, адаптованих до конкретних ландшафтних та господарських умов.

Серед агротехнічних заходів надійним способом протидефляційного захисту є плоскорізна оранка, яка залишає на поверхні ґрунту стерню та післяжнивні рештки, що перешкоджають здуванню снігу та сприяють збільшенню запасів вологи в ґрунті. У посушливі роки врожаї по безполіцевому обробітку подвоюються і навіть потроюються.

Спеціальним протидефляційним (а водночас і протиерозійним) прийомом є смугове землеробство, основою якого є ґрунтозахисні сівозміни, де смуги однорічних рослин чергуються з протидефляційними смугами багаторічних трав та інших рослин. На особливо розвіюваних легких ґрунтах формують смуги не ширше ніж 50 м, а на ґрунтах, більш стійких проти видування, смуги багаторічних трав залишають 50 – 100-метровими, а однорічні — розширюють до 100 – 150 м (табл. 19.1).

Таблиця 19.1. Параметри протидифляційних ліосмуг

| Ступінь дефльованості ґрунтів | Ширина | Довжина |
|-------------------------------|----------|------------|
| Слабкий | 100 | 1500 |
| Помірний | 100 – 70 | 1000 |
| Середній | 70 – 50 | |
| Сильний | 50 | 1000 – 750 |

Крім цих прийомів, для захисту від дефляції залишають суцільні або смугові масиви стерні на високому зрізі (заввишки 7–8 см знижує дефляцію в чотири рази), застосовують спеціальні посіви високостеблових культур (соняшник, кукурудза, безалкалоїдні коноплі тощо). Важливу роль тут відіграють стислі строки висіву ярих культур, прискорена поява сходів та дружний розвиток ярих на агрохімічно окультурюваних органо-мінеральними добривами ґрунтах забезпечують захист ґрунтів від дефляції. На вигонах та пасовищах суворо регулюють випас, оберігають дернину, залужують дефльовані масиви тощо.

Лісомеліоративні заходи — створення лісосулт поліваріантного призначення — вітрозахисні вздовж полів сівозмін, земельних ділянок, садів; суцільне або куртинне заліснення дефляційно небезпечних земель (пісків, вітроударних схилів), що послаблює швидкість вітрів у приземному шарі та посилює спротив ґрунту розвіюванню. При залісненні пісків використовують вітрозахисну роль природних травостоїв. Заходи із захисного лісорозведення, садівництва, створення полезахисних лісових смуг вивчаються в спецкурсах.

19.3. Ґрунти долинних ландшафтів

Сучасні особливості ґрунтогенезу в межах долинних ландшафтів (Дунаю, Волги, Дніпра, Сіверського Дінця, переважної більшості інших річок планети) багато в чому зумовлені еволюцією тих екосистем, які контролюють своїм впливом терасовані лівобережжя (в Лісостепу — це трав'янисті суто степові фітоценози) та корінні правобережжя (в Лісостепу вони підпорядковуються панівному ґрунтогенному впливу лісових біогеоценозів, а в Степу — ксерофітних травостоїв). Ф.Н. Мільков відніс річкову долину до парагенетичних ландшафтних комплексів, складених чотирма різнорідними елементами (корінним правобережним крутосхилом, заплавою, драбиною надзаплавних терас, корінним пологим лівим схилом), пов'язаних між собою генетично, проте при будь-якому районуванні (геоморфологічно, меліоративному, агроґрунтовому, ґрунтovo-екологічному тощо) розведених у різні регіони, а заплава взагалі виділяється в окремий район чи навіть провінцію. На мезоформах рельєфу річкової долини (від її верхньої тераси до заплави) розташовується гіпсоєдафокатена (*Авт.*) — одна із загальнобіосферних форм організації завжди нерівної земної поверхні, де функціонують геохімічно різні за положенням у рельєфі екосистеми. Катенний градієнт у них еко-еволюційно задається гравітаційним перерозподілом води (з розчиненими в ній речовинами) від найвищого місця річкової долини до найнижчого (заплавного). Найвища екосистема катени є зональною (цілинно-степовою в минулому для зони Лісостепу, а нині агро-степовою), а в нижній її частині акумуляція речовин переборює їх

винос та транспортування, що стає особливо помітним у болотних екосистемах. Зворотний (від заплавного болота до степу) ланцюжок екосистем долинних ландшафтів демонструє собою їх еволюційний шлях, пройдений в останній післяльодовиковий період, коли долина ландшафтно поєднала в собі лучні, степові, болотні, заплавні екосистеми, запобігши цим екологічним потребам наростаючої згори катени, які коригуються унікальними ґрунтово-ценотичними представниками біоти з її галоморфного резерву.

Ускладнення геоекологічної обстановки одразу у всій екосистемі передбачає механізм взаємозаміни окремих складових компонентів долинних ландшафтів. Це призводить до найрізноманітніших ситуацій у ґрунтотворенні, характеристику яких ми розпочнемо з представників гідроморфного ряду.

19.3.1. Гідроморфні ґрунти

Гідроморфні ґрунти — це велика група ґрунтів, які, незважаючи на різне походження, об'єднує одна характерна особливість — їх розвиток відбувається при перезволоженні підґрунтовими та іншими водами. Їх поділяють на мінеральні (болотні та заболочені — дерново-глейові, поверхнево-оглеєні, лучно-болотні, болотні, мулувато-болотні) і органігенні або торфо-болотні: торфувато-глейові, торфоповерхнево-глейові, торф'яники (неглибокі, середньоглибокі, глибокі, надглибокі). Органігенні ґрунти бувають низинні (евтрофні, алкалітрофні), верхові (оліготрофні), перехідні (мезотрофні), в тому числі мало-, середньо-, багатозольні, оторфовані (торфоповерхнево-мінеральні або перегнійні); слабо-, середньо-, сильногумуфіковані; мохові, трав'яні, деревинні тощо; залізисті, вівіанітові, карбонатні, залізисто-карбонатні, галоморфні, мулуваті (шаруваті, глибоко або неглибоко поховані) тощо. Вони формуються найчастіше в акумулятивних і рідше в транзитних ландшафтно-геохімічних умовах і виконують при цьому роль геохімічних бар'єрів на шляху міграції тих чи інших сполук. У гумідних областях ці ґрунти акумулюють у собі органічні речовини, сполуки Si, Fe, Mn, P, S тощо, а в аридних ще й вапно, гіпс та легкорозчинні солі. До того ж гідроморфні ґрунти слугують пасткою для більшості важких металів, включаючи й їх радіоактивні ізотопи. Надмірне надходження води при гідроморфізмі завжди поставляє в ґрунти значні кількості різноманітних хімічних речовин, які тут же акумулюються. Акумулятивний процес є неодмінним супутником гідроморфного ґрунтотворення, хоч ступінь його вираженості в різних умовах та щодо різних речовин буває неоднаковим. Проте навіть в оліготрофних болотах, коли джерелом гідроморфізму і додаткових речовин є лише атмосферні опади та пил, торфові ґрунти акумулюють до 95 % органічних речовин, а з ними сполуки азоту, сірки, фосфору тощо. Гідроморфна стадія, як вже не-

одноразово зазначалося, фіксується в еволюції дуже багатьох нині автоморфних ґрунтів, передусім на всіх гляціальних, флювіогляціальних та алювіальних рівнинах світу. Цим пояснюється значне поширення палеогідроморфних ґрунтів. Сьогодні вони переживають стадію автоморфного (неоавтоморфного) ґрунтогенезу, але в своєму профілі ці ґрунти несуть явні риси та відбитки давніх гідроаккумулятивних процесів. Гідроморфні ґрунти мають специфічний окисно-відновлювальний режим, пов'язаний з їх періодичним або постійним перезволоженням, яке ініціює анаеробні процеси, а вони, як відомо, спричиняють розвиток відновлювальних процесів, передусім біохімічних, а також хімічних. З цього правила є рідкісні, але досить показові винятки, коли перезволоження здійснюється насиченими киснем водами в умовах доброго дренажу — в цих умовах у гідроморфних ґрунтах може зберігатися окислювальна обстановка (наприклад, у заплавних ґрунтах).

Оглеєння є специфічним елементарним ґрунтовим процесом (ЕГП), який найбільш виразно характеризує гідроморфний ґрунтогенез. В Україні народ давно помітив специфічність ґрунтової маси в перезвожених генетичних горизонтах профілю. Оглеєння ґрунтів дійсно є результатом тривалого сезонного або постійного перезволоження ґрунтової маси, що призводить до розвитку відновлювальних процесів в умовах анаеробіозису та низьких показників окисно-відновлювального потенціалу (Eh ґрунтів падає до 100 – 200 мВ або набуває навіть негативних значень). Цей, значною мірою біохімічний, як доведено тепер, процес, повністю контролюється життєдіяльністю анаеробної мікрофлори гідроморфних ґрунтів. Найсуттєвішу роль у глейових процесах відіграють мікроорганізми-хемотрофи, які використовують біоенергію, що вивільняється при окисно-відновлювальній трансформації органічних речовин та сполук заліза, марганцю і сірки. Глейові горизонти характеризуються постійною присутністю елементів зі змінною валентністю в стані найменшого окиснення, тобто у відновлених формах: FeO , MnO , H_2S , CH_4 , N_2O , PH_3 . Крім того, оглеєння сприяє утворенню специфічних глинистих мінералів, до складу яких входять такі елементи з найнижчою окислювальною властивістю: віваніт $Fe_3(PO_4)_2 \cdot 8H_2O$ (гідродифосфат закисного заліза), гідрослюда глауконіт (від грец. *глауконос* — синювато-зелений) — водний алюмосилікат $K, Mg, Fe^{2+} KMg(FeAl)_3Si_6O_{18}H_2O$, сульфіді важких металів (FeS_2 , $FeHS$). Відновний (редукційний) характер глейових горизонтів сприяє накопиченню в них багатьох недоокиснених речовин, які в більшості є токсичними для рослин, включаючи токсичні гази — CH_4 , PH_3 , CO , малоокиснені оксиди азоту. Нітратна форма азоту в цих ґрунтах відсутня, а амонійний азот в умовах оглеєння рослини не спроможні засвоювати. Оглеєння профілю ґрунту, зазвичай, ніколи не буває

суцільним: в оглеєних горизонтах спостерігається чергування окиснених та відновлених смуг, плям тощо. Цим пояснюється строкате забарвлення, характерне для оглеєних горизонтів: у них чергуються сизі (блакитні, синюваті, зеленкуваті, оливкові) та вохристі (іржаві) плями. У тому випадку, коли відбувається сезонне чергування відновлюваних та окисних режимів, профіль ґрунту набуває конкреційного характеру. При цьому основна маса ґрунту *відбілюється*, тобто вивільняється від сполук заліза та марганцю, які сегрегуються (об'єднуються) в конкреції. Якщо ґрунт формується в умовах деякого відтоку води за постійного проточного перезволоження, в його профілі, як зазначалося (розд. 13, 14), формуються глее-елювіальні (псевдоглейові) горизонти, з яких виносяться водорозчинні сполуки, в тому числі й залізо. Найявні в гідроморфних ґрунтах горизонти, як правило, мають різний ступінь оглеєності. У глеюватих ґрунтах оглеєння виражено окремими плямами, які трапляються з деякої глибини від поверхні; глейові ґрунти мають суцільний глейовий горизонт. Ґрунти можуть бути поверхнево-оглеєними, глибоко-глейовими тощо. Залежно від перезволоження та місця оглеєного горизонту в профілі ґрунту виділяють різні форми оглеєння (табл. 19.2).

Таблиця 19.2. **Форми оглеєння залежно від характеру гідроморфізму**
(В.А. Ковда)

| Форма | Gl в профілі | Гідроморфізм |
|---|-----------------|---|
| Кліматичний глей (ендо-глей) | Верх | Періодичне сезонне перезволоження з поверхні атмосферними опадами |
| Гідрологічний (ґрунтово-водний) глей (екзоглей) | Низ | Перезволоження високостоячими підґрунтовими водами |
| Болотний глей | Весь профіль | Поєднання поверхневого і ґрунтового перезволоження |
| Внутрішньоґрунтовий глей (параглей, псевдоглей) | Середня частина | Перезволоження застійною водою на внутрішньо-ґрунтовому водопорі |
| Мерзлотний глей (кріо-глей) | Те саме | Перезволоження застійною водою над мерзлотним горизонтом |
| Схиловий (висячий) глей | « | Перезволоження верховодкою |

Природні форми оглеєння все ж значно різноманітніші від наведеної схеми внаслідок тих ускладнень, що їх вносять ґрунтотворні породи, гідрохімічний чинник тощо.

Гідроморфні ґрунти не утворюють єдиної класифікаційної групи ґрунтів, оскільки гідроморфізм може поєднуватися в різних комбінаціях з різними типами педогенезу, по-різному в різних природних зонах, де сам гідроморфізм теж буває різнотипним. Підводний (субаквальний, гідроаккумулятивний) ґрунтогенез породжує специфічні мангрові ґрунти на океанічних узбережжях тропіків та екогенетич-

но схожі з ними маршеві ґрунти, поширені в бореальних, суббореальних та субтропічних поясах (на картах їх нерідко об'єднують з болотними ґрунтами, що навряд чи є коректним).

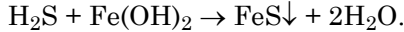
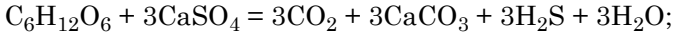
Гідроморфними ґрунтами вважають: лучні, лучно-болотні, болотні, торф'янисто-болотні, дерново-оглеєні, торф'яно-болотні, торф'яні (низинні, верхові, перехідні), дернові оглеєні та деякі інші (в тому числі й розглянуті вище заплавні) ґрунти, які кардинально відрізняються від класичних ґрунтів автоморфного ряду (між ними виділяються вже неодноразово згадувані перехідні напівгідроморфні ґрунти). Гідроморфні ґрунти формуються під впливом постійного чи тривалого перезволоження, що супроводиться появою в їх профілі специфічних ознак. Їх поділяють на: 1) мінеральні заболочені і болотні та 2) органогенні (торфові). Характерними ознаками гідроморфного ґрунтогенезу є: оглеєння, уповільнення розкладу рослинних та інших відмерлих решток, торфонакопичення в умовах дефіциту кисню при перезволоженні ландшафтів.

Природа глею і біогеохімія його утворення, як вже було зазначено, ще не повністю вивчені. Поза сумнівом глейові процеси відбуваються в анаеробних умовах з обов'язковою участю гетеротрофних мікробоценозів за наявності органічних речовин і супроводжуються переходом окисних сполук у закисні, трансформацією алюмосилікатів, неосинтезом мінералів суто болотного походження. Ґрунтоутворні породи (і горизонти ґрунтового профілю) за відсутності органічних речовин можуть невизначено довго залишатися стабільними за своїми властивостями, незважаючи на їх постійне перезволоження, яке немовби консервує весь склад і властивості обводненого абіотичного мінерального субстрату.

Розклад відмерлих фіторешток в анаеробних умовах не доходить до повної мінералізації або гуміфікації, а супроводиться утворенням різних органічних і мінеральних сполук (передусім кислотної природи: оцтової, мурашиної, саліцилової, лимонної, пропіонової, валеріанової, бензойної, фосфористої та інших кислот, меркаптанів, індолів, скатолу), виділенням болотних газів (N_2 , NH_4 , H_2S , H_2 , CH_4 , CO , CO_2 , PH_3 та ін.), накопиченням врешті-решт грубого гумусу і торфу. Продукти анаеробіозису є агресивними щодо алюмо- і ферисилікатної (мінеральної) матриці породи і ґрунту, а отже, руйнують, переводячи в розчинну форму сполуки заліза (закисного), гідроокисів алюмінію, силіцевої кислоти тощо. Вивільнені елементи і рухомі неосполуки можуть слугувати вихідним матеріалом для ресинтезу вторинних мінералів (у тому числі залізовмісних — сидериту $FeCO_3$, віваніту $Fe_3(PO_4)_2 \cdot 8H_2O$, марказиту FeS_2 , гідротроїлліту $FeHS$, ферогідритів $FeO \cdot nH_2O$), Na_2S тощо.

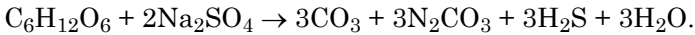
За наявності в породах і ґрунтах сульфатів та карбонатів Na , Ca , Mg глейові процеси різко загальмовуються, незважаючи на низький

рівень ОБП і панування відновного середовища. Самі ж сульфати при анаеробіозі в присутності органічних речовин з участю сульфатредуючих бактерій відновлюються до вкрай небезпечного для всього живого сірководню, який детоксифікується закисним залізом з випадінням осаду його сульфідів:



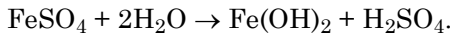
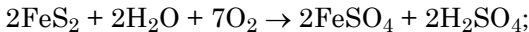
Наведені реакції є екзотермічними (відбуваються з виділенням тепла) і призводять до накопичення в ґрунто-підґрунті сульфідів заліза.

У присутності сульфатів натрію *сульфатредукція* ініціює продукування дуже токсичної для рослин та небезпечної для ґрунтогенезу соди:



Процеси сульфатредукції є еконебезпечними, оскільки вони спричинюють сильне підлужування середовища (в тому числі й водного, отже, гідроморфізм, зазвичай, супроводиться осолонцюванням ґрунтів, як природних, так і зрошуваних — для профілактики содоутворення необхідно запобігати потраплянню органічних речовин у водойми). Сульфіди заліза блокують процес знезалізнення дрібнозему, надаючи йому аспидно чорного забарвлення (таким є гідро-троїлліт, колір якого не варто приписувати гумусу).

В умовах застійно-промивного режиму сульфіді заліза окиснюються з утворенням залізного купоросу і сірчаної кислоти:



Наявність сірчаної кислоти стабілізує закисні форми заліза, які мігрують з ґрунтовими розчинами, а потрапляючи в зону аерації, випадають у вигляді гідроокисів, утворюючи залізісти, залізісто-марганцеві, карбонатні акумуляції різних конкреційних форм.

При глейових процесах органічні речовини набувають «агресивності», яка впливає на мінеральну матрицю ґрунтів і спричинює значну рухомість металів. Утворювані при цьому внутрішньокмплексні орґано-мінеральні сполуки (хелати) утримують двовалентне (закисне) залізо у стабільній формі, не допускаючи його окиснення навіть в окисному середовищі. Такі залізо-хелати здатні мігрувати на значні відстані, а в разі зміни застійного режиму на дренажно-промивний вони залишають межі ґрунтового профілю, а нерідко й ландшафту загалом. Глеєгенез переводить також і тривалентне залізо у ранг активних мігрантів (знову ж таки завдяки входженню

його у водорозчинні залізоорганічні внутрішньокмплесні сполуки). Найактивніше ж в глейовій обстановці мігрує марганець, чим пояснюється його нерідко знижений вміст в оглеєних ґрунтах чи окремих генетичних горизонтах.

Трансформація мінеральної маси порід при оглеєнні активізується промивним режимом і виносом продуктів відновлювальних реакцій із місця їх утворення. Розвиток глейових процесів, як зазначено, істотно загальмовується в карбонатних ґрунтах і ґрунтах, пов'язаних з жорсткими підґрунтовими водами. Це гальмування зумовлене нейтралізацією низькомолекулярних органічних кислот, у тому числі і гумусових. Вапно, лучний мергель, доломіти, крейда, інші карбонатні акумуляції виводять зі сфери реакцій не лише агресивні кислоти, а й комплексоутворювачі, водночас стабілізуючі сполуки двовалентного заліза. Таким чином, при оглеєнні алюмоферисилікатна матриця ґрунто-підґрунта істотно змінюється. Новотворені мінерали, на відміну від мінералів, що містять Fe^{3+} , надають ґрунтовій масі сизого, зеленуватого, голубуватого, оливкового забарвлення. Гідрослюдисті мінерали також здатні трансформуватися в мінерали монтморилонітового типу, втрачаючи при цьому калій з кристалічної ґратки (Дзядевич). Глеєгенез супроводиться нонтронізацією, хлоритизацією алюмосилікатів (Д.Г. Тихоненко, Ф.Р. Зайдельман).

Загалом, є думка про те, що процес утворення глинистих мінералів, що містять закисне залізо, є сутністю глеєутворення (О.А. Роде). Можливість ресинтезу вторинних глинистих мінералів із закисних форм заліза, гідроксидів алюмінію і силіцевої кислоти, що перебувають у ґрунтовому розчині в іонній та колоїдній формах, допускається багатьма дослідниками (І.М. Антипов-Каратаєв і Кадер, Б.Б. Полин, Парфьонова і Ярилова та ін.), проте чітких експериментальних підтверджень явищам ресинтезу глинистих мінералів з простих окислів поки що немає і це питання залишається гіпотетичним.

Оглеєння супроводиться різким падінням ОВП і зміною рН середовища. Зміна кислотно-лужної рівноваги при оглеєнні залежить від природи зброджуваних органічних речовин, внаслідок чого утворюються різні за кислотно-основними властивостями продукти розкладу, які й визначають зрушення рН ґрунту (В.І. Канівець та ін.): зброджування вуглеводів і цукрів сприяє накопиченню органічних кислот, а отже, підкисленню середовища; зброджування білкових і гумусових речовин супроводиться утворенням лужних і нейтральних сполук, які його підлужують чи нейтралізують.

Отже, оглеєння, хоча й підкислює здебільшого середовище, проте це не є загальним правилом. Оглеєння на відповідній стадії стає регресивним в еволюції ґрунтогенезу. Оглеєним мінеральним ґрунтам притаманні адекватні їх гранулометричному та літологічному складу висока щільність, безструктурність, низька шпаруватість,

повітря- і водонепроникність тощо. В умовах безсгічних рівнин і знижень на таких ґрунтах застоюються атмосферні, делювіальні і алювіальні води, уповільнюючи цим розклад відмерлих решток болотної рослинності та сприяючи їх накопиченню у вигляді торфу. У такий спосіб *глееутворення започатковує другу суттєву фазу гідроморфного ґрунтогенезу — торфонакопичення*. Наявність торфу стає діагностичною ознакою органогенних ґрунтів *гідроморфного ряду*, які формуються в умовах надлишкового (порівняно з нормальним на зональних плакорах) зволоження. Таке перезволоження може з'явитися внаслідок досить різноманітних причин:

- високого (близько до поверхні) стояння підґрунтових вод або періодичного їх підняття (підґрунтово-водний гідроморфізм);
- поверхневого застою атмосферних опадів за відсутності їх відтоку в підстилаючу товщу порід або вниз по схилу — поверхневий (атмосферний) гідроморфізм;
- поєднання підґрунтово-водного і поверхневого гідроморфізму;
- періодичного формування верховодки в ґрунтовому профілі на водоупорних горизонтах (внутрішньоґрунтовий гідроморфізм);
- періодичного затоплення повеневими водами в поєднанні з впливом близьких підґрунтових вод: заплавний (алювіальний, амфібіальний або земноводний) гідроморфізм;
- постійного водонасичення затопленої території плавнів, маршів, мангрів, річкових дельт, морських та озерних узбереж (маршевий гідроморфізм);
- періодичного тривалого затоплення поверхні ґрунту при виروضуванні рису (рисокультурний гідроморфізм).

Проте утворення органогенних ґрунтів заболочуванням суші не є типовим явищем для України. На її території (в Поліссі, Лісостепу, Прикарпатті, Карпатах) домінуючу роль відіграє торфонакопичення при поступовому замулюванні, обмілінні, заростанні водоймищ.

Заторфовування водоймищ відбувається внаслідок їх заростання або наростання (утворення сплавин).

Кожна з рослинних смуг відкладає на дні водоймища органічні рештки лише їй притаманного ботанічного складу, які трансформуються в специфічний субстрат — торф, не то органогенну породу, не то законсервовані рештки рослин (пам'ять про минулі фази еволюції цієї акваторії), не то торф органогенний (похований або функціонуючий) ґрунт.

У центральній, глибоководній частині водоймища нерідко осідає велика кількість відмерлих тваринних і рослинних (планктонних і бентосних) організмів, які, змішуючись з мінеральними частками, формують щільну драглисту масу — сапропель, наявність якого під різноботанічними шарами торфу свідчить про утворення торфового болота заростанням водойми.

На болоті «Замглай» Чернігівської області глибина торфу подекуди перевищує 10 м. Його стратиграфія, ботанічний склад окремих шарів, ступінь розкладу, зольність надають повну екоінформацію про історію післяльодовикового періоду (голоцену), зміну кліматичних циклів, їх тривалість, вік тощо.

Профіль гідроморфних ґрунтів формується під впливом надто різноманітних і ще повністю не вивчених чинників:

- рівня перезволоженості і обводненості території;
- характеру гідрологічного режиму території (періодичність і сталість перезволоження, застійний чи застійно-промивний водний режими тощо);
- геохімічних особливостей території (характеру водно-мінерального живлення, літології ґрунто-підґрунтя тощо);
- гідрофільної рослинності, що поселяється на перезволожених землях;
- рельєфу, кліматичних, мікрокліматичних особливостей регіону гідроморфізму.

Вони зумовлюють різноманітність морфогенетичної будови гідроморфних ґрунтів та їх диференціацію на окремі горизонти. При застійно-промивному водному режимі гумідних ландшафтів під впливом *оглеєння* утворюються освітлені, збагачені крем'яною горизонти, а також горизонти акумуляції продуктів глейових процесів. Застійний водний режим загальмовує процес диференціації ґрунтового профілю, у зв'язку з чим закисні сполуки заліза, марганцю, ОМС акумулюються *in situ* (на місці утворення) водночас з накопиченням грубого гумусу (детриту) з поступовим його оторфовуванням. Профіль ґрунту формується за акумулятивним типом з неповним розкладом фіторешток. Так утворюються болотні мінеральні, лучно-болотні і дерново-оторфовані глейові ґрунти. На мілководдях, завдяки седиментації і подальшому оторфовуванню теригенного матеріалу, утворюються мулуватоболотні і дернові оторфовані ґрунти, високозольні торфово- і торфувато-глейові ґрунти, неглибокі торф'яники. На глибших прадавніх озерах, старорічищах утворилися торф'яники різної потужності і стратиграфії, адекватними еволюцією гігромезофільних (болотних) фітоценозів.

На території Полісся і Лісостепу (рідше Степу — «Кардашинські болота») найпоширенішими рослинами-торфоутворювачами є: осоки (*Carex*) різних видів, очерет (*Phragmites australis*), куничник (*Calamagrostis Adams*), шейхцерія (*Scheuchzeria L.*), рогіз (*Typha*), канарник (*Phazilis L.*), пухівки (*Eryophorum L.*), болотні хвощі (Egusetaceae L.) та ін. У торфоутворенні беруть участь багно (*Sedum palustre L.*), журавлина (*Oxycoccus palustris Pers.*), верба (*Salix L.*), вереск (*Calluna vulgaris L.*), береза (*Betula L.*), вільха чорна (*Alnus glutinosa (L.) tib.*), сосна звичайна (*Pinus silvestris L.*), ялина (*Picea excelsa L.*) та інші гідрофільні чагарники і деревні по-

роди, а також гішнові зелені (*Bryales*) та білий сфагновий (*Sphagnum*) мох, зозулин льон (*Polytrichum comitune* L.) тощо.

Гідроморфні ґрунти належать до інтразональних утворень, але на їх екогенетичні властивості (зольність тощо) виразний відбиток наклали ландшафтно-геохімічні умови їх формування. Разом з водою такі ґрунти одержують і мінеральне живлення, за яким їх поділяють на оліго- і мезотрофні (бідні та недостатні мінеральним живленням), евтрофні (багаті), алкалітрофні (збагачені мінеральними нейтральними і лужними солями), зазвичай, карбонатні та залізо-карбонатні. Зовнішнє привнесення мінеральних речовин має вирішальне значення у формуванні типу гідроморфного ґрунту та їх екогенетичних властивостей. За мінеральним багатством (трофністю) органогенні (торфові) ґрунти поділяють на низинні (алкалітрофні та евтрофні), перехідні (мезотрофні) і верхові (оліготрофні).

Торф'яники низинні описали у заплавах р. Оржиця Полтавської області та р. Прип'ять Волинської області Р.С. Трускавецький і М.О. Горін.

Торф'яник глибокий Ратнівського стаціонару має таку будову профілю:

HT_1 (0 – 26) — гумусово-торф'яний, орний, темно-коричневий, мокрий, пухкий, добре розкладений, різко по лінії оранки переходить у

HT_1 (26 – 38) — підорна частина горизонту, неоднорідна за забарвленням, темна на зачищеній стінці, світло-коричнева на відпрепарованій, коротко переходить у

T_2 (38 – 51) — торфовий прошарок зі збереженими рештками крупностеблових трав'янистих рослин, світло-коричневий до буротемного, розламується на призмоподібні пухкі шматки, різко за кольором переходить у

T_3 (51 – 61) — торф слабкорозкладений, світло-коричневий, рештки крупностеблових трав'янистих, чагарникових і дерев'янистих рослин-торфоутворювачів, дуже мокрий, розламується на великі шматки, коротко переходить у

T_4 (61 – 77) — прошарок дерев'янисто-очеретяного торфу із рештками дерев (вільха) завдовжки до 20 см і діаметром 2 см, світло-коричневий, поступово зі зміною ботанічного складу і ступеня розкладу переходить у

T_5 (77 – 114) — торф слабкорозкладений, темно-бурий, без дерев'янистих решток, підґрунтові води, рН = 7,0 (заміряно в полі на приладі ППМ-03М).

Торф'яник неглибокий описано неподалік у розрізі № 5:

HT_1 (0 – 32) — гумусово-торф'яний, орний, темно-коричневий, добре розкладений, пухкий, по лінії оранки переходить у

T_2 (32 – 47) — торф світло-коричневий, підорний, слабкорозкладений, дерев'янисто-трав'яний із рештками моху, переходить у

T_3 (47 – 55) — торф більш темний, злегка опіщаний, місцями добре розкладений, коротко переходить у

P_{1gl} (55 – 60) — перехідний до породи, оторфований, бурий, переважно піщаний, трапляються вохристі плями, переходить у

P_{2al} (60 – 85) — пісок алювіальний, бурувато-сірий
глибше від 85 см — підґрунтові води; рН = 7,9.

На закладеному Р.С. Трускавецьким у заторфованій заплаві р. Оржиця стаціонарі, де в 1965 — 1975 рр. кафедрою ґрунтознавства ХНАУ провадилися дослідження закономірностей *культурного ґрунтогенезу в меліорованих алкалітрофних торфовищах*, на ділянках під травами влітку 1965 р. описано *торф'яний осушений низинний хлоридно-сульфатно солончаковий солонцюватий залізисто-карбонатний гіпново-осоковий добре розкладений ґрунт, підстелений торфом*.

$T_1Hksc(e)$ (0 – 20) — торфовий, орний, гумусовий, темно-бурий (озалізнений), сольові вицвіти, слабкі ознаки елювіюваності, пухкий, слабо оструктурений, карбонатний, засолений сульфатами, хлоридами, гідрокарбонатами; пронизаний коренями рослин; вміст золи сягає 38 %, ступінь гуміфікації — 42 %, різко по лінії оранки переходить у

$T_2H(glks)(ei)$ (20 – 43) — підорна частина торфово-гумусового елювіюваного горизонту, нечітко слабкоілювіюваний, помітно ущільнений, безструктурний, у сухому стані твердий, карбонатний, засолений, різко по габітусу торфу переходить у

$T_3H(gl)kisc$ (43 – 74) — торфово-гумусовий, помітно пептизований, інтенсивно темний, поцяткований світло-сірими прошарками черепашок, помітно ущільнений, безструктурний, крупногрудкуватий, у сухому стані тріщинуватий, неоднорідний, є добре гумусовані прошарки, примазки гідрооксидів заліза, мажеться, має знижену зольність за підвищеної (до 60 %) гуміфікованості, карбонатний, засолений, поступово переходить у

T_4Pglks (74 – 110) — органогенна порода (торф), карбонатний, неоднорідний за кольором (темні прошарки чергуються з світлими, збагаченими черепашками), слабкорозкладений із рештками очерету та осок, засолений хлоридами та сульфатами, переходить у

T_5glks (110 – 175) — торф світло-бурий, рясно наповнений світлими черепашками, зазвичай сильно подрібненими; рештки слабкорозкладених рослин — торфоутворювачів, переважно гіпному. На момент опису з цієї глибини почали просочуватися підґрунтові води, рівень яких через добу стабілізувався на рівні 103 см. Цей рівень перебуває в сезонній динаміці. Ступінь мінералізації 1 – 4 г/л, тип хімізму — хлоридно-гідрокарбонатно-сульфатно-кальцієвий.

На екогенетичні властивості гідроморфних ґрунтів впливає літолого-гранулометричний склад ґрунто-підґрунтя.

Різна комбінація чинників гідроморфного ґрунтогенезу зумовила граничну розмаїтість і складність СІП заболочених і болотних земель України. Найбільш заболоченими є регіони Полісся, Лівобережного Лісостепу, Середнього Придніпров'я, Західного Лісостепу, Прикарпаття і Закарпаття. Різні регіони України характеризуються неоднаковим рівнем заболоченості (гідроморфізму) залежно від специфіки їх літогенетичних, геоморфологічних, кліматичних, гідрогеологічних умов окремих територій, їх фітопокритості тощо.

У Прикарпатті, Західному Лісостепу, рідше в Поліссі на плоских та слабкостічних рівнинах, де застоюються води атмосферних опадів через погану дренажність ґрунто-підґрунтя, поширені землі поверхневого зволоження. Підґрунтові води залягають глибоко (більше ніж 5 м), а перезволоження ґрунтів відбувається за рахунок верховодок, які постійно утворюються після дощів на невеликій глибині через наявність у ґрунті ущільненого ілювіального горизонту або залягання його на щільній слабководопроникній породі.

Землі поверхневого зволоження об'єднують різні ґрунти, серед яких найбільш поширеними є дерново-підзолисті і буроземно-підзолисті поверхнево оглеєні, сірі опідзолені поверхнево оглеєні переважно суглинкового та важкосуглинкового гранулометричного складу. Вони характеризуються кислою реакцією, наявністю токсичного для рослин рухомого алюмінію та закисного заліза, поганими агрофізичними властивостями, інтенсивною конкреційною акумуляцією залізистих і залізисто-марганцево-гумусних сполук. Ґрунти поверхневого заболочення бувають слабко-, середньо- і сильноOGLEєними.

На заплавлних і надзаплавлних терасах рік, у видолинках, днищах широких балок, старорічищах, притерасних зниженнях Лісостепу поширені лучні глейові, лучно-болотні, болотні і мулувато-болотні мінеральні ґрунти різноманітного гранулометричного складу, часто шаруваті і поховані. Це група ґрунтів зазвичай підґрунтового зволоження і характеризуються високою потенційною родючості. Вони багаті на поживні речовини, гумус і кальцій, часто карбонатні, слабкокислі і лужні. У Лівобережному Лісостепу ці ґрунти набувають солончаково-солонцевого габітусу і при цьому істотно погіршують свої агроекологічні властивості.

Мінеральні гідроморфні ґрунти Полісся, як правило, мають грубий гранулометричний склад (зв'язно-піщаний, супіщаний і легкосуглинковий). Такими є передусім дерново-підзолисті глейові, дернові глейові оторфовані та деякі інші ґрунти, сформовані на воднольодовикових відкладах. Вони нерідко залягають окремими плямами посеред неоглеєних (автоморфних) ґрунтів, займаючи блюдця та видолинки. Ґрунтам цієї екогенетичної групи властиві незначні запаси органічних речовин (але значно вищі, ніж в аналогічних авто-

морфних і напівгідроморфних ґрунтів), поживних елементів, а також низька буферність.

Серед мінеральних гідроморфних ґрунтів Полісся окрему групу становлять дерново-глейові карбонатні суглинисті ґрунти, сформовані на луговому мергелі та елювії крейди. Ця група ґрунтів має нейтральну реакцію ($\text{pH}_{\text{водн}} = 6,0 - 7,6$), високу насиченість ІВК Са, вміст гумусу у верхньому горизонті 5–7% і вище (при неглибокому органічному профілі (25–35 см), близькому заляганні щільної карбонатної породи та майже повній недоступності рослинам їх фосфатного багатства). Оглеєність дрібнозему в цих ґрунтах завдяки карбонатності є не виразною, а підґрунтові води залягають глибше від 80 см.

Дерново-глейові (в тому числі оторфовані) безкарбонатні ґрунти суглинкового і глинистого гранулометричного складу (Прикарпаття, рідше в Лісостепу і Поліссі) також мають неглибокий гумусований профіль (менше ніж 35–40 см), який є дуже оглеєним по всьому профілю, а отже, безструктурним. Ці ґрунти підґрунтового і атмосферного перезволоження поширені в мікрозниженнях заплави і назаплавних терас Прикарпаття, Лісостепу, рідше Полісся, а також в улоговинах.

Серед мінеральних гідроморфних ґрунтів певне місце належить мочарам і мочаристим ґрунтам (поширені на схилах, формуються під впливом застою поверхнево-стокових, верховодки, яка виклинується тут на поверхню), глее-солодям, лучним солонцям, солонцевим комплексам (у блюдцях на однолесових терасах Лісостепу і Степу, в тому числі на Донбасі, заплавах малих річок, подах тощо).

Гідроморфні органічні (торфові) ґрунти внаслідок специфіки їх складу та властивостей формують окрему, екологічно вразливу, групу. Вони поширені на Поліссі, в Західному Лівобережному Лісостепу, займаючи там повністю заплави малих і середніх рік, безстічні улоговини, реліктові річкові долини, притерасові та прикореневі зниження тощо. У Карпатах мезотрофні та оліготрофні торфові болота є в районі Чорногір'я (в льодовикових цирках), у лісовому поясі Горган, на вододілах річок Чечви, Лімниці, їх приток та в інших місцях.

Найбільш поширені в Україні низинні торфові болота (95%) і лише незначні масиви (5%) представлені перехідними та верховими болотами з відповідними ґрунтами. Низинні торф'яні ґрунти формуються в умовах багатого (евтрофного) та підвищеного (алкалітрофного) водно-мінерального живлення за рахунок підґрунтових, алювіальних і делювіальних вод. Ці ґрунти утворилися з гігрофільних (болотних) рослин, вибагливих до мінерального живлення: вільхи, верболозу, очерету, осок, рогозу, хвощів, гіпнового моху тощо. Такі ґрунти є переважно середньо- та високозольними, мають pH у межах 5,4–7,6, вміст загального азоту 1,5–3,5%, P_2O_5 — 0,18–0,40 (у вівіанітових торфах 1% і більше), K_2O — 0,03–0,45%.

За грубизною торфу усі органогенні ґрунти поділяють на, см: торф'янисто-болотні — менше ніж 20, торф'яно-болотні — 20 – 50, торф'яники неглибокі — 50 – 100, середньоглибокі — 100 – 200, глибокі — 200 – 400, надглибокі — понад 400 см.

За вмістом золи розрізняють такі торф'яно-болотні ґрунти, %: малозольні — менше ніж 12, середньозольні — 12 – 25, багатозольні — 25 – 50, мінерально-торф'яні — 50 – 65, торф'яно-мінеральні — 65 – 80. Органічні гідроморфні ґрунти з вмістом золи > 80 % належать до мінеральних болотних ґрунтів (табл. 19.3).

Торф'яні ґрунти у звужених заплавах малих річок та широких балкових долинах Лісостепу нерідко є перекритими мінеральними наносами — неглибоко поховані (нанос не більше ніж 25 см) і глибокопоховані (шар 25 – 50 см).

Еколого-генетичні властивості торф'яних ґрунтів значною мірою визначає склад золи. В разі переважання карбонатів торф називають карбонатним, за високого вмісту в золі заліза (Fe_2O_3 більш як 6 %) — залізистим, при вмісті закисно-залізистих фосфорних сполук (P_2O_5 більше ніж 0,7 %) — вівіанітовим, при збагаченні мулом — мулуватим, у разі засолення і наявності увібраного натрію — солончаковим і солончаково-солонцюватим (трапляються в заплавах річок Лівобережного Лісостепу — Трубіж, Хорол, Оржиця, Сліпорід, Супій та ін.).

Ступінь розкладання торфу дає підстави для поділу торфових ґрунтів на слабо-, середньо- та сильнорозкладені (гуміфіковані) і перегнійні (залежно від вмісту нерозкладених і напіврозкладених фіторешток та вмісту перегною).

За ботанічним складом виділяють мохові, трав'яні, деревинні торф'яні ґрунти та їх комбінації (мохово-трав'яні, деревно-трав'яні тощо). Класифікують за ботанічним складом, зазвичай, торфові ґрунти тільки слабого і середнього ступенів розкладу, в яких збереглися і чітко виділяються рештки рослин-торфоутворювачів.

За характером підстилаючих порід торф'яні ґрунти об'єднують в окремі літогенетичні групи на: 1) пісках; 2) супісках і легких суглинках; 3) суглинках і глинах; 4) лучних мергелях та інших карбонатних породах; 5) сапропелях. Екогенетична роль мінерального підґрунтя підвищуються зі зменшенням грубизни торфових нашарувань. У міру їх мінералізації («спрацювання») підстилаюча порода поступово включається в сучасне ґрунтоутворення.

Усі гідроморфні землі поділяють за тривалістю їх весняного затоплювання на: незаливні (заливаються не довше від двох діб); короткочасного затоплення (2 – 10 діб); середньозаливні (10 – 20 діб); тривалозаливні (більше від 20 діб). Ця екологічна характеристика є дуже важливою при організації сіяних сіножатей та пасовищ на зливних землях (у тому числі для їх удобрення — після сходу води, після першого укусу трав тощо).

Таблиця 19.3. Хімічний склад золи низинних торф'яників України, % на сухий торф

| Зона | Зола | Карбо- нати | pH | SiO ₂ | Al ₂ O ₃ | Fe ₂ O ₃ | CaO | MgO | K ₂ O | Na ₂ O |
|-----------------------------|-------|----------------|---------|------------------|--------------------------------|--------------------------------|-----------|-----------|------------------|-------------------|
| Полісся Західне | 7–15 | – | 5,0–5,6 | 0,99–4,32 | 0,42–2,18 | 0,80–3,80 | 1,34–3,90 | 0,08–0,45 | 0,01–0,18 | 0,11–0,31 |
| | 15–25 | – | 5,2–5,7 | 6,45–18,4 | 1,06–4,20 | 1,40–5,30 | 2,10–5,25 | 0,32–1,10 | 0,08–0,21 | 0,25–0,36 |
| | 15–25 | + | 6,4–7,1 | 1,20–6,40 | 0,65–2,08 | 1,40–6,20 | 9,75–15,2 | 0,43–2,90 | 0,10–0,38 | 0,20–0,41 |
| Центральне і Лівобережне | 7–15 | – | 5,2–5,8 | 1,91–5,84 | 0,42–3,40 | 1,12–4,15 | 2,07–4,50 | 0,12–0,58 | 0,07–0,24 | 0,22–0,35 |
| | 15–25 | – | 5,2–6,0 | 5,21–14,1 | 0,99–4,11 | 2,99–4,3 | 2,87–6,89 | 0,09–0,21 | 0,11–0,29 | 0,27–0,41 |
| Лісостеп Західний | 7–15 | – | 5,3–5,9 | 1,72–6,80 | 1,10–1,86 | 1,03–4,20 | 2,93–4,55 | 0,04–0,16 | 0,08–0,21 | 0,19–0,28 |
| | 15–25 | – | 5,3–6,1 | 5,12–16,4 | 1,42–5,12 | 1,65–5,11 | 2,11–3,70 | 0,08–0,29 | 0,14–0,38 | 0,23–0,34 |
| | 15–25 | + | 6,3–7,2 | 1,98–7,31 | 0,93–3,43 | 2,03–5,13 | 11,3–18,3 | 0,36–2,82 | 0,12–0,34 | 0,21–0,37 |
| | 25–50 | – | 5,4–6,2 | 15,4–41,5 | 2,93–8,20 | 2,90–7,20 | 1,92–4,30 | 0,31–1,20 | 0,14–0,48 | 0,27–0,43 |
| | 25–50 | + | 6,5–7,2 | 1,43–21,7 | 0,89–3,80 | 3,11–8,07 | 13,8–36,2 | 0,53–3,20 | 0,11–0,39 | 0,25–0,44 |
| Лівобережний | 15–25 | + | 6,8–7,9 | 2,96–11,4 | 0,42–3,31 | 1,88–6,54 | 7,50–18,3 | 0,91–3,92 | 0,09–0,51 | 0,32–0,65 |
| | 25–50 | + | 6,8–8,1 | 2,08–17,5 | 1,61–5,40 | 4,61–10,5 | 14,5–37,5 | 1,44–4,80 | 0,19–0,73 | 0,50–0,72 |
| Прикарпаття | 8–15 | – | 4,7–5,6 | 1,90–3,90 | 0,77–3,52 | 1,97–4,11 | 0,95–1,90 | 0,02–0,09 | 0,02–0,12 | 0,14–0,32 |
| | 15–25 | – | 4,6–5,4 | 3,15–14,8 | 1,82–7,93 | 2,09–8,12 | 1,23–2,40 | 0,04–0,11 | 0,14–0,38 | 0,21–0,38 |
| | 25–50 | – | 4,6–5,5 | 8,12–34,3 | 3,52–11,7 | 3,92–12,8 | 1,8–3,52 | 0,04–0,12 | 0,17–0,47 | 0,32–0,44 |

Гідроморфні землі як об'єкт меліорації і сільськогосподарського використання здавна привертала до себе увагу науковців і практиків землеробства. Культура боліт, запроваджена в 1862 р. німецьким фермером Г. Рімпау, стала широко відомою завдяки першим класичним науковим узагальненням фінського і балтійського Болотних товариств (1884 – 1908), Естонської, Мінської (1910 – 1912), Сарненської (Україна, 1914), Яхромської (під Москвою), Новгородської болотних дослідних станцій, Багачевського болотного дослідного поля (1910 – 1917) та ін.

Класична монографія Б.Д. Оношка «Культура боліт» (Центральна торфо-болотна станція на р. Яхрома, 1934) не втратила свого значення й досі.

На території України перші спроби осушення боліт були проведені в Російській імперії спеціальною експедицією генерала Жилінського наприкінці XIX ст. (1899). Найбільш масштабну меліорацію та освоєння заболочених і болотних земель здійснено за радянських часів у період 1964 – 1986 рр. — тоді дренажними роботами було охоплено майже 80 % площі всіх гідроморфних масивів України. Загальна площа осушених земель досягла 3 млн га. Тодішні союзні програми довготривалої меліорації передбачали розширення площ сільського господарства, насамперед орних земель та збільшення виробництва продукції. Таким чином, на перший план було поставлено максимальну реалізацію біопродуктивних функцій потенційно родючих гідроморфних земель, а можливі екологічно небезпечні наслідки осушувальних меліорацій недооцінювались, в результаті чого не тільки не було досягнуто проектних рівнів урожайності, а й нанесено докільку значних екологічних збитків (М.Н. Шевченко, С.Т. Вознюк, Р.С. Трускавецький, М.О. Горін, М.О. Клименко та ін.).

Відтепер виникла гостра потреба в теоретичному і практичному переосмисленні цілей, завдань і проблем раціонального використання гідроморфних земель. Поряд з продуктивними ці землі виконують у докільку важливі екологічні (біосферні) функції. Велика роль гідроморфних екосистем у збереженні місць розмноження і проживання диких тварин, різноманітних видів рослин, у регулюванні повеней та гідрологічного режиму ландшафтів, у самоочищенні і підтриманні якості води, в регуляції запасів підземних вод, мікроклімату, газового, геохімічного та інших режимів. Виходячи з цього, будь-який проект меліорації гідроморфних земель повинен бути всебічно аргументованим, виваженим як з економічно-господарського, так і ґрунтово-екологічного боку.

У зарубіжних країнах екологічна роль меліорованих ландшафтів привертає особливу увагу, а тому політика в галузі іригації і дренажу нині істотно змінюється. Служба охорони ґрунтів і вод США повідомляє, що дві третини зникаючих видів рослин припадає саме на порушені людською діяльністю гідроморфні екосистеми. Держава

надає підтримку спеціальним програмам, спрямованим на розробку заходів щодо збереження екологічних функцій гідроморфних ландшафтів, у тому числі ренатуралізації осушених торфо-болотних ґрунтів. Згідно з такими програмами, починаючи з 1990 р., фермери виділяють непридатні для сільськогосподарського використання гідроморфні землі для природоохоронних, екологічностабілізувальних об'єктів. Площі ренатуралізованих земель зростають у Німеччині та інших країнах, де охорона боліт здійснюється диференційовано, з огляду на їх екологічні, продуктивні та інші функції.

У реалізації сучасних програм використання гідроморфних земель велике значення надається ландшафтному упорядкуванню природних водотоків, опрацюванню та реалізації проектів ландшафтно-адаптованих, екологічно орієнтованих меліорацій. Слід зазначити, що існує можливість запровадження гарантованого правового порядку меліорації гідроморфних ландшафтів, наприклад, у Швейцарії, де погляди на цю проблему в глобальній системі раціонального використання земельних ресурсів можна вважати зразковими. Згідно з цими поглядами доцільність осушення заболочених земель і трансформація їх у сільськогосподарські угіддя є менш важливими для людства, ніж збереження їх природних екологічних (біосферних) функцій. У Латинській Америці відроджуються традиційні (проте модернізовані) способи меліорації заболочених і болотних земель, побудовані на принципах дрібноконтурності осушеного лану та місцевого збору дренажних вод у спеціальні ставки-накопичувачі. На таких засадах у долині р. Сан-Педро (штат Табаско, Мексика) уже побудовано кілька екологічно безпечних меліоративних систем.

Значний досвід гармонізації продуктивних та екологічних функцій гідроморфних ґрунтів накопичено в Швеції, де розмір осушеного масиву рідко перевищує 400 га, а в Україні переважають великі меліоративні системи за 7 тис. га (Грубіжська, Ірпінська — в Київській; Смолянська, Замглайська в Чернігівській, Верхньоприп'ятська, Гурійська — у Волинській, Оржицька, Хорольська — у Полтавській; Мерла-Мерчик — у Харківській та інших областях).

Такий недалекоглядний, екологічно небезпечний підхід до гідромеліоративних робіт, обтяжений суцільною гомогенізацією гідроморфного ландшафту, знищенням його ґрунтово-ценотичного розмаїття, спричинив:

- ▶ часті затоплення низинних земель навесні та істотне обміління річок у межень;
- ▶ погіршення геохімічного режиму території (підвищився вміст небезпечних хімічних інгредієнтів, органічно-мінерального мулу у водотоках, річках, водоймищах);
- ▶ ініціацію озалізнєння дренажних систем та вихід їх з ладу;
- ▶ «спрацювання» осушених торф'яників, торфові пожежі; пересушення і дефляцію значної частини торфових ґрунтів;

► елювіювання, вторинне підкислення та підлужування торфових ґрунтів;

► істотне збіднення біорозмаїття гідроморфних ландшафтів, зменшення природного генофонду тварин і рослин.

Суцільне осушення і розорювання гідроморфних земель, проведення «культур технічних» меліорацій, суцільне знищення озер, блюдець, чагарникових куртин, старорічищ різко порушили екологічну рівновагу, притаманну природній дренажній мережі з тисячолітньою історією.

Досвід осушування та використання гідроморфних ґрунтів засвідчує про необхідність ренатуралізації деградованих і низькопродуктивних гідроморфних ландшафтів, їх ноосферного упорядкування, зміни правових та інших нормативів використання. При цьому структура посівних площ зазнає істотних змін. Насамперед зменшується рівень розораності земель і збільшуються площі екологізованих сільськогосподарських угідь (сіножатей, пасовищ, деревних, чагарникових насаджень). Цей напрям використання є найбільш раціональним і успішно вирішує складні екологічні проблеми (передусім відродження притаманного гідроморфним ландшафтам біорозмаїття). Незалежно від напрямів використання, пріоритетність екологічних функцій гідроморфних земель повинна залишатися імперативною. Особливо еконебезпечною виявилася меліорація торфових боліт, які, на відміну від мінеральних гідроморфних земель, є надто екологічно вразливими. За даними ННЦ «ІГА ім. О.Н. Соколовського», залежно від вихідного ступеня гуміфікації торфу однометровий малозольний торф'яник може еволюціонувати в біохімічно стійкий перегнійно-глейовий багатозольний ґрунт гребизною не глибше від 45 см. При осушенні неглибоких торф'яників та торф'яно-глейових ґрунтів до ґрунтогенезу залучається мінеральне підґрунтя, літогенетичні властивості якого стають визначальними для рівня родючості антропогенно трансформованих органо-генних ґрунтів. А оскільки вони в Поліссі підстилаються найчастіше сипкими пісками, то кінцевим продуктом їх антропогенної еволюції стає вихід на поверхню малородючої оглееної піщаної породи. Такі явища зафіксовані на периферії багатьох осушених торфових масивів Волинської та інших областей Поліської зони України.

При моніторингу органо-генних ґрунтів необхідно розрізняти поняття «осідання» та «спрацювання» осушених торфовищ. *Осідання* торфовища — це пониження його поверхні внаслідок скиду частини водних запасів та механічного ущільнення. *Спрацювання* — це прямі втрати торфового субстрату через ерозію та мінералізацію органічних речовин. Процеси осідання і спрацювання осушених торф'яників є найбільш активними в перші 3–7 років після їх осушення (табл. 19.4). 28-річний моніторинг осушеного низинного (евтрофного) торф'яника в заплаві р. Цир дав змогу встановити фено-

мен його поступового спрацювання, яке супроводилося накопиченням гумусових речовин, золи та збільшенням трофності верхнього 25-сантиметрового шару цього ґрунту. Це відбувається за рахунок поступового залучення до педогенезу нижніх шарів торфу в міру поглиблення дренажної мережі та зниження рівня підрунтових вод. Проте з розрахунку на всю товщу торфу (колонка В, табл. 19.4), чітко спостерігаються втрати органічних речовин, азоту, фосфору та калію. Зменшуються також і водні фонди осушеного торфовища (наприклад, водоакумулююча здатність торфових масивів заплави верхів'я Прип'яті зменшилася з 31 до 24,8 млн м³ води, або на 6,2 м³, що засвідчує істотне погіршення гідрологічної функції торфовищ після осушення). Крім того, з весняним дренажним стоком вимивається з 1 га осушеного торфовища щороку до 45 кг азоту, 24 кг калію, 60 кг окису кальцію, 360 кг водорозчинних органічних речовин тощо.

Таблиця 19.4. Запаси торфу і NPK в осушеному торфовищі заплави р. Цир Волинської області, т

| Агрофон | Тривалість, років | Глибина торфу, см | Торф абсолютно сухий | | N | | P ₂ O ₅ | | K ₂ O | |
|-------------------------|-------------------|-------------------|----------------------|------|------|-------|-------------------------------|------|------------------|------|
| | | | A* | B** | A | B | A | B | A | B |
| Багато-річні трави | Переліг (1964) | 212 | 462 | 3447 | 13,8 | 114,5 | 0,92 | 8,62 | 1,07 | 7,70 |
| | 14 | 181 | 556 | 3388 | 17,3 | 109,4 | 1,61 | 8,47 | 1,37 | 7,30 |
| | 28 | 172 | 587 | 3368 | 18,2 | 102,0 | 1,82 | 8,42 | 1,58 | 6,80 |
| Лучно-польова сівозміна | Цілина | 197 | 478 | 3190 | 14,2 | 105,2 | 1,00 | 8,29 | 1,00 | 7,71 |
| | 14 | 158 | 574 | 3068 | 17,2 | 89,6 | 1,72 | 7,98 | 1,48 | 6,57 |
| | 28 | 150 | 582 | 2959 | 17,6 | 87,7 | 1,86 | 7,69 | 1,50 | 6,44 |

* У шарі 0 – 25 см.

** У всьому торфовищі.

Торф'яні ґрунти після їх осушення втрачають притаманну цілинним варіантам здатність відігравати в ландшафтах роль акумулятора і детоксиканта всіляких забруднювачів довкілля. Це актуалізує завдання ренатуралізації осушених торфових земель, потребує нових методичних і технологічних підходів. Цільові завдання ренатуралізації осушених торфово-гідроморфних комплексів спрямовані насамперед на реставрацію їх екологічних функцій (гідрогеохімічних, флористичних, фауністичних, ґрунтогенних тощо). Для цього необхідні відповідні екологічна реконструкція та модернізація існуючих дренажних мереж, аргументована реструктуризація технологій і напрямів використання торфово-гідроморфних комплексів, поступова реновація втраченого ґрунтового-ценотичного біорозмаїття, біогеоценотичної гетерогенності, відтворення їх депонуючих функцій і потужного гідрогеохімічного бар'єра на шляху забруднених водоречовинних мас.

Мочаристі ґрунти також є гідроморфними. Вони поширені в основному посеред чорноземних ґрунтів Лісостепу та Північного Степу. Мочар як ландшафтне явище є спорадично перезволоженою земельною ділянкою в межах вододільних територій, де виявлено і докладно досліджено два його типи — кліматогенні та літогенні мочари (О.М. Сулима, Г.С. Гринь, М.І. Полупан, Є. Яровенко та ін.).

Кліматогенні мочари поширені по лощинах, верхів'ях балок, на делювіальних схилах, пологих терасоподібних ділянках вододілів та їх схилах. Вони формуються в періоди підвищення вологості клімату, коли збільшується дебіт підґрунтових вод та їх гідростатичні сили, що, власне, й спричинює підтоплення ґрунтів у негативних елементах рельєфу. Частота і ступінь гідроморфізму є дуже мобільними (якщо не сказати «холеричними»). Це саме стосується і глибини ґрунтово-підґрунтових вод (0 – 300 см), які періодично зникають з профілю цих ґрунтів.

Літогенні мочари формуються на схилах у місцях з яскраво вираженою літогенетичною неоднорідністю. Їх генезис тісно прив'язаний до наявного водоупору, розташованого неглибоко від поверхні (< 3 м) і представленого червоно-бурими, строкатими, сіро-зеленими глинами або фосильними ґрунтами («шоколадними лесами»). Значний перепад висот на схилах (30 – 60 м і більше) зумовлює переміщення навіть незначної кількості інфільтрованої вільної вологи під дією гравітації та її виклинювання в зоні означеної літогенетичної неоднорідності. Для літогенних мочарів характерним є доволі стабільний режим підґрунтових вод з частим інтенсивним спорадичним підтопленням. Навесні в гідроцентрах підґрунтові води перебувають у межах верхнього 20 – 100 см шару, виходячи в окремих місцях на поверхню.

Мочаристі ґрунти еволюційно та палеоекологічно спочатку були чорноземами, сформованими у повній відповідності до зональних, підзональних, провінційних та фаціальних особливостей території. При цьому найбільш інтенсивно трансформувалися чорноземи на літогенних мочарах. За ступенем трансформованості первинних чорноземів мочаристі ґрунти поділені на чорноземи підтипові мочаристі, чорноземи підтипові глеюваті мочаристі, лучно-чорноземні мочаристі, чорноземно-лучні мочаристі, лучно-болотні мочаристі, болотні мочаристі.

Ґрунтовий покрив кліматичних мочарів є значно менш строкатим — він представлений в основному чорноземами підтиповими мочаристими на лесах, а також їх змитими та намитими видами. Як морфологічно подібні до зональних аналогів вони все ж чітко відрізняються від них спорадичною перезволоженостю, яка чітко фітоіндикується наявністю гігро- та гігромезофітів посеред суто степових ксерофітів і ксеромезофітів. У деяких мочарах ці ґрунти утворюють комплекси з чорноземами підтиповими глеюватими мочаристими,

які, зберігаючи габітус зональних чорноземів, мають ознаки оглеєння, що легко діагностуються за оливково-сизуватими плямами або навіть суцільною сизуватістю на темно-сірому фоні.

Часте інтенсивне спорадичне підтоплення, значне просторове варіювання ґрунтово-підґрунтових вод, літогенетична строкатість порід зумовили оформлення вельми строкатого ґрунтового покриву на літогенних мочарах. До гідроцентрів тяжіють болотні та лучно-болотні мочаристі ґрунти, а по периферії мочарів розташовані чорноземи підтипові мочаристі. У лучно-чорноземних мочаристих ґрунтах оглеєнням охоплено материнську породу, яка набуває характерного сірувато-зеленкувато-оливкового відтінку з багатьма іржавобурими прожилками. У чорноземно-лучних ґрунтах оглеєння виявляється вище — в нижньому перехідному горизонті, в лучно-болотних — у верхньому перехідному горизонті, а в болотних мочаристих ґрунтах оглеєним є все ґрунто-підґрунття. Серед них трапляються звичайні, засолені, солонцюваті, солонцювато-солончакові, а також змиті види на різних породах — лесах, лесоподібних суглинках, пісках, глинах, підстелених також різними породами.

Екологічні та агрономічні властивості мочаристих ґрунтів повністю визначаються ступенем їх метаморфізації під впливом спорадичного гідроморфізму. Загалом мочаристий етап еволюції чорноземів призводить до погіршення їхніх агрономічних властивостей унаслідок накладання на дерновий ґрунтогенез оглеєння, галоморфізму, підвищення щільності, деструктуризації тощо. Відмінність в агрономічній стані мочаристих ґрунтів диктує нагальну потребу диференційованого підходу до їх окультурювання та раціонального використання. За сучасних умов господарювання, коли гостро постала потреба у зменшенні площ розораних земель, втрачає свою актуальність колишня рекомендація повернення мочарів у рілля, проте зберігається доцільність їх фітомеліоративного поліпшення в екологізованих ландшафтної-адаптивних системах землекористування.

Лучні ґрунти є класичними представниками гідроморфних ґрунтів, площа яких в Україні становить 1206,3 тис. га (третина їх донедавна розміщувалася в ріллі). Формуються вони в різних зонах під лучною (мезофітною) злаково-осоково-різнотравною рослинністю на знижених терасах і плато, в негативних елементах рельєфу за неглибокого залягання підґрунтових вод (1–3 м). Розмаїте поєднання та взаємопереплетіння умов гідроморфного ґрунтогенезу на значній території наклало свій відбиток на їхні морфологічні ознаки, екологічні режими та агрономічні властивості. Залежно від глибини гумусованого профілю лучні ґрунти поділяють на короткопрофільні (25–45 см), неглибокі (45–65 см), середньоглибокі (65–85 см) та глибокі (більше ніж 85 см). Ґрунти з неглибоким профілем розташовані в Поліссі, а більш глибокі — в Лісостепу та Степу. Їх профіль має добре оформлені гумусово-аккумулятивні, гумусово-

перехідні та оглеєні горизонти материнської породи. Різноманітність лучних ґрунтів збільшується за рахунок накладання солонцевого процесу та засолення (солончаковість і солончакуватість). Якість земель з лучними солонцюватими-солончачуватими ґрунтами ускладнюється наявністю серед них солонців лучних, площа яких посеред лучних ґрунтів в Україні досягає 10 %. Переважна частина лучних галоморфних ґрунтів має хлоридно-сульфатне засолення з переважанням Ca^{++} , Mg^{++} за значної кількості Na^{+} , а в Середньому Придніпров'ї з'являється сода. Серед лучних ґрунтів трапляються осолоділі ґрунти з диференційованим профілем, зумовленим спорадично-контрастним глее-елювіальним процесом. Гранулометричний склад цих ґрунтів дуже різноманітний — від піщаних і глинисто-піщаних до глинистих. Властивості і ґрунтово-екологічні режими лучних ґрунтів є дуже сприятливими для відродження в межах гідроморфних ландшафтів лучних фітоценозів кормового призначення, а також запровадження інших екологічно орієнтованих форм природокористування.

19.3.2. Алювіальні (заплавні) ґрунти

Алювіальні ґрунти становлять велику групу ґрунтів, сформованих у межах сучасних (голоценових) лучних (заплавних) терас річкових долин. Заплавлюють усі річки, що свідчить про наявність так званого меандрового поясу планети, який займає до 3 % земної суші. Його назва походить від р. Великий Мендерс у Туреччині, яка стала узагальнюючою назвою річкових заворотів та колін. Найширші заплави утворюються найбільшими річками, однак із цього правила є певні винятки. Заплавна тераса — це топографічно найнижча і наймолодша за віком (голоценова), вкрита мезофільною рослинністю тераса в долинній геоекосистемі, яка щороку навесні заливається повеневими, а влітку — паводковими водами. Повеневий і паводковий режими річок залежать передусім від характеру їх живлення (сніготанення в річковому басейні і танення льодовиків у верхів'ях, мусонні зливи тощо), який притаманний усім річкам і завжди настає в певний час. Природний ритм повені і паводків на сьогодні є порушеним у дуже багатьох річок, особливо Дніпра та Волги, через їх зарегульованість накопиченням води у водосховищах та її поступовими попусками. Формування ґрунтів у заплавах охоплює два специфічних процеси — повеневий та алювіальний.

Повеневий процес спричиняється періодичним затопленням ґрунтів заплави повеневими водами, а алювіальний — пов'язаний з накопиченням алювію при осіданні на їх поверхні твердих частинок з повеневих вод, що ініціює щорічне відкладання на поверхні заплави алювію, який негайно включається в заплавний ґрунтогенез. Унаслідок цього алювіальні ґрунти наростають уверх, систематично

отримуючи для цього нові порції алювію. Однак для ландшафтів, які охоплені тектонічними підняттями, це є не характерним.

Рельєф кожної розвинутої заплави має три екологічно та біогеохімічно значущі частини: *приуслова* є найвищою (приусловий вал); *центральна* — це найбільш вирівняна частина заплави, а *притерасна* (та *прикоренева*) заплава — це заболочене зниження. Приуслова заплава, як правило, є неширокою (20 – 50 м у малих річок), але у великих річок її ширина сягає кількох кілометрів. Найширшою буває центральна заплава (у деяких річок — до кількох десятків кілометрів). Оскільки річкове русло постійно меандрує, то частини заплави можуть з часом змінювати своє положення, спричинюючи цим значну строкатість, неоднорідність та шаруватість алювіальних відкладів, які вздовж вертикалі мають змінний гранулометричний склад (від пісків до глин).

Геоекологія ґрунтогенезу в заплавах та дельтах річок характеризується передусім спільною біогеохімією цих специфічних ландшафтів планети, повністю забезпечених водою та елементами мінерального живлення, що й сприяє високій родючості заплавних і дельтових ґрунтів. У природних заплавах ростуть високопродуктивні лучні (мезофільні) фітоценози центральної заплави; більш ксерофільні, часто псамофітові лучні та чагарникові, верболозові ценози приуслов'я; осоково-очеретові, чорновільхові та інші низинно-болотні фітоценози.

Складність геоекологічної обстановки в заплавах суттєво ускладнює і характер ґрунтового покриву, який у цій наймолодшій частині річкових долин є дуже строкатим, мозаїчним і динамічним. До того ж він є ще й мобільним у зв'язку з постійним меандруванням річкового русла та міграцією різних ділянок заплави. Цим спричинюється значне поширення в заплавах поліциклічних, похованих ґрунтів, додатково ускладнених різноякісним та різновіковим річковим алювієм. Алювіальні ґрунти включають такі типи:

- алювіальні дернові ґрунти (слабкорозвинені або примітивні, шаруваті, кислі, насичені, опідзолені, типові, остепнілі, карбонатні, пустельні);
- алювіальні лучні ґрунти (кислі, насичені, типові, карбонатні);
- алювіальні лучно-болотні ґрунти;
- алювіальні болотні ґрунти (мулуватато-перегнійно-глейові, мулуватато-торфові).

Алювіальні дернові ґрунти формуються в приусловій заплаві, набуваючи тут переважно піщаного гранулометричного складу та шаруватості, майже не переробленої ґрунтовою фауною та ризосферами ксеромезофільних трав, через що їх раніше називали «заплавними шаруватими» (черствуватими) ґрунтами:

Hdal — гумусовий, задернований, слабогумусований (1 – 3 % гумусу), сірий, неоднорідний (верствуватий — шари різного грану-

лометричного складу, по-різному гумусовані, часто безгумусні) — слабо освоєний дерновим процесом;

Phal — перехідний, з тими самими ознаками, безструктурний, подекуди карбонатний;

Pal(gl) — алювій, шаруватий, піщаний (різнозернистий), слабо-оглеєний.

Улітку, в межень вони отримують лише атмосферне водне живлення при глибокому заляганні підґрунтових вод. *Зональні* впливи на ці *азональні* ґрунти й інтенсивність промивання атмосферними водами спричинюють формування кислих ґрунтів у Поліссі, насичених і карбонатних — у Лісостепу, засолених — у Степу. Через опіщаненість і низьку гумусованість вони мають малу ЄКО (10 – 15 мг-екв/100 г), низьку буферність, є збідненими біогенними елементами. Агровиробничі оцінки цих ґрунтів є суперечливими. Стандартно вважають їх примітивними найменш родючими ґрунтами заплави. Однак на них формуються оригінальні високопродуктивні псамоксерофітні травостої прируслов'я впереміш з верболозами, чагарниками, напівчагарниками, серед яких є немало цінних кормових, лікарських та інших рослин. Урожайність зеленої маси на цілих дернових піщаних ґрунтах тут становить 40 – 111 без добрив та 90 – 192 ц/га на варіанті окультурювання (НРК)₆₀. «Теплі» ґрунти прируслов'я сприяють вирощуванню городніх та овочевих культур, особливо тих, що не бояться пізньовесняних та ранньоосінніх приморозків (капуста, морква, буряки). Проте їх розміщення потребує особливої пильності, екологічної грамотності при виборі напрямів господарювання в заплаві, оскільки ця, найближча до русла її область, є передусім водохоронною смугою.

Алювіальні лучні ґрунти формуються в центральній заплаві при атмосферно-ґрунтовому водному живленні в межень. Високопродуктивні різнотравно-злакові лучні фітоценози розвивають тут потужну кореневу систему, яка охоплює значну товщу ґрунту й інтенсивно його оструктурує. Цьому сприяє також розтріскування пилувато-суглинкового алювію, який щороку відкладається в заплаві. На це вперше звернув увагу В.Р. Вільямс, назвавши центральну заплаву зернистою, а прируслову — шаруватою. Алювіальні лучні ґрунти мають простий профіль гумусоаккумулятивного типу, що постійно нарощується під впливом кольматаційного повенево-руслового режиму (замулення, привнесення гумусу) та гідрогенного привнесення біофільних та інших елементів. Він має кілька перехідних за гумусованістю горизонтів при високій гумусованості *H*-горизонт (8 – 12 %), значній величині ЄКО (не менш як 30 мг-екв/100 г). Нижня частина профілю постійно перебуває в зоні впливу капілярної облямівки підґрунтових вод, а тому є глеуватою, а то й конкреційною: містить Fe – Mn або і карбонатні конкреції. Fe – Mn-конкреції частіше трапляються в кислих ґрунтах, а карбонатні — в насичених і карбонатних.

Алювіальний лучний глибокий ґрунт характеризує профіль у центральній заплаві р. Сіверський Донець на стаціонарі кафедри ґрунтознавства Харківського НАУ. Підґрунтові води глибше від 100 см (червень). Рослинисть різнотравно-конюшиново-злакова з участю дикого гладіолуса.

Hd(e) (0 – 36) — гумусовий, задернований, темний, вологий, грудкувато-дрібнозернистий, густе коріння трав, пухкий, поступово переходить у

Pr(i) (36 – 36) — верхній гумусово-перехідний, інтенсивно темний, сирий, важкосуглинковий, слабокіловийований, горіхувато-призмоподібний, ущільнений, коротко за забарвленням та структурою переходить у

HP/gl (65 – 85) — нижній гумусово-перехідний, сирий до мокрого, темний, вохристі плями, клиноподібний, внизу оглеєний, поступово переходить у

PH/gl (85 – 100) — гумусований суглинистий алювій.

Потенційно родючі алювіальні ґрунти, на яких створено зрошувальну систему «Офіс дю Ніжер» для рисівництва, охарактеризовано розрізом С. Саліфа на рисовій плантації у високій заплаві р. Нігер у зоні зональних червоних фералітних лесивованих ґрунтів Малі з вкрай суворим для землеробства кліматом Сахари та Сахелю. За цих умов паводкові розливи Нігеру період дощів на площі до 10 млн га, є екологічно дуже сприятливими.

ANfe(gl) (0 – 35) — алювіально-гумусовий, залізистий з ознаками сезонного оглеєння, червоно-буро-темнувато-сірий, сухий, важкосуглинистий, грудкуватий, макро- і мікропористий, ущільнений при висиханні, поступово переходить у

Ahpfe(gl) (35 – 70) — гумусово-перехідний, залізистий, оглеєний, бурувато-жовтий, пилювато-середньосуглинистий, комкуватий, щільний, з посиленням оглеєння, поступово переходить у

AphfeGl (70 – 150) алювій, залізистий, пилювато-середньосуглинистий, сильно оглеєний, свіжий, бурувато-сірий, грудкуватий, пористий.

Назва — алювіальний лучний фералітний (тропічний) важкосуглинистий ґрунт на суглинистому алювії.

Наведений опис засвідчує, що притаманна заплавному ґрунтам горизонтальна шаруватість, супроводжувана зміною по вертикалі гранулометричного складу, в тропіках (і в субтропіках) вочевидь послаблюється порівняно з іншими зонами. У заплаві р. Нігер лучні ґрунти формуються на однорідному суглинистому та глинистому фералітному матеріалі, принесеному паводками з навколишніх автоморфних територій. Склад та властивості цих субстратів багато в чому успадковуються алювіальними ґрунтами, а технологія вирощування рису із затоплюванням його плантацій привносить до заплавного ґрунтогенезу оглеєння, злитизацію та ущільнення, показники яких збільшуються з глибиною.

Алювіальні лучні ґрунти мають винятково високу родючість, постійно нарощувану завдяки алювіальності і гідроморфізму.

Алювіальні болотні ґрунти приурочені до притерасових, прикореневих і старичних заболочених знижень у заплаві. Ці ґрунти є дуже замуленими, що відображує їх типова номенклатура. Заплавні болота належать до низинного евтрофного типу боліт, збагачених N, P, Ca та іншими елементами живлення рослин. Ґрунти тут є постійно підтопленими підґрунтовими водами, які виклинюються саме в цих місцях. Джерела, які б'ють з підшови корінних крутосхилів, мають прекрасну питну воду. Профіль цих ґрунтів характеризується розрізом у притерасовому зниженні заплави р. Сіверський Донець, де ростуть лепеха, бекманія, живокіст та інші гігрофіти:

Hgl (0 – 14) — гумусовий, чорний, сирий, оглеений, густо пронизаний коріння гігрофітів залишає на гранях агрегатів іржаві плями, глинистий, щільний і грудкуватий у сухому стані, липкий і пластичний у вологому, коротко за кольором переходить у

HPgl (14 – 56) — оглеений, добре гумусований, темний, мокрий, клиноподібний, тріщинуватий, на гранях явні іржаві плями, глинистий, при висиханні дуже ущільнюється, переходить у

PhGl (56 – 80) — темно-сірий, оглеений, слабше, але явно гумусований з іржаво-вохристими плямами, з 80 см залягають підґрунтові води.

Алювіальні лучно-болотні ґрунти займають проміжне положення між лучними та болотними ґрунтами, а їх профіль (*H* + *HPgl* + *PhGl*) має ознаки оглеення в перехідному горизонті (десь із 40 см). Це ґрунти вельми високої потенційної родючості, на яких ростуть прекрасні гігромезофільні фітоценози, придатні для заготівлі сіна.

Які ж завдання стоять сьогодні в справі організації території заплави як суттєво важливої частини долинних ландшафтів?

Донедавна популярна рекомендація докорінного поліпшення лучних угідь на практиці оберталася знищенням оранкою дернини — особливого екогенетичного горизонту цільних лучних ґрунтів (як і чорноземів). Сьогодні подібні рекомендації сприймаються критично. Оранка спричинює втрату стабільності у функціонуванні луків як природних екосистем. Докорінне поліпшення заплавних ґрунтів гранично збіднює ботанічний склад лучних фітоценозів, які втрачають здатність до самовідновлення без втручання людини. Альтернативою такому підходу є екологізований сінокісний спосіб використання заплавних луків разом з нормованим і регульованим випасом, що дає змогу диференційовано підходити до освоєння прируслової, центральної, притерасної та прикореневої областей заплави. Заболочені ділянки доцільно залишати неосушеними, оскільки їх меліорація загрожує зникненню торфовищ із їх реліктовою флорою та фауною. Періодично або повністю нескошувати ділянки ста-

ють ентомологічними зоозаказниками. Такі фактично фітомеліоративні прийоми екологізованої системи кормовиробництва в заплавах ґрунтуються на максимальному обліку ґрунтово-геоботанічних (загалом ландшафтних особливостей) території того чи іншого господарства нового типу (приватного, орендного, фермерського, ВСАТ тощо). У цьому арсеналі допускається і навіть є обов'язковим застосування мінеральних добрив як агрохімічних чинників окультурювання заплавних ґрунтів, поліпшення біологічної якості і підвищення біопродуктивності лучних фітоценозів (за нашими даними, в 2 – 3 рази).

Урожай кормових трав у заболочених (притерасових, прикорених та інших зниженнях) заплав, незалежно від погоди, є гарантовано високим. Це розширює можливості коригування ґрунтово-екологічних режимів у заплаві без осушення, оранки, посіву, знищення дернини та інших жорстких втручань. Екологічно вмотивованим прийомом тут стає диференційоване (з огляду на строкатість СГП та кормове призначення продукції) застосування багатокомпонентних тукоsumішей (NPK, Ca, Mg, Na, Mo тощо).

19.3.3. Ґрунти на уламкових та піщаних породах

Під переважно петрофітним впливом материнських порід формуються рендзини, ранкери, підбури, іржаво-бурі та деякі інтразональні ґрунти.

Рендзини (дерново-карбонатні ґрунти) формуються на щербенистому елювії вапняків, мергелів, мармурів, крейди, від яких їх профіль успадковує скелетні уламки корінних порід, якщо не з поверхні, то в межах *Н_p*-горизонту і глибше. *Парарендзини* (на *пухких* карбонатних породах) мають дрібноземний (суглинковий чи глинистий) профіль без домішок скелета. Рендзини (польське *рен-*, *джик* означає звук лопати при копанні цих ґрунтів) значно поширені на рівнинах Європи, Азії (Східний Сибір), Америки (США, Канада) в межах лісо-лучної зони бореального та суббореального поясів. Великі масиви рендзин є в країнах Балтії, в РФ (Ленінградська, Псковська, Новгородська, Архангельська, Вологодська, Смоленська області), Білорусі, Молдові, на Кавказі. В Україні рендзини поширені в Західному та Малому Поліссі (Волинська, Львівська області), на Лівобережжі — в Чернігівській області (Новгород-Сіверське Полісся). В цих місцевостях на поверхню виходять крейдіяно-мергельні породи, на яких і формуються під корінними мішаними лісами дернові карбонатні ґрунти. Вони займають 0,36 % земельних угідь в Україні (147 000 га). Ці ґрунти скипають від НСІ прямо з поверхні або з невеликої глибини, мають непогані фізичні характеристики. Гуміфікація в них зумовлює утворення темнозabarвлених гумусових речовин у кількості 4 – 6 %, які не поширюються глибше від 20 – 40 см.

Через це дерново-карбонатні ґрунти мають короткий чорного кольору органопрофіль, за грубизною якого виділяють слабкорозвинені ($Hk + HPk = 20$ см), розвинені ($Hk + HPk = 20 \dots 40$ см), а за кількістю гумусу — мало- (більше ніж 3 %), середньо- (3 – 5 %), багатогумусні (5 – 12 %), перегнійні (менш як 12 %). Загалом висока (при поглибленому профілі) потенційна родючість типових рендзин та парарендзин вигідно відрізняє їх від малородючих підзолистих ґрунтів (неглибокі, в 15 – 20 см щєбенисті рендзини є відносно низькородючими).

Ранкери є автоморфними (добре дренованими), темнозабарвленими (добре гумусованими) *дерновими літогенними ґрунтами*, що сформувались на еловії щільних безкарбонатних (зазвичай силікатних) порід (гранітів, базальтів тощо). Термін «ранкер» (нім. *rank* означає покрив) узаконено подібно до терміна «чорнозем» як міжнародний. Його профіль є типово акумулятивним ($H + Hp + P$), неглибоким (15 – 25 см), дуже щєбенистим. Щільні породи залягають близько до поверхні (25 – 30 см), зумовлюючи цим їх характерні екологічно-генетичні, агропромислові, лісогосподарські та інші показники.

Материнські породи, на яких формуються ранкери, представлені переважно основними (рідше кислими) ефузивами, сланцями, строкатими глинами, залізистими кварцитами, шунгітами. Для прикладу назвемо ранкери Середнього Сибіру на елово-делювії базальтів; олонєцькі «чорноземи» на шунгітовій морені південного сходу Карелії та Прионежжя (мають глибокий профіль чорного кольору, що не дає жодних підстав називати їх чорноземами, бо свій колір вони успадкували від вулїстїх сланцїв — шунгітїв). Дерновї скелетні (літогенні) ґрунти трапляються невеликими плямами в Україні, наприклад у Житомирському Полїссї, де виходять на поверхню щільні породи УКЩ. Цї ґрунти дуже близькі до рендзин, проте позбавленї карбонатів. Вони мають нейтральну або слабкокислу реакцію, до 3 % фульватного гумусу (чомусь темного кольору), ЄКО 15 – 20 мг-екв/100 г. Властивостї цих ґрунтїв, передусїм гранулометричний склад і хрящуватїсть, багато в чому успадковуються від гїпергенної товщї.

Це стосується також ґрунтогенезу на пїсках, зумовленого їх мїнералогїчним, а отже, й хїмїчним складом, успадкованим від пїскїв.

Пїски є специфїчними літогенними утвореннями кори вивїтрювання на значних територїях усїх континентїв планети. Вони здавна цїкавили геологїв, географїв, ландшафтознавцїв, а в пїслядокучаєвський перїод і ґрунтознавцїв, яких не могли не заїнтригувати специфїка псамофїтного ґрунтогенезу та пов'язана з цим ориґїнальнїсть рацїонального використання земель пїщаних арен. Пїонернї роботи зї з'ясування походження, особливостей геоморфологїї, розробки способїв закрїплення рухомих пїскїв виконали Н.А. Соколов, В.А. Обручев, Л.С. Берг, а в подальшому К.Д. Глїнка, Г.М. Висоць-

кий, С.С. Неуструев, В.Р. Вільямс. Систематична розробка «піщаної проблеми» розпочалась під керівництвом Б.Б. Полинова та В.М. Сукачова. Б.Б. Полинов уперше розробив номенклатуру та класифікацію ґрунтів борової (піщаної) тераси р. Дон, встановив закономірності еволюції цих ландшафтів, розробив основи науково обґрунтованого господарювання на пісках. Особливо плідні дослідження у цьому напрямі провели Г.М. Висоцький, С.О. Захаров, О.Г. Набоких, В.І. Крокос, Г.Г. Махов, О.Н. Соколовський, І.П. Герасимов, Б.О. Федорович, О.Г. Гаель, М.М. Дрюченко, С.С. Соболев, Г.С. Гринь, П.С. Погребняк, Д.Г. Тихоненко, І.І. Гордієнко, О.С. Мігунова. Вони заклали основу типології та раціонального використання пісків та піщаних ґрунтів різних природних зон.

В Україні, як і в інших країнах, є немало територій, ґрунтово-ценотичні компоненти яких залежить саме від пісків. На багатьох піщаних масивах є стійкий рослинний покрив, під яким сформувався чітко окреслений екогенетичний профіль ґрунтів, уся специфіка яких, незважаючи на риси зонального характеру, неодмінно зумовлена саме літологічною оригінальністю пісків. Піщана проблема завжди супроводжувала розвиток цивілізацій — з одного боку, піщані території є найціннішою пасовищною базою розвитку тваринництва м'ясо-вовнових і каракулевих овець та верблюдів, а з іншого — розбиті при нераціональному використанні піски стають рухомими і перетворюються на грізний фантом, який загрожує засипанням родючих ґрунтів, залізниць, автотрас, населених пунктів. Країни, що опанували цю проблему, стали символом родючості та багатства, створеного на трофічно найбідніших та найсухіших субстратах планети (Кувейт, Саудівська Аравія, Об'єднані Арабські Емірати). Країни, яким це не вдалося, є альтернативними символами (бедуїни Сахари, жителі країн Сахелю, Іраку тощо).

У ґрунтознавстві розрізняють поняття *пісок* і *піщаний ґрунт*.

Піски — це відкриті сипучі, рухомі, не закріплені (або слабкозакріплені) рослинністю полігенетичні субстрати розміром від 1 – 2 (3) до 0,01 мм. За походженням вони бувають *первинними* (елювіальними) та *перевідкладеними водою* і *вітром* (еоловими). Перевідкладені (субаквальні) піски поділяють на: делювіальні, морські, озерні, алювіальні (сучасні і давні — доголоценові), флювіогляціальні. Давні піски (зазвичай, водоносні) залягають у підшві всіх без винятку долинних ландшафтів, наприклад, на всій території Харківської, Полтавської, Сумської областей. Крім давньоалювіальних пісків плейстоцену та пліоцену, грубизна яких не перевищує звичайно 10 – 15 м, тут у межах первинної міоценової суші залягають 25-метрові товщі тонкозернистих каолінізованих пісків так званої *полтавської серії* — сліпучо білі, з проблематичним генезисом, дуже цінні в космічній, оптичній та інших галузях. Через це їх видобувають у відкритих кар'єрах (Новосіклівський, Староверовський на Слобожанщині тощо),

збільшуючи цим опіщаненість навколишніх земель та створюючи додаткові ґрунтово-екологічні та землеохоронні проблеми. Полтавські піски підстилають у межах Дніпровсько-Донецької западини *берекські* (до 30 м) та *харківські* (85 м) свити глауконітових пісків олігоцену (палеоген). Боцен представляє тут канівсько-бучацька свита зеленувато-сірих гравелисто-кварцових фосфоритосних пісків (грубизною до 60 м). Глибше тут також є багато стратиграфічних піщаних горизонтів, серед яких варто назвати *сеноманський* ярус зеленувато-сірих пісків та окварцьованих піщаників з фосфоритовими конкреціями (грубизною в 145 м). Це один з найнижчих ярусів крейдової системи (пізній мезозой), заглиблений на широті м. Харків (у тому числі й на землях Харківського НАУ) до 700 м. Пивзавод «Рогань» видобуває з нього високоякісну воду для виготовлення відомих у світі марок пива «Традиційне», «Монастирське» тощо.

Піски майже повністю складаються із частинок розміром більш як 0,01 мм (понад 90 %). Їх гранулометричний склад відрізняється чудовим сортуванням і різким переважанням фракції більше ніж 0,05 % (табл. 19.5).

Таблиця 19.5. Гранулометричний склад пісків різного екогенетичного типу, %

| Піски | См | >2,0 | 2,0–1,0 | 1,0–0,1 | 0,1–0,05 | 0,05–0,001 | <0,001 |
|------------------|-----|------|---------|---------|----------|------------|--------|
| Флювіогляціальні | 150 | 0,47 | 3,86 | 91,52 | 2,15 | 1,50 | 0,50 |
| Давньоалювіальні | 200 | – | 0,25 | 50,69 | 39,66 | 4,46 | 5,19 |
| Еолові | 80 | – | 0,01 | 75,50 | 24,19 | 24,19 | 0,24 |
| Морські | 140 | 2,20 | 5,80 | 32,00 | 48,10 | 48,10 | – |

Кварцові піски мають парагенетичну спорідненість із *золотом* — символом багатства, яким вимірюють також і еталонну вартість самих ґрунтів. Ці два мінерали є дійсно альтернативними за своїми властивостями. *Найлегший* за питомою масою і надмірний за твердістю — вище від семи — *кварц* є класичним кислотним окислом. Золото, на відміну від кварцу, є типовим *важким* металом (основою), який у самородному вигляді є обов'язковим супутником будь-яких *легких* пісків субаквального, передусім алювіального походження. Вкрай інертні Si і Au є не лише колоїдно- та хелаторозчинними елементами, а й біогенно «запитаними» організмами рослин та тварин. У рослину золото надходить разом з іншими солями з ґрунту, а з рослиною їжею споживається тваринами. Цікаво, що здатністю накопичувати золото наділені як шпилькові псамофіти (в 1 т деревини акумулюється 1,3 мг Au), так і псамогігрофіти — осика (2 мг/т), береза (0,6 мг/т), хвощ (6 мг/т). Те, що роль золота як дуже важкого металу є позитивною (як і в Ag та Pt), не викликає жодних сумнівів, як і роль легкого і також хімічно (але не біогеохімічно) інертного силіцію, але в обох випадках постає немало додаткових запитань.

Піщані ґрунти утворюються на всіх поверхнево залягаючих пісках під впливом відомих чинників. Провідна роль біоти формує притаманний їм зональний чи азонльний профіль, через який неодмінно просвічують псамітні особливості материнського піщаного підґрунтя, яке, на відміну від лесів (з їх чіткою прив'язкою до лісо-степових, степових, напівпустельних ландшафтів) чи фералітних типів кори вивітрювання тропічно-субтропічного походження трапляється на всіх континентах, незалежно від природної зональності.

Найбільші в Україні масиви пісків приурочені до Поліської низовини, яка ще на початку фанерозою сформувалася як велика депресія, в якій відбувалося розвантаження підземних та поверхневих вод, що посприяло надмірному обводненню та заболочуванню її ландшафтів. Після дніпровського (риського) часу тут залишилися особливо помітні сліди у вигляді моренних, кінцевих пагорбів, камів, оз тощо. Їх розмив у пізньому плейстоцені (бузький час) посприяв ще більшому накопиченню тут флювіогляціальних та давньоалювіальних пісків і супісків, які разом із суглинками та моренним матеріалом вкрили розмити поверхню різних прадавніх геоструктур. Після того як сформувалася ще позбавлена фітоценотичного покриву товща пісків, вони на початку голоцену зазнали фундаментальної дефляційної переробки з утворенням притаманного лише піщаним аренам бугристо-котловинного рельєфу, який поступово займали соснові — на буграх та березові — в котловинах ліси. Атлантичний період середнього голоцену виявився найбільш сприятливим для закріплення пісків змішаними лісами та трав'янистою рослинністю, а отже, і для розвитку на них ґрунтоутворних процесів. Сучасна активація дефляції на піщаних аренах Полісся, Лісостепу та Степу зумовлена винятково антропогенезом.

Отже, у ході еволюції *поліських* ландшафтів у них накопичилися товщі *субаквальних* (флювіогляціальних, давньоалювіальних) та похідних від них *субаеральних* (еолових) пісків. Фактично *субполіським* є також і сучасний габітус борових місцевостей на перших надзаплавних терасах більшості середніх та деяких малих річок Лісостепу та Степу. Це зумовлено їх палеоекологічним, палеогеографічним, у тому числі палеопедологічним минулим — більшою тоді як, і в Поліссі, водністю тощо.

Рельєф піщаних масивів є дуже різноманітним, але завжди зумовленим літогенетичними особливостями товщі пісків, характером їх фітопокритості і неодмінно режимом *еолової діяльності*. Взаємодія цих добре відомих ґрунто- та рельєфотворників породила такі форми рельєфу:

- фітопокритих (ґрунтогенно перероблених) пісків — грядові, пагористі, кучові та їх всілякі ланцюгові поєднання;
- рухомих пісків — барханних, пагористо-барханних.

Піски характеризуються значною водопроникністю, через що вони є відмитими від солей, а верховодка, яка накопичується в міжбарханних зниженнях, є завжди прісною. Проте з цього правила є суттєві винятки — в пісках пустель трапляються карбонати кальцію, а при близькому заляганні підґрунтових мінералізованих вод спостерігається засолення хлоридами та сульфатами, особливо помітне в перевіяних пісках поблизу солончаків. Оскільки напередодні рухомості всі піски були ґрунтогенно переробленими, то не дивно, що і в товщах перевіюваних пісків постійно трапляються гумусовані прошарки різної грубизни, а також поховані повнопрофільні ґрунти. Уміст гумусу в пісках ніколи не буває значним.

Піски є трофічно чи не найбіднішими (оліготрофними) субстратами, які однак є екологічно комфортним середовищем для розвитку багатьох, передусім лісових, культур. До того ж піщані масиви ніколи не обминають рослини-псамофіти: сосна, шельюга, нечуйвітер, кияк, кумарчик, вайда, верблюдка, полин піщаний, тамариск, раїтник, а в пустелях — ілак, селін, саксаул, акація піщана, джузгун, черкез, астрагал, серед яких є багато привабливих для сільськогосподарського освоєння пісків — еспарцет піщаний фітомеліорант-азотонакопичувач, що є чудовою кормовою, лікарською і медоносною рослиною, кавун, люпин, суниця, картопля, виноград тощо. Така екологічно сприятлива ніша на пісках оформлюється передусім завдяки їх сприятливим фізичним та водним властивостям.

Рухомість пісків завжди була їх головною вадою щодо рослин, спричинюючи їх видування, засипання, пошкодження. Оскільки ж еолова діяльність залишається поки що за межами людського макророзпливу, то призупинити її згубну дію на пісках можна лише одним способом — закріпити їх з допомогою цієї самої рослинності, яка водночас стане тут і головним чинником ґрунтогенезу.

Ґрунтогенез на пісках тісно пов'язаний з розвитком на них рослинності, склад якої визначається зональними умовами клімату, характером сільськогосподарського використання, ступенем розбитості пісків, глибиною залягання та мінералізацією підґрунтових вод. Природне заростання пісків починається з піонерів-псамофітів, які надійно закріплюють піски, створюючи цим сприятливі екологічні умови для подальшого їх заростання.

Із поселенням рослинності на пісках їх пересування поступово припиняється, а ґрунтогенез активізується. Не маючи чіткої зональної прив'язки, він є приуроченим до тих місцевостей, які в народі названо боровими, оскільки тут саме на пісках ростуть соснові бори, нерідко найвищих бонітетів. Через це й тутешні ґрунти в монографії «Почвы Украины...» (1988) також названо *дерново-боровими*. Походження цих ґрунтів, як і їх класифікація, є певною мірою проблематичними, що ускладнює розробку рекомендацій щодо практичного використання земель давньоалювіальних та водно-льодовикових

територій, зайнятих відкладами піщаного та глинисто-піщаного (зв'язнопіщаного) гранулометричного складу, які значно поширені в Поліссі, Лісостепу та Степу України. Близько 50 тис. га цих ґрунтів перебувають у сільськогосподарському використанні і ще більше — в лісовому господарстві. В Україні, як і в Росії, Білорусі, Польщі, ці ґрунти приурочені до підвищених випуклих та рівних ділянок борових (піщаних — вітачевсько-бугських) терас, на яких ростуть сухі мохово-трав'янисті соснові бори (A_1).

Легкі ґрунти з озалізненим неопідзоленим профілем у різні періоди називались дерново-прихованопідзолистими та дерново-підзолистими ґрунтами, боровими пісками, а також описувались у різних природних зонах на різних континентах під різними назвами — «прихованопідзолисті» (І.В. Тюрін, Н.Б. Вернандер), «кислі неопідзолени, буротайгові» (Ю.О. Ліверовський), «борові піски» (К.П. Горшенін), «тайгово-мерзлотні озалізнені» (Н.А. Ногіна), «підбури» (В.О. Таргульян), «бурі кислі прихованопідзолисті» (І.П. Герасимов), «бурі лісові прихованопідзолисті» (Mickenhausen, Hansen), «іржаво-земи» (В.М. Фрідланд), «вохристо-підзолисті» (Дюшафур), «бурі лісові» (П. Штефанович), «іржаві ґрунти» (Добрянськи), «іржавобури» (Д.Г. Тихоненко).

Ознайомлення з легкими автоморфними ґрунтами безпосередньо в ландшафтній обстановці відразу переконає в тому, що на величезних просторах Руської рівнини всі вони мають напрочуд одноманітний габітус. При піщаному, глинисто-піщаному та супіщаному гранулометричному складі в них відсутня $E - I$ -диференціація, вони слабогумусовані (1 – 0,5 % фульватного гумусу) не глибше від 5 – 10 см і, що найхарактерніше, явно озалізнені до 80 – 120 см (мають іржаво-буре забарвлення в середній частині профілю). Максимальний уміст мулу, приурочений до верхніх горизонтів (з поступовим його зменшенням донизу), $pH_{\text{водн}}$ 5,5 – 6,0, гідролітична кислотність — 1 – 4 мг-екв/100 г. В їх профілі під тонкою моховою підстилкою із залишками шпильок, кори сосни, її гілочок та шишок ($H_0 0 - 1$) оформився гумусовий *He*-горизонт (1 – 18), слабогумусований, нечітко елювіюваний, який змінюється донизу горизонтом піску червонувато-іржавого або іржавого, іноді яскраво-жовтого (на добре перемитих пісках) кольору (P_i) зі специфічною (плівковою) акумуляцією довкола піщаного скелета півтораоксидів R_2O_3 , у складі яких явно переважають окисли заліза. Позбавлений агрегованості і цементації, він все ж є доволі зв'язним, що не характерно для нижнього горизонту бурого піску (P), в який він, поступово освітлюючись, переходить. Глибше залягає сталевो-сірий пісок, в якому з 80 – 100 см з'являються дуже тонкі, місцями переривчасті, майже не зцементовані озалізнені прошарки (*псевдофібри* Г.М. Висоцького), які глибше стають неодмінним атрибутом будь-якої піщаної товщі аналогічного типу.

В «Полевом определителе почв» (Н.И. Полупан, Д.Г. Тихоненко, В.С. Носко, В.П. Кузьмичев, Н.К. Крупский и др., 1981) було виділено тип *дерново-борових пісків* з поділом на залізисті, залізисто-ілювіальні, псевдофібові, ортзандово-шаруваті підтипи (Д.Г. Тихоненко).

Серед фракцій тут переважає крупний та середній пісок за малою (до 2 – 8 %) вмісту фізичної глини, в тому числі мулу, максимум якого завжди фіксується у верхніх горизонтах. Із глибиною кількість фізичної глини та мулу зменшується, досягаючи мінімуму в породі. У псевдофібрах та ортзандах уміст глинистої фракції зростає на порядок — до 10 – 20 %. Їх мінералогічний склад є досить багатим — серед двох-трьох десятків мінералів однозначно панує кварц — до 95 %, а в складі мулу переважають вермикуліт — 40 %, гідрослюди — 20, хлорити — 20, каолінит — 15 %. Така гранулометрія та мінералогія зумовлюють збагаченість цих ґрунтів окисами Si (більше ніж 90 %), Al — 1,5 – 3,0 %, Fe — 0,5 – 1,0 %, збідніння окисами Na (0,2), K (0,5), Mg (0,3), Ca (0,6), особливо мікроелементами (B, Cu, Zn тощо — тисячні і десятитисячні частки відсотка). Залізо в дерново-борових ґрунтах перебуває переважно в рухомій формі — у верхніх горизонтах його на порядок більше (70 – 120 мг/100 г) проти породи (1 – 15 мг/100 г), що зумовлено надходженням біогенного заліза в профіль з підстилки. Через високу аерованість цих ґрунтів рухомі сполуки заліза представлені його окисними формами, а закисне залізо навіть навесні з'являється хіба що спорадично (табл. 19.6).

Таблиця 19.6. Валовий хімічний состав пісків, % на прожарену наважку

| Піски | SiO ₂ | Al ₂ O ₃ | Fe ₂ O ₃ | CaO | MgO | Na ₂ O | K ₂ O | P ₂ O ₅ |
|---------------------|------------------|--------------------------------|--------------------------------|------|------|-------------------|------------------|-------------------------------|
| Каракуми | 87,76 | 2,26 | 0,74 | 0,84 | 0,23 | 0,9 | 0,7 | 0,02 |
| Урочище Уштаган | 90,81 | 1,93 | 2,83 | 0,84 | 0,31 | 0,92 | 0,66 | – |
| Тераса Ками, Казань | 93,67 | 2,87 | 1,12 | 0,35 | 0,29 | 0,30 | 0,56 | 0,03 |
| Житомирське Полісся | 96,5 | 1,5 | 0,3 | 0,6 | 0,3 | 0,2 | 0,4 | – |
| Київське Полісся | 96,6 | 1,5 | 0,4 | 0,6 | 0,3 | 0,1 | 0,3 | – |
| Лісостеп | 89,4 | 3,0 | 0,2 | 0,6 | 0,9 | – | – | – |

ЕКО дерново-борових ґрунтів є невисокою — 2 – 6 мг-екв/100 г у верхніх горизонтах, а вниз уздовж профілю різко знижується, заповненою переважно обмінним кальцієм — до 80 %. Насиченість їх основами становить під лісом 40 – 60 %, а в орних ґрунтах 70 – 85 %, рН_{H₂O} 6 – 6,5. Їх гумусованість є незначною — 0,6 – 1 % в орному шарі і всього 0,1 % на глибині 0,5 м. З цим пов'язаний украй низький валовий вміст N (< 0,03 %), P — 0,07 – 0,09, K — 0,5 – 1,0 %.

Д.Г. Тихоненко на підставі аналізу численних даних з мікроморфології та мінералогії цих ґрунтів, за профільним розподілом у них мулу, балансу біогенних та типоморфних елементів, передусім залі-

за та інших елементів зі змінною валентністю у зв'язку з окисно-відновлювальним та кислотно-лужним режимами, а також алюмінію зробив висновок про те, що легкі ґрунти піщаних арен Руської рівнини південніше від широти Санкт-Петербурга сформувалися внаслідок *залізо-акумулятивного* (феритного) процесу ґрунтогенезу, в якому як ніде виявляється встановлена С.В. Зонном і А.Д. Фокінім типоморфна роль залізистих сполук.

Залізо-акумулятивний тип ґрунтогенезу, що панує на літологічно та екологічно одноманітних пісках південного заходу Руської рівнини, породжує в цих умовах оригінальний ґрунтолітогенний продукт, названий Д.Г. Тихоненком *іржаво-буром* (згідно з вітчизняною номенклатурною традицією, наприклад, чорнозем — чорна земля, бурозем — бура земля тощо). Іржаво-буре забарвлення цим ґрунтам надають сполуки заліза — типоморфного для легких ґрунтів елементі зі змінною валентністю. Його прикметна біогеохімічна «за-тримка» в профілі піщаних ґрунтів (на тлі інтенсивного видалення з нього лужних і лужноземельних елементів, алюмінію і навіть крем'янки) фактично й визначає їх сучасне озалізнення під час залізо-акумулятивного процесу ґрунтогенезу. Ксероморфність, яка є неодмінною рисою формування ґрунтів на пісках, у край сповільнює прояв в іржаво-бурих ґрунтах акумулятивних тенденцій, що зумовлює дуже низький вміст мулу та гумусу — 0,5 – 1,5 %, який має фульватний характер за наявності великої кількості детриту — 50 – 60 %. Легка міграція фульватів уздовж профілю не призводить до *E – I*-диференціації профілю, а, навпаки, супроводиться посиленням акумулятивних тенденцій, які діагностуються залізистими плівками на зернах піску. Слабкі ознаки профільної диференціації є літогенно успадкованими від первинно стратифікованої піщаної товщі тощо. Профіль іржаво-бурих ґрунтів, сформованих на пісках у сухому й теплому терморезимі за безроздільної оксигенізації вільним повітрям у крупних шпарилах під пологом змішаних лісів та ксеропсамофітних трав'янистих фітоценозів, складається з таких генетичних горизонтів: H_0 — лісова підстилка, H — гумусово-акумулятивний, $Phmf$ — перехідний слабогумусований, озалізнений, метаморфізований; P — кварцовий пісок. Серед іржаво-бурих ґрунтів виділяють такі типи: 1) іржаво-бурі автоморфні; 2) іржаво-бурі глее-елювіальні; 3) іржаво-бурі степові; 4) іржаво-бурі степові глейові. У постплейстоцені вони стали членами еколого-еволюційного ряду ґрунтів: мерзлотне озалізнення пісків змінилося в ранньому голоцені першими підбурами, які еволюціонували в іржаво-бурі ґрунти від атлантичного періоду середнього голоцену до сучасності та їх теперішні агроземні варіанти, які мають шанс трансформуватися в агроземи іржаво-бурі.

Іржаво-буроземогенез охоплює фактично всі піски Руської рівнини, причому озалізнення, як не дивно, абсолютно «не враховує» при

цьому зональні особливості території — на півночі його межа проходить уздовж широти Санкт-Петербурга, а на півдні закінчується там, де розпочинається напівпустеля — Присивашся, що пов'язано з екологією цього типу ґрунтогенезу. Північніше від широти Санкт-Петербурга температура перехідного горизонту зрівнюється з температурою повітря, що сприяє утворенню в тих умовах підбурів (В.О. Таргульян). В умовах напівпустелі їх утворення також припиняється у зв'язку із загальним термоаридним гальмуванням ґрунтогенезу. Ґрунтолітогенні утворення на пісках пустель вперше назвав «розсипчастопіщаними світлоземами» М.О. Дімо, а в подальшому О.М. Розанов відніс їх до типу сіроземів піщаних, які тепер вважають самостійним типом *пустельних піщаних ґрунтів*.

Освоєння пісків та піщаних ґрунтів. Основним принципом освоєння піщаних масивів є комплексне використання цих незвичайних субстратів у конкретних ландшафтно-біокліматичних умовах з урахуванням усіх перелічених вище їх специфічних властивостей та екологічних режимів. Піщані ариди можуть бути відведені під вигінно-пасовищні та сінокісні угіддя, виноградники, сади, ягідники, для створення лісових насаджень різноцільового призначення, вирощування баштанних, лікарських, медоносних, квітково-декоративних та інших сільськогосподарських культур.

Серед пустельних автоморфних ґрунтів піщані різновидності характеризуються своїми найліпшими властивостями та сприятливими для розвитку природної рослинності екологічними режимами, через що величезні простори піщаних пустель відведено під найцінніші тут пасовищні угіддя. Однак для культивування сільськогосподарських рослин ці ґрунти є несприятливими передусім через фізичні властивості: поливні води швидко просочуються вниз, тому потрібно частіше поливати малими дозами, що ускладнює та здорожує технологію зрошення.

Умови Степу дають змогу вирощувати на пісках та піщаних ґрунтах цінні лісові, плодові, частково сільськогосподарські та багато інших рослин з екологічної групи псамофітів.

За будь-яких обставин освоєння, окультурювання та раціональне використання ґрунтолітогенних утворень піщаних арен мають здійснюватися в системі заходів активно запобіжного спрямування щодо дефляції.

Прикладами ефективного освоєння піщаних масивів є успішне заліснення Олешковських пісків, отримання до 140 ц/га яблук Ренет Симиренко в експериментальних садах на чорноземах супіщаних Інституту зрошуваного садівництва ім. М.Ф. Сидоренка УААН (м. Мелітополь), високобонітетні соснові насадження, закладені в першій чверті XVIII ст. на піщаних ґрунтах борової тераси р. Сіверський Донець Малинівської дачі Чугуєво-Бабчанського лісового технікуму, у навчально-дослідному лісгоспі «Скрипай» ХНАУ та ін.

19.4. Галоморфні ґрунти

Галоморфні ґрунти формуються в акумулятивних або палеоаккумулятивних ландшафтах, що забезпечує участь у ґрунтогенезі (постійну або на якійсь стадії) водорозчинних солей, зазвичай, несприятливих для росту та розвитку рослин. У межах цієї групи К.К. Гедройц виділив: 1) засолені (солончаки, солончакові і солончакуваті ґрунти); 2) солонці та солонцюваті ґрунти; 3) солоді.

19.4.1. Солончаки та солончакові ґрунти

Солончаки — це ґрунти, які містять у шарі 0 – 30 см солі в кількості, вищій за поріг коагуляції, а з огляду на різну токсичність солей для рослин — > 0,6 % соди, або > 1 % хлоридів, або > 2 % сульфатів. Найтоксичніший для сільськогосподарських рослин карбонат натрію (Na_2CO_3) при кількості > 0,6 % робить ґрунт повністю неродючим, а близько 0,1 % — пригнічує рослини. Ґрунти, які мають різну (але меншу ніж у солончаках) кількість легкорозчинних солей, називаються солончаковими. Їх класифікують за: 1) кількістю; 2) якістю та 3) глибиною залягання солей.

В.В. Докучаєв і М.М. Сибірцев називали усі засолені ґрунти, в тому числі й солончаки, «солонцями». Сучасний поділ галоморфних ґрунтів, їх систематика та екогенетична характеристика ґрунтуються на дослідженнях К.Д. Глінки, В.С. Богдана, М.О. Дімо, Е. Гільгарда. Вагомий внесок у вивчення засолених ґрунтів зробили В.А. Ковда, О.М. Іванова, К.К. Гедройць, О.Н. Соколовський, Г.С. Гринь, О.М. Можейко, Г.М. Самбур, А.В. Новікова, Ю.Є. Кізяков, В.В. Єгоров, Ж. Обер, І. Сабольч та ін. Площа солончаків на земній кулі становить 69,8 млн га, а площа усіх засолених ґрунтів перевищує 240 млн га (М.М. Розов, М.М. Строганова, О.В. Лобова, А.В. Хабаров).

За кількістю солей виділяють слабо-, середньо-, сильносолончакові ґрунти та солончаки (табл. 19.7), а за їх хімізмом (якістю): хлоридний, сульфатний і содовий типи засолення ґрунтів, які в природі, зазвичай, є змішаними: сульфатно-содовий, сульфатно-хлоридний, содово-сульфатно-хлоридний тощо.

За глибиною залягання солей розрізняють поверхнево-солончакові, солончакові, солончакуваті та глибоко-солончакуваті ґрунти. У поверхнево-солончакових ґрунтах легкорозчинні солі є в наявності тільки в межах верхнього (0 – 40 см) шару, у солончакових — по всьому профілю ґрунтів, у солончакуватих — глибше від 40 см, а у глибоко-солончакуватих — у нижній частині профілю або в материнській породі.

Формування галоморфних ґрунтів відбувається за наявності двох процесів: галогенезу в ландшафті та надходженні солей до ґрунтового профілю.

Таблиця 19.7. Типи засоленних ґрунтів за сухим залишком, %
(В.А. Ковда, В.В. Єгоров)

| Засоленість | Тип засолення | | | |
|-------------|---------------------|---------------------|------------------|-------------------|
| | хлоридно-содовий | сульфатно-содовий | содово-хлоридний | содово-сульфатний |
| Немає | 0,15 | 0,15 | 0,15 | 0,15 |
| Слабка | 0,15–0,25 | 0,15–0,30 | 0,15–0,25 | 0,15–0,25 |
| Середня | 0,25–0,4 | 0,3–0,5 | 0,25–0,4 | 0,3–0,5 |
| Сильна | 0,4–0,6 | 0,5–0,7 | 0,4–0,6 | 0,5–0,7 |
| Солончаки | 0,6 | 0,7 | 0,6 | 0,7 |
| | сульфатно-хлоридний | хлоридно-сульфатний | хлоридний | сульфатний |
| Немає | 0,2 | 0,25 | 0,15 | 0,3 |
| Слабка | 0,2–0,3 | 0,25–0,40 | 0,15–0,30 | 0,3–0,6 |
| Середня | 0,3–0,6 | 0,4–0,7 | 0,3–0,5 | 0,6–1,0 |
| Сильна | 0,6–1,0 | 0,7–1,2 | 0,5–0,8 | 1,0–2,0 |
| Солончаки | 1 | 1,2 | 0,8 | 2,0 |

Існує кілька першоджерел галогенезу.

1. Геологічні породи, які трансформуються під впливом вивітрювання, стаючи основною причиною континентального накопичення хлоридів, сульфатів, нітратів, силікатів і особливо карбонатів (у тому числі натрію), з огляду на постійну участь у цих процесах CO_2 повітря. З поверхневими і підґрунтовими водами солі мігрують доти, поки не досягають кінцевого пункту — океану або безстічного басейну на суші. За підрахунками В.А. Ковди, щороку у Світовий океан надходить з континентів до 3 млрд т солей, а у безстічні області континентів — близько 1 млрд т.

2. Важливим джерелом засолення ґрунтів стають первинно засолені соленосні породи різного походження. Особливо інтенсивне надходження солей в ландшафти відбувається при тектонічних підняттях, коли соленосні морські породи виходять на поверхню. Солеві пласти здатні ініціювати засолення ґрунтів навіть з великої глибини за умови, якщо вони контактують з підґрунтовими водами (О.Н. Соколовський, 1940).

3. Виверження вулканів також поставляють до ландшафтів та їх ґрунтових компонентів значні кількості різних солей.

4. Імпульверізація, тобто перенесення солей з моря на сушу еоловим шляхом (за допомогою вітру), була помічена Г.М. Висоцьким, який показав, що атмосферні опади у приморських регіонах містять до 400 мг/л солей.

5. З розвитком зрошення значним джерелом засолення ґрунтів стають зрошувальні та іригаційні ґрунтово-підґрунтові води, які наближаються до поверхні за відсутності достатнього дренажу зрошуваних земель.

6. Накопиченню солей у ґрунтах сприяє також, за В.Р. Вільямсом, участь у ґрунтогенезі галофітних високозольних (з підвищеним умі-

стом Na, K, Cl, S) рослин, які в аридних ландшафтах розвивають глибоку кореневу систему, здатну перетягувати солі з літогенної товщі до поверхні ґрунту.

Здебільшого безпосереднім постачальником солей до ґрунтів слугують підґрунтові води, коли в умовах аридного клімату вони випаровуються і зумовлюють розвиток гідроенно-акумулятивного ЕГП — засолення. Його результатом стає накопичення легкорозчинних солей по всьому профілю ґрунтів, або в певних його горизонтах. Цьому сприяють: 1) переваження випаровування над кількістю атмосферних опадів; 2) залягання підґрунтових вод на такій глибині, з якої вони можуть підніматися і брати участь у накопиченні солей; 3) водопідйомна здатність ґрунту, яка забезпечує підняття підґрунтових вод до певного рівня. Ця властивість ґрунту значно визначається його важким гранулометричним складом — якщо піщані ґрунти здатні підняти воду тільки на 0,5 – 1,0 м, то суглинисті — до 10 м.

Ці три умови, у разі реалізації їх, забезпечують випітний тип водного режиму. Виділяють два його підтипи: евапораційно-випітний і десуктивно-випітний. Евапорація, тобто фізичне випаровування з самої поверхні ґрунту, активно відбувається тоді, коли немає рослинного покриву. При евапораційно-випітному водному режимі утворюються солончаки. Десукція — це випаровування вологи із ґрунту через кореневі системи рослин. При десуктивно-випітному водному режимі глибина, з якої спостерігається максимальна витрата вологи на випаровування, а отже, і максимальне накопичення солей, залежать від густоти (проективного покриття) рослин, ступеня розвитку їх надземної і підземної біомаси, а також гідротермічних умов конкретного регіону.

Суттєвий вплив рельєфу на засолення ґрунтів виявляється передусім у тому, що з його позитивних форм солі вимиваються, активно накопичуючись у депресіях, підґрунтових водах, а через них і в ґрунтах. Масштаби подібних ґрунтогенних солеакумуляцій та їх іонний склад значною мірою підпорядковуються клімату. Так, на півдні Лісостепу України, де КЗ дорівнює майже одиниці (0,9 – 1,0) до засолення здатні лише лучні, лучно-чорноземні та інші ґрунти надзаплавних терас (таких, як прилуцько-удайська, або однолесова тощо). При цьому у верхніх горизонтах ґрунту накопичується не більше ніж 0,5 – 0,6 % солей, переважно карбонатів і гідрокарбонатів натрію. В Степу Північному (КЗ 0,7 – 0,9) вміст солей у солончаках і солончакуватих ґрунтах підвищується до 1 %, а в їх складі, окрім карбонатів, з'являються також сульфати. Тип засолення ґрунтів у цій степовій підзоні змінюється від сульфатно-содового (на півночі) до содово-сульфатного (в центрі та на півдні). В ґрунтах Степу Південного, де КЗ < 0,7 може накопичуватись до 1,5 – 2,0 % солей, переважно сульфатів. В Степу Сухому (КЗ 0,45 – 0,56) вміст солей ся-

гає 2,0 – 3,0 %, що неодмінно призводить до зміни типу засолення переважно на хлоридно-сульфатний і меншою мірою на сульфатно-хлоридний (каштанові ґрунти узбережжя Сиваша). В аридних ландшафтах Євразії масштаби накопичення солей у підґрунтових водах і ґрунтах зростають настільки, що серед водорозчинних сполук переважають хлориди (напівпустеля) або навіть нітрати та борати (пустеля).

Солончаки (і солончакові ґрунти) утворюються різними шляхами, залежно від чого серед них виділяють два типові ряди ґрунтів: автоморфні (формуються за відсутності сучасного капілярного зв'язку профілю з підґрунтовими водами — переважно на засолених породах морського походження) і гідроморфні, утворені під впливом мінералізованих підґрунтових вод. Автоморфні солончаки поділяють на два підтипи: типові і пустельні отакирені (останні мають на поверхні шпарувату крихку розсолену кірочку в 2 см, розбиту на дрібні полігони). Гідроморфні солончаки поділяють на підтипи: типові, лучні, болотні, сорові (шорові), сазові, приморські (маршеві, мангрові), мерзлотні, грязьово-вулканічні тощо. Їх родові ознаки зумовлені джерелами (літогенні, біогенні, палеогідроморфні) та хімізмом засолення (нітратні, боратні, хлоридні, сульфатно-хлоридні, хлоридно-сульфатні, сульфатні, содово-хлоридні, содово-сульфатні, хлоридно-содові, сульфатно-содові, сульфатно-гідрокарбонатні, хлоридно-гідрокарбонатні).

Поділ на види здійснюється, як зазначено, за: 1) якістю; 2) кількістю; 3) характером профільного розподілу солей; 4) морфологією *Hs*-горизонту: пухлі, мокрі, отакирені, кіркові, чорні, білі, вицвітні. Кіркові солончаки утворюються при засолені хлоридом натрію; пухлі — сульфатом натрію; мокрі — хлоридами кальцію та магнію; чорні солончаки є добре гумусованими (лучними тощо) ґрунтами, засоленими карбонатом натрію; білі солончаки характеризуються високим вмістом на поверхні хлоридів натрію.

Класифікацію ґрунтів за ступенем засолення (солончакуватості) та хімізмом солей подано в табл. 19.8.

Таблиця 19.8. Класифікація засолення ґрунтів за сумою та хімізмом солей, %

| Тип засолення | Ступінь засолення | | | |
|---------------------------------------|-------------------|-----------|----------------|----------|
| | Слабке | Середнє | Сильне | Надмірне |
| Хлоридний і сульфатно-хлоридний | 0,1–0,2 | 0,2–0,4 | 0,4–0,8 | > 0,8 |
| Хлоридно-сульфатний | 0,2–0,4 | 0,4–0,6 | 0,6–0,9 | > 0,9 |
| Сульфатний | 0,3–0,4 | 0,4–0,8 | 0,8–1,4 | > 1,4 |
| Хлоридно-содовий і содово-хлоридний | 0,1–0,2 | 0,2–0,3 | 0,3–0,5 | > 0,5 |
| Сульфатно-содовий і содово-сульфатний | 0,15–0,25 | 0,25–0,40 | 0,4–0,6 | > 0,6 |
| Сульфатно-хлоридно-гідрокарбонатний | 0,2–0,4 | 0,4–0,5 | Не трапляються | |

Окрім легкорозчинних сполук, засолені ґрунти містять також гіпс і карбонати кальцію та магнію. Профіль солончаків не має диференціації за гранулометричним і мінералогічним складом, валовим вмістом оксидів алюмінію, заліза та силіцію. Це підтверджене зробленою авторами на узбережжі Сиваша посеред буро-зелених куртин галофілних сукулентів (*Salsola soda*, *Salicornia europaea*, *Galocnemum stobilaceum*, *Suaeda salsa*, *Petrosimonia brachiata*) опис солончака каштанового приморського хлоридно-сульфатного глейового середньосуглинистого на оглеєному засоленому черепашковому суглинку:

Hsk (0 – 5) — гумусовий, зі слідами черепашкового наносу, темнувато-брунатний, скипає, засолений хлоридами і слабше — сульфатами, різко переходить у

Hs(g)k (5 – 22) — гумусовий, бурувато-сірий, пухкий, середньосуглинистий, вологий, прожилки та трубочки легкорозчинних солей, іржаво-оливкові плями, скипає по включеннях черепашок;

Hpglsk (22 – 32) — гумусово-перехідний, оглеєний, карбонатний, вологий, сизий, переходить у

Pglks (32 – 49) — оглеєний, засолений середній суглинок з черепашками, скипає.

Неподалік від цього розрізу вузькою смугою залягає прибережний *солоний мул* — зеленувато-сірий, місцями аспідно-чорний в'язкий, топкий, перемішаний з черепашками суглинок, з сильним запахом сірководню. Його висохлі, потріскані, позбавлені рослинності латки мають такироподібний габітус.

Кількість гумусу в приповерхневих горизонтах солончаків, зазвичай, не перевищує 1 %, але у лучних солончаках досягає 5 %. Від цього, а також від мінералогічного складу мулу залежить величина ЄКО: як правило, вона в жодному з горизонтів не виходить за межі 10 – 20 мг-екв/100 г. Склад увібраних катіонів при цьому багато в чому визначається хімізмом засолення. Реакція ґрунтового розчину у хлоридних і сульфатних солончаків є нейтральною, а у содових — лужною (рН до 9 – 10) (табл. 19.9). В маршах і манграх трапляються також кислі солончаки, причиною чого стає галун $\text{KAl}(\text{SO}_4)_2$, продурований у цих ландшафтах при окисненні сульфідів.

Таблиця 19.9. Вміст солей у солончаку мангровому Нижньої Гвінеї, мг-екв/100 г повітряно сухого ґрунту (В.Д. Муха)

| Горизонт | См | Сухий залишок, % | pH | Cl ⁻ | SO ₄ ²⁻ | Ca ²⁺ | Mg ²⁺ | Na ⁺ +K ⁺ | Cl:SO ₄ | (Na ⁺ +K):Ca+Mg | Na:Cl |
|--------------|--------|------------------|-----|-----------------|-------------------------------|------------------|------------------|---------------------------------|--------------------|----------------------------|-------|
| <i>HGls</i> | 0–18 | 2,70 | 4,0 | 13,06 | 27,34 | 1,62 | 6,57 | 32,21 | 0,48 | 3,93 | 2,47 |
| <i>HpGls</i> | 18–38 | 3,09 | 4,0 | 16,83 | 30,52 | 2,63 | 7,96 | 36,76 | 0,55 | 3,47 | 2,18 |
| <i>PhGls</i> | 38–76 | 3,31 | 4,5 | 18,21 | 32,75 | 3,35 | 13,28 | 34,33 | 0,56 | 2,06 | 1,88 |
| <i>PGLs</i> | 76–103 | 5,60 | 5,0 | 39,02 | 50,93 | 7,75 | 29,87 | 52,33 | 0,77 | 1,39 | 1,34 |

Солончак кислий мангровий типовий («*potopot*», «*katecays*») описав у Нижній Гвінеї (район Кабайя) В.Д. Муха (1980) на західному узбережжі Атлантики, часто й надовго затоплюваному приливними водами. Його середній рівень, де закладено розріз, зайнятий добре розвиненими чагарниками *Avicenia* та галофільними травами з родів *Sesuvium* і *Phyloxerus*.

HGls (0 – 18) — буро-темно-сірий з блакитним відтінком і вохристо-іржавими плямами, горіхуватий, глинистий, середньоущільнений, вологий, пронизаний корінням, засолений сульфатами та хлоридами, поступово переходить у

HPGls (18 – 38) — бурувато-сірий з блакитним відтінком, рясні вохристо-іржаві плями, горіхуватий, глинистий, середньо ущільнений, вологий, засолений сульфатами і хлоридами, поступово переходить у

PhGls (38 – 76) — блакитно-сірий з вохристими плямами, дрібногоріхуватий, глинистий, мокрий, в'язкий, засолений сульфатами і хлоридами, поступово переходить у

PGLs (76 – 103) — блакитно-сіра сильно оглеена та засолена океанічна глина.

При освоєнні цих ґрунтів під посіви рису в них різко підвищується кислотність, через що їх слід вапнувати перед внесенням NP-добрив (табл. 19.10).

Таблиця 19.10. Вплив добрив та вапна на врожай зеленої маси вівса на мангровому солонцюватому ґрунті, г/посудину (вегетаційний дослід, В.Д. Муха, 1968 – 1980)

| Номер | Варіант досліду | г/посудину | % |
|-------|--|------------|-----|
| 1 | Без добрив | 80,7 | 100 |
| 2 | N ₃₀ P ₂₀ | 118,3 | 147 |
| 3 | Вапно 5 т/га | 153,3 | 190 |
| 4 | Вапно 5 т/га + N ₃₀ P ₂₀ | 199,3 | 247 |

Показово, що водно-фізичні властивості ґрунтів, засолених нейтральними солями, є екологічно оптимальними, оскільки висока концентрація таких солей сприяє коагуляції колоїдів, забезпечуючи добру мікроагрегованість і відповідно достатньо високу шпаруватість і водопроникність. Солончаки ж, які містять гідролітично лужні солі, мають винятково несприятливі водно-фізичні властивості, оскільки лужна реакція зумовлює пептизацію колоїдів, а отже, зливість ґрунтової маси. В сухі періоди поверхня содових солончаків розтріскується на дуже щільні (2 г/см³) тверді блоки, при зволоженні вона перетворюється в грязюку, якою закриваються тріщини.

Ґрунти, менш засолені, ніж солончаки, займають на планеті площу близько 170 млн га. Роди таких засолених (солончакових та

солончакуватих) ґрунтів виділяють у лучних, лучно-чорноземних, каштанових, лучно-каштанові, бурих аридних, лучно-бурих та багатьох інших ґрунтових типах. Джерела та шляхи їх засолення є загалом такими самими, як і в типових солончаків. Поділ засолених ґрунтів на роди здійснюють за співвідношенням солей, а види діагностують за ступенем засолення (надмірно-, сильно-, середньо- і слабкозасолені, див. табл. 19.8). За глибиною залягання верхнього сольового горизонту виділяють: солончакуваті (S-горизонт знаходиться на глибині 30 – 80 см у незрошуваних ґрунтах і 50 – 100 см у зрошуваних) і глибокосолончакуваті (солі залягають відповідно глибше від 80 і 100 см).

Добрим індикатором типу та інтенсивності засолення ґрунту є рослинний покрив. На солончаках з їх дуже високим ступенем засолення він є гранично зрідженим. Найчастіше тут трапляються неодноразово описані нами на розрізах солерос (*Salicornia herbacea*), сарсазан (*Halocnemum strobilaceum*), шведка (*Suaeda sp.*), солянки (*Salsola sp.*), а також чорний саксаул (*Haloxylon aphyllum*), біюргун (*Anabasis sabsa*) та інші галофіти. Солончаки з меншою концентрацією солей та ознаками солонцюватості вкривають покісниця (*Puccinellia sp.*), ячмінь короткоостий (*Hordeum brevisubulatum*), кермек (*Limonium gmelini*), подорожник (*Plantago salsa*), кок-пек (*Atriplex cana*), айстра солончакова (*Aster tripolium*), бассія (*Echinopsilon sedoides*). Продуктивність трав на солончаках лучних хлоридно-сульфатних досягає 20 т/га (Н.І. Базилевич, 1955), зате на содових солончаках вона стає мізерною. Галофільна (солончакова) флора відрізняється своєю високою зольністю (у м'ясистих солянок 40 – 55 %, напівсухих солянок — 20 – 30, ксерофітних видів полину — 10 – 20 %, тоді як у негалофітних видів вона не перевищує 10 %).

Використання солончаків у рільництві стає можливим тільки після проведення комплексу меліоративних, зазвичай непростих, робіт. Він включає зниження рівня підґрунтових вод до глибини, більшої за критичну (такою є глибина, з якої вони здатні брати участь у реставрації солончакового процесу, тобто засолення), і промивку прісними водами, яка забезпечує високоефективне розсолення кальцієво-магнієвих солончаків. Однак, якщо переважають солі натрію, розсолення профілю починає дуже гальмуватися через осолонцювання верхнього горизонту і втрату при цьому водопроникності ґрунту. Такі ґрунти І.С. Рабочев рекомендує промивати поетапно з використанням на першому етапі мінералізованих вод з вмістом солей 6 – 7 г/л, потім 2 – 3 г/л (другий етап) і до 1 г/л (третій етап). Зменшення мінералізації промивних вод здійснюється при цьому за рахунок вирівнювання вмісту солей у дренажних і промивних водах. Перед заключним етапом на поверхню ґрунту обов'язково вносять до 2 – 3 т/га гіпсу.

Меліорацію солончакових і солончакуватих ґрунтів здійснюють принципово такими ж прийомами, що й типових солончаків. На півдні України, а також в аналогічних регіонах інших країн з достатньою теплозабезпеченістю і наявністю достатніх ресурсів прісних вод для меліорації солончаків хлоридно-сульфатних, лучно-каштанових солонцювато-солончакуватих, солонців лучних солончакуватих та інших засолених ґрунтів є сенс щонайширше використовувати потужний меліоративний та агротехнологічний потенціал такої привабливої для вирішення продовольчої проблеми галузі сільськогосподарського виробництва, як рисівництво.

Подальше підвищення родючості меліорованих солончаків здійснюється в екологізованих системах їх окультурювання з внесенням на тлі гіпсування органічних і мінеральних добрив, поліпшенням структури ґрунту травосіянням, посиленням біоактивності ґрунтів угноєнням тощо. В період освоєння опріснених промиванням ґрунтів необхідно вирощувати на фоні дренажу такі солестійкі культури, як люцерна, ячмінь, сорго, пшеницю. На рисових зрошувальних системах солончаки і солонці солончакуваті найдоцільніше використовувати в спеціалізованих рисово-люцернових сівозмінах з таким чергуванням культур: рис, рис, ячмінь + люцерна, люцерна, люцерна. Освоєння засолених ґрунтів в умовах зрошуваного землеробства здійснюється в системі прийомів щодо запобігання вторинному засоленню, ключовими блоками якої є оптимальний режим зрошення зі своєчасним відведенням промивних вод, розпушування верхнього шару ґрунту, посадка дерев уздовж каналів тощо.

Солончаки регіонів богарного (незрошуваного) землеробства, зазвичай, використовуються як малопродуктивні пасовища. Проте можливості підвищення їх господарської значущості і тут є немалими та екологічно привабливими, з огляду на таку, суто біогеохімічну особливість — галофільні травостої вельми смакують траводійній хуробі, небайдужий саме до NaCl.

19.4.2. Солонці та солонцюваті ґрунти

Солонці мають такий комплект екогенетичних ознак: 1) *E* – *I*-диференційований профіль; 2) лужна реакція ілювіального та більш глибоких горизонтів; 3) стовпчаста, призматична, брилиста або крупногоріхувата структура та висока щільність *I*-горизонту; 4) наявність у *I*-горизонті поглинутого Na >15 % від ЄКО (або увібраного Mg > 40 % від ЄКО при меншій за 15 % кількості натрію); 5) засоленість профілю під *I*-горизонтом.

За систематикою ґрунтів ФАО-ЮНЕСКО солонці вважають ґрунтами з «натрієвим» горизонтом, тобто оглиненим *I*-горизонтом з вмістом увібраного Na >15 % від ЄКО. XII Міжнародний конгрес ґрунтознавців (Нью-Делі, 1982) об'єднав солонці з содовими солончаками в

один тип натрієвих лужних ґрунтів зі стовпчастою структурою. Дискутується також генезис степових ґрунтів з морфогенетичними ознаками солонцюватості (структура, будова профілю, екологічно несприятливі фізичні, фізико-хімічні та інші властивості), які позбавлені притаманного солонцям високого вмісту увібраного натрію і навіть маґнію. Різні автори називають такі ґрунти «фізичними», «безнатрієвими», «залишковими» солонцями, в яких натрію вже немає, але дух його «залишився» (О.Н. Соколовський). Оскільки вони значно поширені в семиаридних ландшафтах з їх сприятливим для землеробства радіаційним балансом, питання про роль натрію в походженні солонців набуває не лише важливого теоретичного значення, а й стає актуальним у прикладному аспекті. Проте діагностика солонців і особливо солонцюватих ґрунтів все ще залишається ускладненою, неоднозначною, методично не вирішеною.

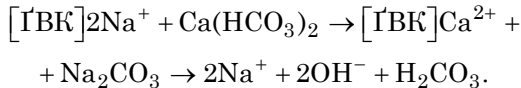
Солонцюватими називають чорноземні, каштанові, лучні, лучно-чорноземні та багато інших типів ґрунтів, які мають скільки-небудь помітні морфологічні, фізико-хімічні та інші екогенетичні ознаки і властивості солонців (К.Д. Глінка). Термін «солонець» у сучасному його значенні вперше вжив П.А. Земятчемський (1894), однак у класифікаціях В.В. Докучаєва і М.М. Сибірцева так було названо всі засолені ґрунти, і лише К.Д. Глінка (1906) виділив солонці в генетичний тип. Дослідження природи солонців, закономірностей їх формування, поширення, розробку методів і способів меліорації активно провадили К.К. Гедройць, В.А. Ковда, О.М. Іванова, І.М. Антипов-Каратаєв, Н.І. Базилевич, Г.С. Гринь, О.М. Можейко, О.М. Гринченко, Г.М. Самбур та ін.

Солонці, як і солончаки, не утворюють своєї ґрунтової зони, а трапляються окремими масивами, або латками (плямами) посеред ґрунтів іншого генезису. Фактично вони поширені на всіх континентах, де займають 77 млн га, а сукупно з солонцюватими ґрунтами — 212 млн га, з яких в Україні солонці займають 236 тис. га, а різною мірою солонцюваті ґрунти — 3,75 млн га (О.В. Лобова, А.В. Хабаров, М.І. Полупан та ін.).

Солонці є класичним віддзеркаленням субаридних та аридних ландшафтів різних термічних поясів, де річна сума опадів коливається в межах 100 – 600 мм при КЗ 0,2 – 0,9. Найбільші їх масиви трапляються в суббореальному поясі і значно менші — в тропіках і субтропіках. Найсприятливішими для утворення солонців є ландшафтні топопозиції з вирівняним рельєфом — рівнини, низовини, великі тектонічні западини (Західносибірська, Прикаспійська, Придніпровська, Середньо-Дунайська та багато інших аналогічних низовин), низькі надзаплавні лесово-степові тераси річок, приозерні тераси тощо. Їх стратиграфічне літогенетичне наповнення (пухкі дрібноземисті леси і лесоподібні суглинки, засолені морські та озерні глини, засолені ґрунтолітогенні глини пліоцену, алювій тощо)

також сприяють проявам солонцюватості, як і угруповання специфічної солонцевої флори: полин, кохія, камфоросма, ромашник, кермек та інші рослини з глибокою кореневою системою. На солонцях Лісостепу і Степу ростуть злаки роду *Festuca* (наприклад, типчак — вівсяниця бараняча) з поверхневою кореневою системою, яка сприяє їх задренованню. Характерним для галофітів є майже 20-разове переважаання підземної фітомаси над надземною, їх підвищена зольність та помітна участь у складі золи Na, Cl, S. Мікрофлора, проти зональних ґрунтів, є вочевидь збідненою, але поверхня солонців колонізується величезною кількістю різних видів водоростей.

Класичну теорію генезису солонців вперше розробив К.К. Гедройць. Його лабораторні експерименти і порівняльно-географічні дослідження в типовому за галогенезом регіоні Середньої Наддніпрянщини підтвердили, що «солонець виникає із солончаку». ГВК ґрунтів, засолених натрієвими сполуками, насичується Na. Зниження вмісту солей при промиванні атмосферними опадами (або іншими шляхами) супроводиться зникненням електролітів-коагуляторів. У збіднені натрієм ґрунтові розчини витискується Na із ГВК за реакцією Гедройця:

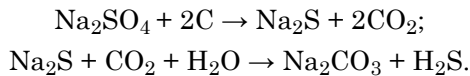


Спричинена содою висока лужність ґрунтового розчину полегшує пептизацію органо-мінеральних колоїдів ґрунту, ініційовану увібраним натрієм. Переходячи в стан золю, вони легко мігрують вниз по профілю, а також руйнуються з утворенням SiO_2 , R_2O_3 та інших гідрооксидів. Продукти руйнування разом з органічними речовинами також переміщуються вниз і на певній глибині утворюють ілювіальний (солонцевий) горизонт вмивання.

При подальшому лужному гідролізі та вилуговуванні його продуктів солонці еволюціонують у ґрунти нового типу — *солоді*. Згідно з концепцією К.К. Гедройця, визначальним моментом у генезисі солонців є утворення *соди* — головного чинника підлужування, а отже, й пептизації ґрунтових колоїдів. Як видно з реакції К.К. Гедройця, сода з'являється в ґрунтовому розчині внаслідок витискування Na^+ з ГВК іонами H^+ та Ca^{++} , які містяться у ґрунтовому розчині.

Подальші дослідження І.М. Антипова-Каратаєва та В.А. Ковди показали, що схема Гедройця є поширеним, але не єдиним шляхом утворення солонців, які виникають не лише при розсолненні, а й при засоленні ґрунтів, якщо воно є содовим. Гідроморфний ґрунт, в якому продукується нехай у незначних кількостях, але перманентно, сода, формує стабільно сильно лужну реакцію ґрунтового розчину

(рН 9 – 10). За таких ґрунтово-екологічних умов ҐВК неодмінно насичується на 60 – 80 % від ЄКО іонами натрію, чим, власне, й забезпечується формування суто солонцевого профілю ґрунтів з характерною *E – I*-диференціацією внаслідок переміщення вниз пептизованого гідролітично лужного содоу мулу. Сода, як і багато інших солей, виникає при вивітрюванні мінералів і мінералізації фіторешток. Зі специфічних шляхів її утворення, окрім реакції Гедройця, не менш поширеною в природі є також реакція Гільгарда: $\text{Na}_2\text{SO}_4 + \text{CaCO}_3 \rightarrow \text{Na}_2\text{CO}_3 + \text{CaSO}_4$. Екологічно знаковим постачальником соди до ґрунту є також сульфатредукція, здійснювана анаеробними мікроорганізмами за низького ОБП у перезволожених ґрунтах, засолених сульфатами та енергетично збагачених органічними речовинами:



Д.Г. Віленський (1924) і К.Д. Глінка (1926) пов'язували генезис солонців із сучасним засоленням ґрунту під впливом мінералізованих підґрунтових вод і його періодичним розсоленням. Набуття ґрунтом солонцевих властивостей немалою мірою пов'язано зі специфікою ҐВК. Так, якщо його мінеральна частина представлена монтморилонітом або іншими гідрофільними сполуками, солонці набувають різко вираженої здатності до набухання, стають в'язкими, липкими та мають цілу низку інших екологічно несприятливих властивостей (В.А. Ковда; М.П. Панов). Подальшому осолодінню надсолонцевого горизонту суттєво сприяє глее-елювіальний процес, який ініціюється періодичним перезволоженням поверхневої частини профілю талими та дощовими водами (С.П. Ярков). Дослідження в Причорномор'ї показали, що на початковій стадії осолонцювання лучних ґрунтів (утворення солонцю коркового) домінувала сіалітизація (оглинювання), а у міру трансформації грубизни надсолонцевого і солонцевого горизонтів прогресував перерозподіл між ними мулистих часток та ущільнення солонцевого *HI*-горизонту (Ю.Є. Кізяков).

М.П. Панов (1972) вважає солонці полігенетичним продуктом, що підтвердила О.М. Самойлова (1988) своїми узагальненнями, — їх профіль формується під впливом складної комбінації таких процесів, як:

- *осолонцювання*: входження Na^+ до ҐВК та надходження соди у ґрунтовий розчин спричинює його підлужування і пептизацію колоїдів;

- *осолодіння*: руйнування пептизованих мінералів тонких фракцій, винесення продуктів руйнування і розчинної органічної речовини вниз за профілем;

- *глее-елювіювання* у надсолонцевому осолоділому горизонті;

► *дерновий ґрунтогенез* у верхній частині надсолонцевого горизонту;

► *накопичення* в підсолонцевому горизонті легкорозчинних солей, гіпсу, карбонатів (в автоморфних солонцях — за рахунок виносу солей з верхньої частини профілю, а в гідроморфних і напівгідроморфних — з підґрунтових вод при їх випаровуванні);

► *оглеєння* нижньої частини профілю гідроморфних солонців.

Незважаючи на ускладненість класифікації солонців, все ж за характером водного режиму серед них легко виділяють три типи:

► *автоморфні* — степові (підґрунтові води глибше від 6 м).

► *напівгідроморфні* — лучно-степові (підґрунтові води на глибині 3 – 6 м).

► *гідроморфні* — лучні (підґрунтові води на глибині 1 – 3 м).

Підтипи солонців виділяють з урахуванням зональних умов. Автоморфні солонці поділяють на чорноземні, каштанові, бурі аридно-напівпустельні. Серед напівгідроморфних виділяють: лучно-чорноземні, лучно-каштанові, лучно-бурі напівпустельні, напівгідроморфні мерзлотні. Підтипами солонців гідроморфних є чорноземно-лучні, каштаново-лучні, бурі аридні лучні, лучно-болотні, лучні мерзлотні.

Роди діагностують за кількома ознаками:

► *хімізм* (тип) засолення: а) лужні (содові, содово-сульфатні, содово-хлоридно-сульфатні); б) нейтральні (сульфатно-хлоридні, хлоридно-сульфатні);

► *глибина верхньої межі сольових акумуляцій*: солончакові (5 – 30 см), високосолончакуваті (30 – 50 см), солончакуваті (50 – 100 см), глибокосолончакуваті (100 – 150 см), несолончакуваті (150 – 200 см);

► *ступінь засолення*: солонці-солончаки, сильно-, середньо-, слабкозасолені, незасолені (трапляються зрідка);

► *глибина залягання карбонатів і гіпсу*: висококарбонатні (вище від 40 см), глибококарбонатні (нижче від 40 см), високогіпсові (вище від 40 см) і глибокогіпсові (нижче від 40 см).

І.М. Антипов-Каратаєв, з огляду на вміст обмінного Na^+ , виділив, % від ЄКО: слабо- (5 – 10), середньо- (10 – 15); сильносолонцюваті (15 – 20) ґрунти та солонці (> 20).

Види солонців (поверхнево- та глибокосолонцюваті) виділяють за ознаками :

► *грубізна надсолонцевого (HE) горизонту*, см: кіркові (< 3), мілкі (3 – 10), середні (10 – 18) і глибокі (> 18);

► *вміст увібраного Na в солонцевому (HI) горизонті*, % від ЄКО: залишкові (< 10), мало- (10 – 25), середньо- (25 – 40) і багатонатрієві (> 40);

► *ступінь осолодіння*: слабкоосолоділі, осолоділі, сильноосолоділі;

► *структура солонцевого горизонту*: стовпчасті, горіхуваті, призматичні, бриласті.

Роди і види виділяють у всіх типів і підтипів. Формування автоморфних (степових) солонців у зонах Степу Сухого і Напівпустелі пов'язано в основному з літогенетичним впливом засоленого підґрунтя. Солонці чорноземні утворюються переважно на пліоценових засолених ґрунтолітогенних глинах, що нерідко трапляються на схилах та на давніх лесових терасах. Автоморфні солонці здебільшого утворюють комплекси з чорноземними, каштановими та іншими зональними ґрунтами. Напівгідроморфні солонці утворюються на низьких надзаплавних терасах, у всіляких приозерних та інших западинах з додатковим підґрунтовим або змішаним (поверхневим і підґрунтовим) зволоженням. Солонці гідроморфні формуються в заплавах річок, приозерних та інших депресіях під мезоґалофітами (колосьняк чорноморський, подорожник солончаковий, кермек, полин солончаковий та інші представники галофільного різнотрав'я). Важливими показниками екогенетичних та агровиробничих особливостей солонців є: глибина залягання карбонатного та гіпсового горизонтів; уміст увібраного натрію в надсолонцевому і солонцевому горизонтах; ступінь гумусованості надсолонцевого *HE*-горизонту, рівень залягання підґрунтових вод та їх мінералізація.

Незважаючи на різне походження, всі солонці мають схожу будову профілю:

HE — гумусово-елювіальний надсолонцевий горизонт, білястий, пилуватий, пластинчастий або шаруватий, інколи глибистий, ґрубізна 1 – 30 см, різко переходить у

HI — гумусово-ілювіальний (солонцевий), щільний у сухому стані, тріщинуватий, структура стовпчаста, призматична, крупногоріхувата або брилиста, ґрубізна 15 – 32 см, помітно переходить у

PhIks — підсолонцевий, строкато забарвлений, карбонатний або гіпсовий у автоморфних солонців, нерідко поділяється на підгоризонти за кількістю і формами новоутворень; у гідроморфних солонців має максимум водорозчинних солей;

Pks — лесоподібний суглинок з видимими плямами легкорозчинних солей, гіпсу, карбонатів.

Для прикладу наводимо авторський опис каштанового середньосуглинкового сильносолонцюватого ґрунту на задернованій рівній ділянці Сухого Степу в Причорноморській низовині, порослій зрідженими куртинами *Artemisia maritima* (полин сантонінський) та іншими галофітами:

HE (0 – 23) — гумусово-елювіальний, виразно-сірий з брунатним відтінком, пухкогрудкуватий, розпорошений, горизонтально подільний (пластинчастий, помітно плитчастий), сивуватий від присипки аморфної крем'янки, чітко за кольором переходить у

HIk (23 – 41) — перехідний гумусово-ілювіальний, брунатний (каштановий), помітно ущільнений, свіжіший, середньосуглинковий, розпадається на горіхувато-призматичні гострокутні структурні

агрегати (злиті, глянцеві), внизу скипає з HCl , поступово, але коротко за забарвленням переходить у

IPk (41 – 65) — лесоподібний суглинок, бурувато-половий, призмоподібний (ілювіований), без видимих форм карбонатів, проте скипаючий з HCl ;

Pk (65 – 180) — лесоподібний палевий суглинок, з 130 см друзи гіпсу, на стінках при підсиханні біліють сульфати натрію та інші солі.

Екологічна та агровиробнича характеристика солонців, проблеми їх окультурювання. Солонці мають чітко диференційований профіль, помаркований погоризонтною відмінністю валового хімічного, гранулометричного, мінералогічного складу, перерозподілом колоїдів. Надсолонцевий *HE*-горизонт містить більше проти солонцевого оксиду силіцію, сірки та низки інших елементів, але менше мулистих часток (особливо колоїдів). Ґрунтові колоїди в солонцях неодмінно пептизовані, а отже, є високо рухомими. Реакція ґрунтового розчину в нижній частині профілю лужна, але в надсолонцевому горизонті вона буває нейтральною і навіть слабкокислою. Легкорозчинні солі містяться безпосередньо під солонцевим горизонтом (у гідроморфних солонців) або ще глибше. Підсолонцеві *HI*-горизонти в своїй нижній частині містять також багато карбонатів і гіпсу. Вміст і склад гумусу дуже розрізняються в солонцях окремих природних зон — у Степу та Напівпустелі не більше ніж 1,5 – 3,0 % в *HE*-горизонті, зате в солонцях чорноземно-лучних і лучних лісостепової зони його кількість досягає 6 – 10 %. Запаси гумусу у метровій товщі солонців коливаються від 100 – 180 т/га в зоні Степу Сухого та до 200 – 300 т/га в Степу та Лісостепу. У надсолонцевому горизонті переважають гумінові кислоти, а в солонцевому, навпаки, — фульвокислоти. Величина *ЄКО HE*-горизонту, залежно від його мінералогії та гумусованості, коливається від 20 до 50 мг-екв/100 г; в солонцевому *HI*-горизонті вона завжди вище, що зумовлено збільшенням у ньому вмісту колоїдів. Вміст увібраного натрію в *HE*-горизонті варіює від 6 до 60 %, кальцію — 20 – 70 % від *ЄКО*. Часто в значних кількостях (35 – 45 % *ЄКО*) містяться іони магнію. Содові солонці відрізняються високою лужністю (рН 8 – 10). Характерними для солонців є невелика забезпеченість рухомими сполуками фосфору, а також екологічно несприятливі водно-фізичні властивості. У сухому стані вони дуже щільні, а у зволоженому — сильно набухають, стають в'язкими, липкими. Водопроникність і доступність ґрунтової вологи рослинам низькі.

В Україні солонці поширені у лісостеповій, степовій і сухостеповій зонах. У Лісостепу переважають солонці напівгідроморфні (лучно-чорноземні) і гідроморфні (лучні та чорноземно-лучні), приурочені до лівобережних слабкодренованих терас Дніпра та його притоки, де залягають незначними плямами посеред лучно-чорноземних

солонцюватих ґрунтів. В Степу і Сухому Степу трапляються солонці усіх трьох типів, але участь їх в СІП різна. В Степу солонці автоморфні займають окремі невеликі масиви на схилах, а у Сухому Степу вони утворюють комплекси з темно-каштановими і каштановими солонцюватими ґрунтами. Напівгідроморфні і гідроморфні солонці степової і сухостепової зон часто займають окремі великі ділянки. Їх основні агрогенетичні та виробничі показники наведено у табл. 19.11.

Таблиця 19.11. Загальна характеристика солонців України (М.І. Полупан, Ю.С. Кізяков)

| Ґрунт | Горизонт | См | Мул | Фізична глина | Чинник дисперсності | Ґумус | pH _{водн} | ЄКО | Ca | Mg | Na |
|--|----------|-------|------|---------------|---------------------|-------|--------------------|------|------|------|------|
| Солонець чорноземний на пліоценових глинах | HE | 0–30 | – | – | – | 3,2 | 7,5 | 45,4 | 72,9 | 14,8 | 12,3 |
| | HI | 30–40 | – | – | – | 2,0 | 8,2 | 47,5 | 64,0 | 14,9 | 21,1 |
| Солонець чорноземно-лучний глибокий | HE | 0–30 | – | – | – | 2,9 | 7,4 | 12,9 | 63,6 | 22,5 | 13,9 |
| | HI | 30–40 | – | – | – | 1,3 | 7,8 | 25,3 | 36,0 | 27,3 | 36,7 |
| Солонець каштановий глибокий розораний | HE | 0–10 | 37,9 | 63,6 | 11,9 | 2,0 | 7,2 | 24,2 | 66,5 | 30,1 | 3,4 |
| | HI | 30–40 | 44,7 | 68,8 | 16,1 | 1,8 | 7,0 | 34,3 | 57,0 | 36,0 | 6,1 |
| | Phk | 50–60 | 32,7 | 50,9 | 17,0 | 0,7 | 8,2 | 31,7 | 61,2 | 31,2 | 7,6 |
| Солонець лучний цілинний | HE | 0–5 | 15,5 | 39,2 | 68,0 | 2,6 | 8,1 | 20,3 | 53,2 | 29,6 | 17,2 |
| | HI | 15–35 | 33,0 | 50,2 | 73,0 | 1,3 | 8,7 | 30,8 | 49,3 | 33,8 | 16,9 |
| | Phs | 35–47 | 22,9 | 47,9 | 29,0 | 0,6 | 8,1 | 32,5 | 49,8 | 37,5 | 12,6 |
| Солонець окультурований 36 років у рисовій сівозміні | An | 0–11 | 31,4 | 50,4 | 12,0 | 2,9 | 7,6 | 27,9 | 78,8 | 18,0 | 3,2 |
| | HI | 22–32 | 37,2 | 52,1 | 2,0 | 1,8 | 8,0 | 36,8 | 71,4 | 26,3 | 2,3 |
| | Ph | 33–60 | 32,4 | 48,3 | 10,0 | 1,1 | 7,7 | 36,6 | 61,6 | 36,1 | 2,3 |

Примітка: мул, фізична глина, ґумус — %; Ca⁺⁺, Mg⁺⁺, Na⁺ — % від ЄКО; чинник дисперсності за Н.А. Качинським.

Солонці і солонцюваті ґрунти у сільському господарстві України широко використовуються у сільськогосподарському виробництві на площі 3,1 млн га, з яких розорано 1,75 млн га. Проте через екологічно несприятливі для більшості вирощуваних рослин агрофізичні, фізико-хімічні, агрохімічні властивості та режими солонці та їх комплекси з солонцюватими та несолонцюватими ґрунтами відрізняються низькою біопродуктивністю.

Суттєве підвищення їх родючості пов'язується з докорінною меліорацією, основною метою якої є поліпшення фізико-хімічного та агрофізичного стану насичення ГВК кальцієм з витисненням натрію і руйнуванням щільного солонцевого горизонту. Меліоративне ґрунтознавство має на озброєнні екологічно аргументовану систему заходів, методів і прийомів меліорації, серед яких передусім виділя-

ють такі її напрями: хімічний, агробіологічний, землювання, фіто-меліорація.

1. **Хімічна меліорація** супроводиться внесенням у ґрунт меліорантів.

Кислування содових солонців практикується внесенням у поверхневий шар азотної або сірчаної кислот, які знижують лужність ґрунтового розчину з нейтралізацією соди, а пасивований CaCO_3 перетворюють на активний Ca гіпсу або селітри, яка поліпшує режим азотного живлення вирощуваних культур.

Гіпсування є класичним прийомом хімічної меліорації внесенням сиромеленого гіпсу, ангідриту або фосфогіпсу з метою заміни поглинутого натрію на кальцій. Цей прийом найбільш поширений у практиці окультурювання як содових, так і інших солонців (нейтрального засолення — хлоридно-сульфатних, сульфатних, сульфатно-хлоридних). Першим запропонував і науково аргументував цей прийом меліорації К.К. Гедройць, який водночас попередив, що «докорінна меліорація солонцю гіпсуванням — захід дорогої і потребує для успішності умілого застосування». І.М. Антипов-Каратаєв показав, що присутність іону натрію в кількості 5–10 % від ЄКО не чинить негативного впливу на властивості ґрунту і продуктивність рослин. У зв'язку з цим норму гіпсу в т/га було запропоновано визначати за формулою

$$\text{CaSO}_4 \cdot 2\text{H}_2\text{O} = 0,085(\text{Na} - 0,05T) \cdot H_0 \cdot d, \quad (1)$$

де Na — вміст увібраного натрію, мг-екв/100г ґрунту; T — ЄКО, мг-екв/100 г; H_0 — глибина орного шару, см; d — щільність солонцевого горизонту, г/см³; 0,086 — значення 1 мг-екв гіпсу, г.

Широкомасштабне гіпсування солонцевих ґрунтів у багатьох регіонах України, Росії, Казахстану, здійснене за радянських часів у період 1960–1980 рр., підтвердило, що далеко не завжди цей прийом забезпечує їх докорінну меліорацію, особливо в умовах Степу і Сухого Степу з їх недостатнім атмосферним зволоженням. Аналіз того досвіду надав змогу пояснити причини слабкої ефективності гіпсування. Визначення норми меліоранта за формулою, яка увійшла в усі підручники, не враховує:

► необхідності заміни натрію на кальцій не лише в орному шарі, а також у цілому по горизонтах $HE + HI$;

► той факт, що в Степу і Сухому Степу кількість опадів перевищує випаровуваність (необхідну передумову промивання сульфату натрію на богарі) лише в холодну пору року (листопад — березень), коли розчинність Na_2SO_4 за низьких температур гранично знижується (за таких умов витісняється з ГВК і вимивається іон магнію, не врахований у формулі);

► меліорант є малоефективним, оскільки не переміщується з масою ґрунту.

С.П. Семенова-Забродіна (1954) в стаціонарному досліді з меліорації каштанових солонцюватих ґрунтів у комплексі з солонцями (30 %), закладеному на Генічеській дослідній станції, поставила експеримент з вивчення ефективності періодичного гіпсування (в три етапи з перервами по три роки) з поступовим поглибленням оранки (на 20, 30 і 40 см). Норми гіпсу визначались з розрахунком доведення кількості увібраного кальцію до 80 % від ЄКО за формулою, т/га

$$\text{CaSO}_4 \cdot 2\text{H}_2\text{O} = 0,086(0,8T - \text{Ca}) \cdot H_0 \cdot d, \quad (2)$$

де Ca — вміст увібраного кальцію, мг-екв/100 г.

Щоразу половину визначеної дози гіпсу вносили до, а другу половину — після оранки. В періоди між гіпсуванням і поглибленням оранки практикувалась сівозміна: чорний пар, озима пшениця, кукурудза на силос. Дослідження Ю.Є. Кізякова (1969 – 1987) показали, що такий агро меліоративний прийом забезпечив повне руйнування солонцювого профілю і оформлення в шарі 0 – 40 см екологічно нового агрогенного горизонту, забарвленого в однорідний темнуватосірий колір, наділеного зернисто-грудкуватою структурою та агрономічно оптимальною об'ємною масою в 1,1 — 1,2 г/см³, з вмістом увібраного Ca²⁺ 68,5 – 73,2 і Na⁺ — не більше ніж 3 % від ЄКО. Насичення ГВК Ca²⁺ здійснювалось за рахунок витіснення звідти іонів Na⁺ і Mg²⁺.

Окрім кислування та гіпсування хімічну меліорацію здійснюють хлоридом кальцію, сульфатом заліза, а також, як виняток, вапнуванням (у тому числі дефекатом) та іншими прийомами, далеко не всі з яких знайшли широке застосування в землеробстві на солонцюватих ґрунтах.

2. **Агробіологічна меліорація**, що її запропонували І.М. Антипов-Каратаєв і К.П. Пак (1953), ґрунтується на використанні для меліорації солонців їх власних ґрунтових ресурсів — сполук кальцію (карбонати, гіпс) у процесі глибокої (плантажної) оранки або ярусного обробітку триярусним плугом.

3. **Землювання солонців** запропонував М.В. Орловський для меліорації ділянок з комплексним ґрунтовим покривом за наявності солонців 5 – 10 %. Його метою є зрізання на солонцевих плямах горизонтів HE + HI та перемішування цієї ґрунтової маси з верхнім шаром навколишніх слабкосолонцюватих та несолонцюватих ґрунтів. Технічно це завдання вирішується з допомогою скрепера та іншої сільськогосподарської техніки.

4. **Фітомеліорація солонців** передбачає використання солонцевітких рослин-галофітів з глибокою та міцною кореневою систе-

мою, здатних споживати та накопичувати в поверхневих горизонтах великі кількості кальцію.

Позитивний вплив усіх наведених методів і прийомів меліорації на властивості солонців і продуктивність рослин значно посилюється при поєднанні меліорацій в єдину екологізовану систему окультурювання цих специфічних ґрунтів із обов'язковим застосуванням органічних та мінеральних (переважно кислих азотно-фосфорних без калію) добрив (табл. 19.12). Солонці лучні хлоридно-сульфатного типу засолення, а також лучно-каштанові солонцюваті ґрунти на півдні України інтенсивно використовуються в спеціалізованих рисово-люцернових сівозмінах. На плантажованих солонцях без зрошення, окрім системи окультурювальних прийомів (з добривами), великого значення набувають також протидефляційні заходи.

Таблиця 19.12. Вплив окультурювання солонців лучних північного Лісостепу на врожайність сільськогосподарських культур на фоні гончарного дренажу, ц/га (Г.В. Новикова, 1984)

| Сівозміна | Рік | Конт- роль | Гіпс | Гіпс+гній | Гній+NP | Гіпс+гній+NP |
|----------------------|------|---------------|------|-----------|---------|--------------|
| Цукровий буряк | 1970 | 42 | 80 | 114 | 238 | 267 |
| Овес на зелений корм | 1971 | 2,1 | 8,7 | 21 | 24,4 | 24,8 |
| Буркун на силос | 1972 | 93 | 104 | 179 | 155 | 166 |
| Озима пшениця | 1973 | 2,4 | 5 | 15,7 | 17,4 | 17,2 |
| Цукровий буряк | 1974 | 155 | 241 | 338 | 336 | 363 |
| Овес на зелений корм | 1975 | 12 | 61,5 | 139 | 121 | 4,2 |
| Буркун на силос | 1976 | 106 | 170 | 244 | 230 | 256 |
| Озима пшениця | 1977 | 5,6 | 11,8 | 26,1 | 23,4 | 26,2 |

19.4.3. Солоді та осолоділі ґрунти

Солодями називають гідроморфні або напівгідроморфні ґрунти з різко диференційованим профілем, чітко вираженим освітленим *E*-горизонтом, присутністю увібраного натрію, лужною реакцією в *I*-горизонті, наявністю карбонатів та легкорозчинних солей у низзах профілю, а також оглеення у всіх горизонтах.

Дослідження генезису, географії і властивостей цих ґрунтів провели К.К. Гедройць, О.М. Іванова, Н.І. Базилевич, І.С. Кауричев, Д.І. Ковалишин, М.І. Полупан та ін.

Солоді широко, але завжди латками (плямами), поширені в Лісостепу, Степу, Сухому Степу і Напівпустелях на низовинах Євразії, Південної Африки, Австралії, Північної і Південної Америки. Формуються вони винятково в мезо- і мікрозападинах (таких, як поди півдня України) при надмірному, проти атмосферного, зволоженні за рахунок додаткового надходження стічних вод з навколишніх мікросхилів. Фітопокрив на латках солодей представлений гідрофільними угрупованнями дерев'янистих (подові та западинні осичняки, березняки, осокові вербняки) і трав'янистих рослин (мезофільні

різнотравно-злакові і гігромезофільні осоково-різнотравні угруповання). Тут функціонує вельми розмаїтий БІК, в якому неабияку роль відіграє специфічний водний режим загалом промивного типу.

Профіль солодей є настільки чітко диференційованим за *E – I*-типом, що його довго вважали степовим аналогом підзолистих ґрунтів: *HE* — гумусово-елювіальний до 12 см; *Egl* — елювіальний ґрубиною 10 – 15 см, білястий, плитчастий; *Igl* — ілювіальний, ґрубиною 50 – 70 см, сизий, щільний, призматично-клиноподібний; *Ik* — ілювіальний, карбонатний, 60 см, жовто-бурий, брилисто-призматичний (скоріше клиноподібний).

Проілюструємо це конкретними описами різних за генезою солодей.

Солодь дернова глейова важкосуглиниста на оглеєному лесоподібному важкому суглинку описана авторами на стерні в центрі одного з численних подів Сухого Степу (Херсонська область):

Eh(gl) (0 – 35) — гумусово-елювіальний, орний, світло-сірий, сухий, пилювато-важкосуглинковий, сива присипка аморфної крем'янки, рясні акумуляції Fe – Mn бобовин, порохуватий, безструктурний, брилистий, різко по лінії оранки переходить у

Ihegl (35 – 74) — ілювіально-елювіальний, слабо, але явно гумусований, оглеєний, бруднувато-оливковий, крупнопризматичний (клиноподібний), глинистий, злитий, насичений Fe, Mn бобовинами (до 10 мм), щільний, свіжий, розбитий тріщинами на стовпи, переходить у

Igl (74 – 124) — ілювіально-глейовий, темно-оливковий із зеленкуватим відтінком, скупчення Fe – Mn бобовин, переходить у

Pglk (124 – 170) — глей, брудно-оливковий, призма-клиноподібний, щільний, глинистий, Fe – Mn конкреції та пунктація, карбонатний.

Розріз описано в невеликому блюдцеподібному зниженні заплави р. Мож (правобережна притока р. Сіверський Донець у Змієвському районі Харківської області) на її правобережжі; фітогенний кочкарний нанорельєф, утворений *Carex*, *Descampsia caespitosa*, *Phalaris canariensis*, *Calamagrostis epigeios*, *Rumex confertus*, *Lythrum salicaria*, *Poa angustifolia*, *Deschampsia caespitosa*, *Symphytum officinale*, *Geranium palustre*, *Agrostis gigantea* (*A.alba*), *Typha latifolia*, *Eguisetum palustre*, *Alisma plantago-aquatica*, *Caltha palustris*, *Epilobium hirsutum*.

Htdgl (0 – 12) — гумусовий, оторфований, слабкорозкладений, задернований, бурувато-темний, вохристі плями, пронизаний коріннями, переходить у

Hgl (12 – 35) — гумусовий, оглеєний, темний з червоно-бурими плямами, призматично-клиноподібний, залізисті новоутвори колоїдної природи, пухкий, густо пронизаний коріннями, переходить у

Hrgle (35 – 52) — гумусово-перехідний, брудно-оливковий, глейово-елювійований (осолодіння), пластинчастий, пухкий, вологий, Fe – Mn бобовини, коротко переходить у

Egl (52 – 73) — елювіально-глейовий, оливково-сірий, пилувато-суглинковий, збіднений мулом, пластинчастий, збагачений бобовинами;

Iegl (73 – 134) — ілювіальний, осолоділий, призмоподібний, сірий, неоднорідний за гранулометричним складом, поступово переходить у

Pgl (134 – 161) — алювій легкосуглинковий.

Назва ґрунту — *солодь болотна*.

Солодь заплавна (стилізований авторами опис розрізу Д.І. Ковалишина, закладеному в притерасовому зниженні заплави р. Удай південніше від с. Доманівка Пирятинського району під злаково-бобово-різнотравним гігромезофільним угрупованням):

Hd (A_0) (0 – 2) — дернина;

Heglsk (A_1) (2 – 12) — гумусово-елювіальний, глеюватий, засолений, скипає з HCl, сірий, плитчасто-грудкуватий, супіщаний, ущільнений. У *шліфах*: темно-бурий, пухкий, неагрегований, чорні згустки органічних речовин різної форми, слабкозв'язані з мінеральним скелетом з кварцових зерен, кристали польових шпатів, мусковіту, глауконіту. Серед піску й пилу трохи слабко орієнтовані глини; новоутвори фітолітів, включення спікулей губок, різко переходить у

E(h)glsk (A_2) (12 – 42) — елювіальний, білястий, глеюватий, трапляються запливання гумусу, засолений, карбонатний, супіщаний, пластинчастий, пухкий. У *шліфах*: бурувато-жовтий з темно-бурими пухкими плямами, не агрегований; мінеральні зерна відмиті від глини; переважають кварц, зрідка польові шпати, рогова обманка, піроксени, глауконіт, поступово переходить у

Eigl (A_2B) (42 – 54) — елювіально-ілювіальний, глеюватий, білувато-бурий, поплямований, легкосуглинковий, дрібногоріхуватий, ущільнений, по тріщинах на грані агрегатів потрапляє багато борошністої крем'янки, виразно переходить у

Iglk (B) (54 – 76) — ілювіальний, оглеений, червоно-бурий, з сизими розводами, середньо-суглинковий, горіхувато-призматичний (клиноподібний. — *Авт.*), щільний, в'язкий. У *шліфах*: жовто-бурий, ущільнений, мікроскопічні пори), мінеральний скелет з кварцу, з домішками польових шпатів, глауконіту, інших мінералів; пори скелета заповнені пептизованою, оптично орієнтованою глиною, виразно переходить у

PiGl (BC) (76 – 95) — алювій суглинковий сизо-бурий, глейовий, слабко, але явно ілювійований, в'язкий, переходить у

PGlk (C) (95 – 120) — алювій мергелізований, скипає з HCl, установилися води.

Осолодіння часто накладається на інші процеси, притаманні гідроморфним ґрунтам, внаслідок чого утворюються різною мірою осолоділі лучно-чорноземні, дерново-глеєві, лучні, лучно-болотні ґрунти.

Згідно з концепцією К.К. Гедройця (1912, 1928), солоді утворились у результаті деградації солонців. Під впливом перезволоження верхньої частини профілю солонцю, ГВК якого насичено іонами натрію, спочатку переходять у ґрунтовий розчин і вимиваються вниз гумусові речовини. Мінеральна частина ГВК сильно руйнується водою, при цьому вилугується поглинутий натрій, а алюмосилікати розпадаються на оксиди алюмінію, заліза та силіцію. Колоїдальна крем'янка в солонцюватих ґрунтах є менш рухомою, ніж оксиди заліза та алюмінію, і в той час, коли ті активно вимиваються, силіцева кислота може затримуватись у горизонтах осолодіння у вигляді аморфного осаду. Осолодіння ґрунту фактично розпочинається вже на стадії солонцю-солончака, коли ще не всі водорозчинні солі вимито, а отже, й не повною мірою виявляються солонцеві властивості. М.М. Рибаківа, Н.І. Базилевич та низка інших учених однією з головних причин утворення солодей вважають вплив на профіль ґрунту слабкомінералізованих підґрунтових вод за пульсуючого водного режиму. Під впливом таких вод, які зазвичай містять NaHCO_3 і Na_2CO_3 , Na^+ проникає в ГВК, а подальше промивання ґрунту при його зволоженні розчинами, які містять вугільну та органічні кислоти, зумовлює заміну натрію в ГВК воднем. Найактивніше ці процеси відбуваються на нижній межі *E*-горизонту, поступово збільшуючи цим його грубізну. І.С. Кауричев, М.І. Полупан, Д.Г. Тихоненко вважають, що осолодіння значною мірою спричинюється глеє-елювіальними процесами. Неодноразовий тимчасовий анаеробіозис сприяє утворенню в їх профілі агресивних фульвокислот, низькомолекулярних органічних кислот, рухомих сполук заліза, марганцю, інших елементів зі змінною валентністю, які утворюють органо-мінеральні комплекси, здатні мігрувати вниз по профілю.

Отже, утворення солодей пов'язано не тільки зі специфічними фізико-хімічними та хімічними процесами в їх профілі, а й з не менш специфічним комплектом суто біологічних та біохімічних процесів, у результаті яких суттєво трансформуються органічна та мінеральна матриці ґрунту, що й зумовлює врешті-решт чітку диференціацію профілю, помарковану чітким перерозподілом мулу, неоднорідністю хімічного і мінералогічного складу, ЕКО, складом увібраних катіонів на тлі збагаченості нижніх горизонтів карбонатами та легкорозчинними солями.

Вміст гумусу в *HE*-горизонті коливається від 1,5 до 10, зменшуючись в *E*-горизонті до 0,1 – 0,8 %, та знову підвищуючись в ілювії до

0,8 – 1,3 %. Солоді дернові завжди є більш гумусованими за лісові. У складі гумусових речовин у них домінують фульвокислоти. ЄКО в *E*-горизонті становить 10–15, а в ілювії — підвищується до 30–40 мг-екв/100 г. Серед увібраних катіонів переважають Ca^{++} , Mg^{++} , а також присутні іони Na і H . Сольова суспензія з *E*-горизонту є кислою або слабкокислою (рН 3,5 – 6,5), а в нижніх горизонтах стає нейтральною, а то й слабколужною.

Залежно від екологічних умов, солоді поділяють на лучно-степові, лучні (дерново-глейові) і лучно-болотні (торф'янисті) підтипи, а їх поділ на роди враховує залишкову (реліктову) солонцюватість і засолення. Лучно-степові солоді є несолонцюватими і незасоленими, лучні і лучно-болотні — солонцюватими і солончакуватими.

Залягаючи у всіляких зниженнях мезо- та мікрорельєфу в лісостеповій, степовій, сухостеповій зонах, а також у Поліссі, солоді мають певною мірою знижену (хоча й значно вищу проти солонців) природну родючість через слабку гумусованість, несприятливі фізико-хімічні, агрофізичні та агрохімічні властивості. У зв'язку з безструктурністю осолоділого (елювіального) і ущільненістю *I*-горизонту вони мають слабку водопроникність, здатні утворювати кірку, яка утруднює аерацію. Ці несприятливі для рослин властивості, посилені тривалим перезволоженням верхніх горизонтів профілю, дуже обмежують можливість використання солодів та осолоділих ґрунтів у рільництві. Основними завданнями їх окультурювання є регулювання рівня підґрунтових вод дренажем, глибоке розпушування, збагачення органічними речовинами, вапнування, підвищенням трофності за допомогою добрив. На комплексах з невеликою участю плям осолоділих ґрунтів доцільним стає їх землювання. Солоді ж під дерев'янистою рослинністю здебільшого доцільно використовувати у системі екомереж як захисні БГЦ, а солоді дернові у подах — як сіножаті, пасовища, резервати природних трав фітотерапевтичного, медоносного, природоохоронного та іншого призначення.

19.5. Зрошувані ґрунти

Зрошувані ґрунти розташовані у всіх ландшафтно-біокліматичних зонах і підзонах, але найбільше (80 %) у Степу. Зрошення земель (гідромеліорація) є системою заходів з оптимізації водного режиму ґрунтів і рослин в аридних ландшафтах з дефіцитом вологи. В Україні проектна площа зрошуваних земель становить 2,5 млн га. В їх СІП до 60 % припадає на чорноземні, 17 % — на каштанові та інші ґрунти.

Зрошення є одним з найінтенсивніших та дієвих чинників антропогенного навантаження на довкілля, ландшафти та їх

ґрунтово-ценотичні компоненти. Воно радикально змінює характер їх функціонування, передусім зумовлюючи зміни спрямування ґрунтових процесів, які можуть мати як позитивний (підвищення родючості), так і негативний характер (підтоплення, засолення, осолонцювання) залежно від якості поливної води, обсягів її подачі, кліматичних і гідрогеологічних умов регіонів, технології зрошення, загальної культури землеробства, буферності ґрунтів тощо. Негативний вплив зрошення на ґрунти можна значно зменшити або й повністю усунути за дотримання науково обґрунтованих технологій зрошуваного землеробства. Проте нині все ще існує небезпека подальшої деградації зрошуваних ґрунтів через вторинний гідроморфізм, осолодіння, засолення, осолонцювання, поверхневе оглеєння. Тому моніторинг екологічного стану ґрунтів на зрошуваних землях набуває особливого значення. Отримувана при цьому екоінформація стає основою екологізованої системи окультурювання зрошуваних ґрунтів, одержання високих біологічно повноцінних урожаїв вирощуваних сільськогосподарських культур.

Зрошувані землі за рівнем ґрунтових вод (РГВ) поділяють на, м: автоморфні — понад 8 – 10, субавтоморфні — 5 – 8, автогідроморфні — 3 – 5, субгідроморфні — 2 – 3, гідроморфні менше ніж 2. Близько 70 % зрошуваних земель є субавтоморфними та автоморфними та найбільш стійкими проти екологічно небезпечних процесів, ініційованих зрошенням.

Оглеєння є одним з процесів, які неодмінно виявляються в зрошуваних ґрунтах з посиленням гідроморфізму. Воно діагностується за зниженням ОВП, збільшенням концентрації та посиленням міграції аморфних сполук Fe, Mn, Si та набрякання, зменшенням коефіцієнта фільтрації та за наявністю водно-пептизованого мулу (ВПМ). Ознаки оглеєння виявляються майже на всіх зрошуваних землях, передусім при РГВ, вищих за 2 м.

Сольовий режим суттєво впливає на екологічний стан зрошуваних ґрунтів, включаючи й біопродуктивність, особливо за неглибокого РГВ. Важливими тут є ступінь їх мінералізації та характер хімізму. На більшій частині зрошуваних земель України з РГВ вище від 5 м мінералізація підґрунтових вод є меншою за 3 г/л (у тому числі менше ніж 1 г/л — на 180 тис. га, тобто на 7 % площі зрошення), 3 – 5 г/л — на 320 тис. га (13 %) і більше від 5 г/л — на 180 тис. га (7 %) — станом на 1998 р. Значні площі зрошуваних земель з мінералізацією підґрунтових вод більше від 5 г/л виявлено в АР Крим, Дніпропетровській, Миколаївській, Херсонській областях.

За хімізмом розрізняють кілька типів підґрунтових вод — від гідрокарбонатного й сульфатно-гідрокарбонатного магнієво-натрієвого (при мінералізації менше ніж 2 г/л) до сульфатного й змішаного по катіонах (більш як 2 г/л).

Строкатість у заляганні підґрунтових вод та розбіжності в їх хімізмі суттєво впливають на вибір відповідних агротехнологій вирощування сільськогосподарських культур, режим їх зрошення, застосування добрив, спонукаючи диференціювати прийоми окультурювання, охорони й підвищення родючості зрошуваних ґрунтів. Середньосолестійкі культури при слабкому засоленні знижують урожайність на 5 — 20 %, при середньому — на 20 — 30, а при сильному — більш як на 30 — 50 %. З огляду на це класифікації зрошуваних ґрунтів за ступенем їх засолення, що ґрунтуються на описаних вище загальних принципах, докладно враховують передусім реакції конкретних культур на якість і вміст солей у ґрунті.

Діагностика засолених зрошуваних ґрунтів. Глибина першого сольового максимуму визначає такі класифікаційні градації: вище від 30 см — солончакові ґрунти, 30 — 50 см — високосолончакуваті, 50 — 100 см — солончакуваті, 100 — 150 см — глибокосолончакуваті, 150 — 200 см — глибокозасолені, глибше від 200 см — незасолені. При засоленні верхніх 0 — 5 см ґрунт діагностують як солончак.

Хімізм (тип) засолення визначається складом аніонів і катіонів у діагностованому шарі ґрунтів (табл. 19.13). Назва типу засолення дається на підставі тих аніонів, уміст яких перевищує 20 % від їх суми в мг-екв/100 г. При цьому домінуючий аніон у назві посідає останнє місце. Вміст CO_3^{2-} у назву не включається, оскільки CO_3^{2-} входить до величини загальної лужності.

Таблиця 19.13. Хімізм (тип) засолення ґрунтів за співвідношенням іонів, мг-екв

| Хімізм (тип) засолення | Cl : SO ₄ | HCO ₃ : Cl | HCO ₃ : SO ₄ | Пропорції, мг-екв |
|---|----------------------|-----------------------|------------------------------------|--|
| Гідрокарбонатне | — | > 2,5 | > 2,5 | — |
| Хлоридне | ≥ 2,5 | — | — | — |
| Сульфатно-хлоридне | 2,5–1,0 | — | — | — |
| Хлоридно-сульфатне | 1,0–0,2 | — | — | — |
| Сульфатне | < 0,2 | — | — | — |
| Содово-хлоридне | > 1 | < 1 | > 1 | HCO ₃ > Ca+Mg Na > Mg Na > Ca |
| Содово-сульфатне | < 1 | > 1 | < 1 | |
| Хлоридно-содове | > 1 | > 1 | > 1 | |
| Сульфатно-содове | < 1 | > 1 | > 1 | |
| Сульфатно- або хлоридно-гідрокарбонатне | Будь-яке | > 1 | > 1 | Na < Ca, Na < Mg HCO ₃ > Na |

Визначення хімізму засолення ґрунтів за аніонним складом доповнюють відомостями про склад катіонів (табл. 19.14). До уваги беруть два з них, присутні в найбільших кількостях. Якщо ж уміст одного з них перевищує вміст іншого більше ніж удвічі, то в назві типу хімізму зазначається тільки цей домінуючий катіон. Рекомен-

дується діагностувати якість засолення пошарово: 0 – 25; 25 – 50; 50 – 100, 100 – 150; 150 – 200 см, а також характеризувати хімізм одно- та двометрової товщі ґрунту у цілому.

Таблиця 19.14. Хімізм (тип) засолення ґрунтів за співвідношенням катіонів, мг-екв

| Засолення | Na : Mg | Na : Ca | Mg : Ca |
|--------------------|---------|---------|---------|
| Натрієве | > 1 | > 1 | — |
| Магнієво-натрієве | > 1 | > 1 | > 1 |
| Кальцієво-натрієве | > 1 | > 1 | < 1 |
| Кальцієво-магнієве | < 1 | < 1 | > 1 |
| Натрієво-магнієве | < 1 | > 1 | > 1 |
| Натрієво-кальцієве | > 1 | < 1 | < 1 |
| Магнієво-кальцієве | < 1 | < 1 | < 1 |
| Магнієве | < 1 | — | > 1 |

Ступінь засолення ґрунтів відповідає таким градаціям: незасолені; слабкозасолені; середньозасолені; сильнозасолені; надмірно засолені, солончаки. Останні є надмірно засоленими у верхньому 5 см шарі.

За ступенем засолення ґрунти традиційно класифікують за сумою солей, але докладніше. Передусім це стосується уточнення ступеня засолення за сумою токсичних солей, якими є всі іони Na, Mg, Cl, CO₃, а також зв'язані з Na і Mg іони SO₄ і HCO₃. При зв'язуванні кальцієм бікарбонат- і сульфат-іони втрачають свою токсичність. У першому наближенні суму токсичних солей (%) розраховують за формулою (Na + Mg) : 15, а їх точний облік для ґрунту або його окремих горизонтів (шарів) проводять згідно з параметрами табл. 19.8 і 19.15.

Таблиця 19.15. Класифікація ґрунтів за сумою токсичних солей, %

| Засолення | Тип засолення | | | | | |
|----------------------|---------------|--------------------|--------------------|-----------------------------|-----------------------------------|------------------------------------|
| | хлоридне | сульфатно-хлоридне | хлоридно-сульфатне | сульфатне і гідрокарбонатне | содово-хлоридне і хлоридно-содове | содово-сульфатне, сульфатно-содове |
| Відсутнє | < 0,03 | < 0,05 | < 0,1 | < 0,15 | < 0,1 | < 0,15 |
| Слабке | 0,03–0,1 | 0,05–0,12 | 0,1–0,25 | 0,15–0,30 | 0,1–0,15 | 0,15–0,25 |
| Середнє | 0,1–0,3 | 0,12–0,35 | 0,25–0,50 | 0,3–0,6 | 0,15–0,30 | 0,25–0,35 |
| Сильне | 0,3–0,6 | 0,35–0,70 | 0,5–0,9 | 0,6–1,4 | 0,3–0,5 | 0,35–0,60 |
| Надмірне (солончаки) | > 0,6 | > 0,70 | > 0,9 | > 1,4 | > 0,5 | > 0,60 |

Характер засолення у зрошуваних ґрунтах визначають в основному мінералізацією та іонно-сольовим складом поливних вод, глибиною та мінералізацією ґрунтових вод. Сольовий режим зрошуваних ґрунтів у багаторічній динаміці за умов достатнього природного

або штучного дренажу зрошуваних масивів, використання вод 1 та 2 класів (придатних та обмежено придатних для зрошення) складається цілком або частково за щорічними сезонно-оборотними циклами без нагромадження солей до рівнів, що визначають класифікаційні зміни. Водночас зрошення помітно трансформує якісний склад солей у напрямі звуження співвідношення $Ca : Na$ з 3 – 15 до 1 – 3. З огляду на можливість періодичного слабого засолення ґрунтів, яке може перевищувати межу токсичності за вмістом Cl^- (0,3 мг-екв/100 г), у міжнародній класифікації використовують градацію «дуже слабке засолення», діагностоване за вмістом 0,06 – 0,10 % водорозчинних токсичних солей.

На слабодренованих ділянках, підтоплених мінералізованими підґрунтовими та або поливними водами, локально формуються латки вторинно засолених ґрунтів і загалом земель, в яких повсюдно відбувається зближення складу водорозчинних солей у ґрунті зі складом зрошувальних та ґрунтових земель, різною мірою вторинно засолених. У верхньому метровому шарі ґрунтів засоленість досягає нині 10 % від загальної площі зрошення. Масиви таких засолених ґрунтів в основному формуються в межах приморських терас, дельт, заплавл та низьких надзаплавних терас у річкових долинах, передусім у Донецькій, Дніпропетровській, Миколаївській, Одеській областях та АР Крим. Однак процеси вторинного засолення мають обмежений розвиток і в цілому на зрошуваних територіях України площі земель зі слабким засоленням ґрунтів не перевищують 8 %, середнім — 1 – 2 і сильним — менше ніж 1 %.

Осолонцювання є найбільш поширеним вторинним деградаційним (див. далі) процесом, яким в Україні охоплено до 900 тис. га зрошуваних земель, передусім у Донецькій — понад 80 % зрошуваних земель, Миколаївській — 60, Дніпропетровській — 50, Одеській — 50 % та інших областях, де використовують поливні води з мінералізацією понад 1,0 г/л. Підвищення вмісту увібраного натрію, а також калію, який надходить на поля з добривами, призводить до зростання величини електрокінетичного потенціалу, пептизації мулу, гідрофільності, а водночас і трансформації мінеральної та органічної частин ґрунту, погіршення його агрофізичних властивостей, зумовлених дезагрегацією, зниженням фільтрації, утворенням кірок, тобто ініціює суто деградаційні процеси, які різко знижують родючість ґрунтів і врожайність вирощуваних культур на 5 – 20 % — за слабкої солонцюватості, на 20 – 30 % — в разі середньої, на 30 – 50 % і вище — в разі сильної.

Протисолонцювальна буферність ґрунтів визначається вмістом карбонатів кальцію та активністю його іонів (табл. 19.16).

Діагностика вторинної солонцюватості враховує передусім уміст обмінного натрію та калію, функціонально пов'язані з ними термодинамічні показники для різних за гранулометричним складом

груп зрошуваних ґрунтів, їх протисолонцеву буферність та деякі інші показники (табл. 19.17).

Таблиця 19.16. Буферність ґрунтів залежно від вмісту карбонатів кальцію

| Буферність | Вміст CaCO ₃ , % | aCa, мекв/л |
|------------|-----------------------------|-------------|
| Низька | < 2 | < 7 |
| Середня | 2–5 | 7–11 |
| Висока | > 5 | > 11 |

Таблиця 19.17. Класифікація вторинно осолонцюваних ґрунтів за різної буферності (ДСТУ 3866)

| Солонцюватість | ґрунти | | | | | |
|---|------------------|--------------------------|------------------|--------------------------|------------------|--------------------------|
| | низькобуферні | | середньобуферні | | високобуферні | |
| | увібрані Na+K, % | $\frac{aNa}{\sqrt{aCa}}$ | увібрані Na+K, % | $\frac{aNa}{\sqrt{aCa}}$ | увібрані Na+K, % | $\frac{aNa}{\sqrt{aCa}}$ |
| Важкосуглинкові та легкоглинисті ґрунти | | | | | | |
| Відсутня | < 1 | < 0,5 | < 3 | < 1 | < 5 | < 2 |
| Слабка | 1–3 | 0,5–1,0 | 3–6 | 1–3 | 5–10 | 2–7 |
| Середня | 3–6 | 1–3 | 6–10 | 3–7 | 10–15 | 7–10 |
| Сильна | > 6 | > 3 | > 10 | > 7 | > 15 | > 10 |
| Легко- та середньосуглинкові ґрунти | | | | | | |
| Відсутня | < 3 | < 1 | < 5 | < 2 | < 6 | < 3 |
| Слабка | 3–6 | 1–3 | 5–10 | 2–7 | 6–12 | 3–8 |
| Середня | 6–10 | 3–7 | 10–15 | 7–10 | 12–16 | 8–12 |
| Сильна | > 10 | > 7 | > 15 | > 10 | > 16 | > 12 |

Підлужування є неодмінним супутником зрошення. Воно зумовлює зміну лужних характеристик ґрунтів, збільшення в них лужного резерву й показників загальної (HCO₃⁻) і токсичної (CO₃⁻) лужності, величини рН. Походження підлужування є дуже різноманітним — засолення та осолонцювання ґрунтів, надходження соди з підземних вод, поливи лужними водами тощо, але цей процес завжди супроводиться зниженням урожайності сільськогосподарських культур — від 10 – 20 % при слабкому до 50 % — при його сильному підлужуванні. Градацію підлужування ґрунтів за комплексом показників подано в табл. 19.18.

Таблиця 19.18. Ступінь підлужування ґрунтів

| Підлужування | рН | CO ₃ ²⁻ , мг-екв/100г | HCO ₃ – Ca, мг-екв/100г | рН – рNa |
|--------------|---------|---|------------------------------------|----------|
| Слабке | 8,0–8,5 | до 0,3 | 0,5–1,0 | 4,0–5,0 |
| Середнє | 8,5–9,0 | 0,3–0,9 | 1,0–2,0 | 5,0–5,5 |
| Сильне | > 9,0 | > 0,9 | > 2,0 | > 5,5 |

Загалом, підлужування ґрунтів на зрошуваних землях України гальмується через їх високу буферність, однак, нейтралізація соди в них є обов'язковою — ця окультурювальна процедура передбачає внесення гіпсу або інших меліорантів з урахуванням причин підвищення лужності.

Гумусовий стан ґрунтів на зрошуваних землях є одним з головних показників їх екологічної оцінки. Він багато в чому визначається структурою посівних площ, насиченістю сівозмін багаторічними бобовими травами та використанням органічних добрив. Бездефіцитний баланс гумусу задається насиченістю сівозмін не менш як на 25 % багаторічними бобовими травами та внесенням гною в дозах від 7 до 10 т/га сівозмінної площі. Навіть при зрошенні мінералізованими водами бездефіцитний баланс гумусу досягається в сівозмінах з люцерною понад 25 % та дозами органічних добрив 10 – 15 т/га сівозмінної площі. Зате в сівозмінах, позбавлених багаторічних бобових трав, уміст гумусу поступово, від ротації до ротації, зменшується, передусім у польових сівозмінах, а ще більше — в овочевих.

Вміст валових форм *фосфору* і *калію* в ґрунтах на зрошуваних землях залишається незмінним, а рухомих — зростає до середнього, підвищеного і навіть високого, що особливо помітно на агрофонах, де систематично вносять добрива та хімічні меліоранти. Вміст же валового *азоту* пов'язаний головним чином з динамікою гумусу в ґрунтах — при зрошенні він або не змінюється (за бездефіцитного балансу гумусу), або ж зменшується (при дегуміфікації).

Міграційна здатність нітратів цілком залежить від гранулометричного складу ґрунту, набору вирощуваних культур, рівня підґрунтових вод, режиму зрошення та багатьох інших чинників. Вони здатні переміщуватися до глибини 2 – 3, 3 – 4, 4 – 5 м. Особливо активно нітрати мігрують у гідроморфних ландшафтах з високим РГВ, спричинюючи цим їх забруднення. Через це оптимізація режиму трофності у частині азотного живлення сільськогосподарських культур набуває чітко екологічного характеру, актуалізуючи цим вибір норм, строків, форм і способів внесення добрив. У зрошуваному землеробстві перевага завжди надається добривам з послабленою міграційною здатністю (це легко вдається по фосфатах, калію і значно проблемніше — по азотних сполуках), практикуючи також екологічно привабливе дискретне, роздрібне їх внесення (в тому числі з поливною водою — фертигація) з обов'язковим моніторингом надходження поживних елементів як зі зрошувальними водами, так і з підґрунтових вод.

Трансформація мінеральної частини ґрунтів при зрошенні. Гранулометричний склад ґрунтів як одна з найбільш консервативних їх характеристик при зрошенні понад 15 – 20 років має тенденцію до поважчання через збільшення вмісту мулу та дрібного пилу в процесі

внутрішньогрунтового вивітрювання, яке, власне, й супроводиться генеруванням дрібнозему. Мінералогічний склад мулу в зрошуваних ґрунтах також змінюється, що виявляється при використанні прісних вод строком понад 15 – 20 років, а мінералізованих — вже на п'ятий рік. Зміни полягають у зменшенні (на 10 – 20 %) набрякаючої смектитової фази та появі гідролудисто-монтморилонітових мінералів (змішано-шарової групи). Цей процес стає можливим унаслідок проникнення в силіційкисневі тетраедри та міжпакетники катіонів натрію та калію. Діагностується також перехід смектитової фази в супердисперсний стан, сприятливий для формування безструктурних кірочок на поверхні зрошуваних ґрунтів. Зрошувані ґрунти характеризуються підвищеним (у 1,5 – 3 рази) вмістом аморфного кремнезему, що свідчить про гідрофілізацію колоїдів і гідроліз алюмосилікатів. Цьому сприяє привнесення аморфного кремнезему з поливною водою та надходженням його з фіторештками (передусім злаків). Підвищення вмісту аморфного кремнію в зрошуваних ґрунтах та значна міграція його водорозчинних форм стають однією з причин суттєвого погіршення агрофізичних властивостей зрошуваних ґрунтів, оскільки гідрофільні кремнієві сполуки здатні цементувати мікроагрегати, посилюючи цим злитість ґрунтів.

Трансформаційно-міграційні процеси, що відбуваються при зрошенні, значною мірою (на 20 – 60 %) усуваються при використанні кальцієвих меліорантів, які сприяють зменшенню заряду ґрунтових колоїдів, їх коагуляції та послабленню інтенсивності лужного гідролізу.

Агрофізичний стан ґрунтів зазнає при зрошенні суттєвих змін, особливо помітних у чорноземних та каштанових ґрунтах, що виявляються в деструктизації орного шару, зростанні бриластості, зниженні вмісту агрономічно цінних структурних агрегатів, ущільненні профілю, зниженні пористості й водопроникності. На сьогодні площі знеструктурених та ущільнених ґрунтів розширилися до 30 – 40 % від загальної площі зрошення.

Зміни агрофізичних властивостей зрошуваних ґрунтів завжди мінімізуються за бездефіцитного балансу гумусу й кальцію, що стає особливо помітним при переході на екологічно привабливі водозберігаючі зрошувальні агромеліоративні технології. За будь-яких обставин агрофізичні параметри зрошуваних ґрунтів необхідно враховувати при розробці еколізованих режимів зрошення та доборі адаптованих до них сільськогосподарських культур і технологій їх вирощування зі стратегічною метою не лише стабілізувати продовольчий фонд держави, а й, що не менш важливо, підвищити родючість та окультурити ґрунти, загальмувати деградаційний тренд ґрунтогенезу на зрошуваних землях.

Забруднення зрошуваних ґрунтів важкими металами (ВМ) перетворилось за порогом третього тисячоліття на один з вирішальних чинників, які визначають ґрунтово-екологічний стан як немелі-

орованих, так і меліорованих земель, продуктивність культурних агроєкосистеми і біологічну повноцінність урожаю. Нормування вмісту ВМ у будь-яких ґрунтах здійснюються за фоновим умістом їх валових та рухомих форм, а також за їх гранично допустимими концентраціями (ГДК) за С.А. Балюком:

| Ступінь забруднення ґрунтів (СЗ) | ΣK_C |
|----------------------------------|--------------|
| Відсутнє | < ГДК |
| Слабке | 1 – 2 ГДК |
| Середнє | 2 – 5 ГДК |
| Сильне | 5 – 10 ГДК |
| Надмірне | > 10 ГДК |

Суму пропорцій (відношень) фактичного вмісту ВМ і величини їх ГДК розраховують за формулою

$$CЗ = \Sigma K_C,$$

де СЗ — ступінь забрудненості; K_C — коефіцієнт концентрації металу (співвідношення вмісту металу в ґрунті і величини ГДК); Σ — сума визначених металів, за якими розраховували K_C .

Зрошування помітно посилює міграцію ВМ профілем, іноді суттєво зменшуючи цим забезпеченість орного шару Co, Zn, Cu, Mn та іншими ВМ — важливими біогенними елементами. Цьому активно протидіє біогеохімічний бар'єр з культурного агрофітоценотичного екрана, здатного вибірково споживати потрібні їм елементи живлення.

Окультурювання зрошуваних ґрунтів входить до пріоритетних напрямів підвищення ефективності використання меліорованих земель. З огляду на значне поширення еконебезпечних процесів та явищ у зрошуваних агроландшафтах є сенс постійно переглядати самі концептуальні підходи до забезпечення більш раціонального використання зрошуваних земель та соціально-економічні механізми їх реалізації. Ці підходи слід диференціювати, враховуючи якість поливних вод, екогенетичні властивості ґрунтів і конкретні соціально-економічні умови, в яких передбачається поліпшувати агроєкологічний стан зрошуваних земель. Екологізована система забезпечення стабільного функціонування зрошувальних систем передбачає:

- удосконалення структури землекористування на зрошуваних землях;
- проектування екологічно стандартизованих сівозмін із багаторічними бобовими травами та іншими культурами-фітомеліорантами;
- хімічну меліорацію зрошуваних ґрунтів та відповідне коригування хімізму поливних вод;
- екологізацію зрошення (водозберігання, захист ґрунтів тощо) у поєднанні з системою удобрення, орієнтованою на місцеві добрива, меліоранти, сировинні ресурси тощо.

Є підстави не сумніватись у реальності цих меліоративних заходів, а отже, й у відновленні на зрошуваних землях ефективного й рентабельного вирощування екологічно чистої продукції рослинництва.

19.6. Підтоплені ґрунти

Підтопленням називають феномен підняття рівня підґрунтових вод та зумовлене ним перезволоження ґрунтів (аж до повного їх водонасичення), яке ініціює істотні зміни в ландшафтах і довкіллі загалом, порушує звичні побутові умови життєдіяльності людей (створює екосоціальний дискомфорт) та їх господарської діяльності на певній території. Підтопленою вважають територію сільськогосподарських угідь або сільського населеного пункту, в межах яких з природних або антропогенних причин відбулося означене еконебезпечне підняття РГВ, здатне створювати дискомфорт населенню, завдавати збитків суспільству через порушення ритму його господарської діяльності. Генетично й територіально такі землі, зазвичай, пов'язані із **затопленням**, тобто покриттям певних ділянок водою в паводок, повинь або внаслідок необґрунтованого будівництва водогосподарських та інших споруд у долині річки. Затоплення земель з їх ґрунтово-ценотичним покривом буває постійним або тимчасовим.

Постійне затоплення охоплює периферичну мілководну зону водосховища з глибинами до 2 м, площа якої сягає 10 – 15 % на великих водосховищах і зменшується до 5 – 10 % — на середніх та великих. Повне випадання цих акваторій із земельного фонду завдає значних збитків землекористувачам.

Тимчасове затоплення різної тривалості завжди супроводжує повені та паводки. Повеневі води щороку (або з певною періодичністю) затоплюють заплаву частину річкової долини. Це затоплення, як зазначалося, є екологічно знаковим явищем з позитивним ґрунтолітогенним ефектом і найважливішим чинником стабільного функціонування заплавної екосистем поліфункціонального призначення. Однак природні *повені*, як водна стихія, раптова й швидкоплинна, можуть нести в собі і цілу низку небезпек, бувають надзвичайно збитковими, призводячи в поєднанні з численними антропогенними чинниками до тривалого й руйнівного затоплення земель разом із розташованими на них населеними пунктами. Від цього страждають сільськогосподарська, лісова, водна, житлово-комунальна, автодорожня, залізнична та багато інших галузей народного господарства.

Особливо тривалим (60 і більше діб) і надмірним стає затоплення не лише заплавної, а й прилеглих до них низинних земель унаслідок необґрунтованого спорудження на річках водопідйомних споруд, знищення дернини, вирубки лісів і чагарників у водоохоронних зонах тощо. Таке затоплення не може не призвести і призводить до загибелі рослин і деградації ґрунтового покриву, що, власне, й спостерігається в Закарпатті, на Прип'ятській, Дніпровській та інших

низовинах. Спорудження каскаду водосховищ на Дніпрі призвело до постійного затоплення значних земельних територій з чорноземно-лучними, лучними та іншими ґрунтами найвищих бонітетів. Утворились величезні (понад 30 % загальної площі водосховищ) мілководні зони з незначними глибинами — 0,5 – 1,0 м.

Для освоєння мілководних акваторій було запропоновано екологізовану систему таких прийомів, як осушення гончарним дренажем, глибоке розпушування та щілювання гумусових і перехідних горизонтів, внесення у перші роки після осушення вапна й фосфогіпсу разом з органічними та мінеральними добривами у підвищених дозах з подальшим суцільним залуженням багаторічними травами поліфункціонального призначення.

Перші спроби осушити та рекультивувати ці землі через залуження було зроблено наприкінці 70-х років ХХ ст. Тоді й виявилось, що ґрунти, які зазнавали дії тривалого затоплення, еволюціонували в неродючі гідроморфні субстрати, на поверхні яких нашарувались десятки сантиметрів інтенсивно оглеєного намулу з високим вмістом редукованих сполук заліза та інших змінновалентних елементів. Уже осушені, вони залишались неродючими, з ознаками дегуміфікації, декальцинації, анаеробіозису, підвищеного вмісту токсичних для рослин рухомих сполук заліза, алюмінію та низки інших елементів. Виникнення таких екоцидних наслідків стало можливим у зв'язку з специфічною фазою субаквального ґрунтогенезу та контрастно поновленим подальшим осушенням суто гідроморфного ґрунтотворення в наземних умовах.

При підтопленні сільськогосподарських угідь глибина РґВ (постійна або тимчасова) унеможливорює польові роботи через екологічно незадовільні водний, повітряний та сольовий режими ґрунтів. Підтопленими території вважають на основі зіставлення існуючої глибини РґВ (м) з мінімальною, яка задається зонально-літологічно разом з мінералізацією підґрунтових вод (табл. 19.19).

Таблиця 19.19. Мінералізація ґрунтових вод

| Мінералізація вод, г/дм ³ | Полісся | Ґрунти Лісостепу | | Ґрунти Степу | |
|---|---------|------------------|-------------------|--------------|-------------------|
| | | легкі | середні, важкі | легкі | середні, важкі |
| < 5,0 | 0,8 | 0,8 | 1,0 | 1,0–1,5 | 1,5–2,0 |
| 5,0–10,0 | — | — | — | 1,5–2,0 | 2,0–2,5 |
| > 10,0 | — | — | — | 2,0–2,5 | 2,5–3,0 |

Підтоплення, як і затоплення, за походженням буває *природним* (у заплавах, балках, подах, блюдцях, інших зниженнях рельєфу з високим від природи РґВ — у надто вологі періоди прояви такого підтоплення активізуються) і *техногенним* (спричинене нераціональною господарською діяльністю).

Природними чинниками підтоплення стають космічно та планетарно задані зміни кліматичних і гідрогеологічних умов, які призводять до збільшення кількості атмосферних опадів та накопичення дощових і талих вод у природних зниженнях рельєфу, а отже, й до регіонального або локального підняття РГВ.

Техногенне підтоплення спричинюють: підпір підґрунтових вод зрошувальними каналами; фільтраційні втрати води з каналів, водосховищ, хвостосховищ, накопичувачів промислових стоків; завищення поливних норм; замулення річкових русел, затоплення балок і яруг при будівництві доріг, забудові балкових схилів; занедбаність колекторно-дренажної мережі, свердловин вертикального дренажу та станцій перекачування дренажних вод.

Підтоплення земель зумовлює рухомість легкорозчинних солей, призводячи до вторинного засолення ґрунто-підґрунтя. Окрім того, обводнення зони аерації ініціює виникнення в ґрунті режиму анаеробіозису, а отже, й оглеєння.

Успішне регулювання, запобігання та ліквідація наслідків підтоплення стають можливими за умови впровадження екологізованої системи заходів, набір яких для кожного регіону повинен бути диференційованим з огляду на конкретні причини виникнення та закономірності розвитку процесів підтоплення. Така система має охоплювати такі заходи: відведення поверхневого стоку розчищенням русел тимчасових водотоків та влаштуванням водопропускних споруд під автотрасами та залізницями; ліквідація стихійно (без проєктів) збудованих у випадкових місцях ставків; оптимізація режиму поливів сільськогосподарських культур; ремонт та спорудження дренажу, професійна експлуатація колекторно-дренажної мережі; протифільтраційне облицювання зрошувальних каналів; добір адаптованих до осушених мілководь культур.



Контрольні запитання і завдання

1. Розкрийте поняття про зональні та азональні ґрунти (на прикладі долинних ландшафтів). **2.** Охарактеризуйте лучні та болотні ґрунти. ґрунти на уламкових та щільних породах. **3.** Назвіть основні ознаки гідроморфного ґрунтогенезу, глею і глейових процесів. **4.** Як утворюються торфові ґрунти та якою є специфіка їх хімічного складу? **5.** Охарактеризуйте органогенні та мінеральні гідроморфні ґрунти, їх використання. **6.** Опишіть мочаристі та лучні ґрунти, їх походження та раціональне використання. **7.** У чому полягають закономірності ґрунтогенезу в заплаві? **8.** Що покладено в основу концепції катени та законів схилового ґрунтогенезу? Як впливають ерозія та дефляція на ґрунти? **9.** Які особливості ґрунтозахисних проти-ерозійної та протидефляційної систем землекористування? **10.** Яка генетична, екологічна та агрономічна характеристика дефльованих ґрунтів? **11.** Назвіть джерела та шляхи засолення ґрунтів. Як їх класифікують? **12.** Дайте аналіз екологізованої системи окультурювання солончаків, солонців, солодів.

Розділ 20

ДЕГРАДОВАНІ ҐРУНТИ

Деградація ґрунтів означає суттєве зниження або втрату ними основної біосферної функції, якою є родючість у її визначеному вище обсязі. Інші види погіршення (з точки зору людини) екологічного стану та властивостей ґрунтів, наприклад, радіоактивне забруднення, які однозначно створюють небезпеку для життєдіяльності людини, але не для рослин, потребують іншої дефініції. Будь-яке оцінюване людиною погіршення ґрунтів можна назвати деградацією, діагностуючи її за спадом родючості ґрунтів, зниженням рівня безпеки життєдіяльності (БЖД) людини, ґрунтово-екологічним дискомфортом, втратою придатності для екологічно орієнтованого сільськогосподарського виробництва тощо.

Деградація ґрунтів має екоцидну спрямованість, завдає соціуму великих економічних та моральних збитків, порушує біогеоенотичні зв'язки в ландшафтній сфері, погіршує умови життєдіяльності людини. Ґрунти, що деградують, загальмовують дію своїх біосферних функцій, стають непридатними для аграрного виробництва, осередками спочатку локального, а в подальшому — зонального і глобального опустелювання земної поверхні, а отже, й планетарного погіршення природних умов. Деградація врешті-решт призводить до знищення ґрунту, істотно ускладнюючи цим функціонування інших компонентів екологічних систем, БґЦ, ландшафтів, біосфери в цілому.

Комплексна діагностика екологічного стану ґрунту неодмінно передбачає і матеріали щодо оцінки ступеня його деградації за блоками, складеними чималим набором показників, що відображують цей стан. Сама процедура об'єднання показників у блоки є умовною. Зазвичай, визначають чотири стадії опустелювання ландшафтів, спричинених деградацією їх ґрунтових, а скоріше, ґрунтово-ценотичних, компонентів: слаба, середня, сильна, надмірна. Ускладнення тут стосуються передусім діагностики еталонного ґрунту, що не зазнав антропогенної деградації. Їх долають, умовно приймаючи за «точку відліку» наслідків господарського впливу на ґрунти екологічний стан ділянок ґрунтосфери, де зміни в ґрунтовому профілі не діагностуються за морфогенетичними ознаками, фізико-хімічними та іншими властивостями і складом, які притаманні зональним ландшафтно-біокліматичним умовам.

Характер деградаційних тенденцій у ґрунтогенезі в екологічному аспекті досить прозоро діагностується за такими основними напрямками:

- зменшується грубизна товщі, в якій активно виявляє себе сучасне ґрунтоутворення, загальмовується акумуляція в профілі ґрунту органічних речовин, відбувається його знеструктурування, спотворюється склад ГВК, деформується кислотно-лужний режим;

- змінюються в несприятливий для біоти бік волого-, газо- і теплообмін в екосистемі «приземна атмосфера — наземна біосфера — ґрунто-підґрунтя»;

- уповільнюються продукування рослинної маси, а водночас — повернення кисню до атмосфери та зв'язування діоксиду вуглецю, який активно переходить при цьому з ґрунту до атмосфери, ініціюючи цим цілу низку екологічно небажаних процесів (парниковий ефект тощо);

- погіршується життєзабезпечення численних мешканців ґрунту (мікро- та мезофауна тощо), а врешті-решт — усієї сукупності живих організмів, включаючи людину.

Для останньої, точніше для соціуму, окрім екологічних, не менш суттєвим стає погіршення суто господарських функцій ґрунту, які однозначно змінюються також у негативний бік:

- зменшується продуктивність культивованих на ґрунті сільськогосподарських рослин — від 5 – 10 % на початковій стадії деградації до 25 – 30 % і більше в разі її прогресування;

- виробництво одиниці сільськогосподарської продукції стає нерентабельним, щодалі то більш енерго- та ресурсовитратним;

- погіршуються властивості ґрунту з точки зору його придатності до лісорозведення, зменшується приріст і знижується якість деревини;

- такі види деградації, як заболочення, підтоплення, галогенез, погіршують властивості ґрунту як об'єкта позааграрного господарювання.

Ступенем деградації ґрунтів є їх стан, помаркований погіршенням складу, властивостей ґрунтів та їх екологічних режимів. Фіналом деградації стає знищення ґрунтового покриву, тобто повна втрата функцій ґрунту або його антропогенних дериватів як незамінного едафічного компонента екологічної системи, об'єкта господарського, передусім сільськогосподарського, використання, а в багатьох випадках — суттєвого погіршення (через утрату ґрунту) якості земель як просторового базису продуктивних сил, соціальних об'єктів, інфраструктури тощо. Основними типами деградації ґрунтів є:

- фізична деградація (переущільнення, дезагрегація, злитість тощо);

- виснаження (дегуміфікація; підкислення; підлуження; трофічне збіднення);

- ерозія (змитість, розмитість, намитість) і дефляція;
- вторинне засолення; осолонцювання; заболочення, підтоплення; затоплення;
- забруднення важкими металами, пестицидами, нафтопродуктами, іншими органічними та біологічними забруднювачами, радіонуклідами.

Технологічна спрямованість класифікації деградованих і ґрунтів спонукає окремо виділяти порушені кар'єрними виробітками землі. При оцінці деградації є сенс порівнювати параметри деградованих і недеградованих ґрунтів (табл. 20.1).

Таблиця 20.1. Екологічний стан ґрунтів і можливості господарського використання земель

| Екофункціональність | Стан ґрунтового покриву і можливості його використання |
|---------------------|---|
| Стабільна | Відсутність екологічних вад і обмежень ефективного господарювання |
| Висока | Первинні ознаки пригнічення окремих елементів біоценозів, зменшення продуктивності агроценозів. Використання земель для виробництва продовольчої продукції без обмежень |
| Середня | Природні біоценози істотно пригнічені (а то й відсутні). Використання земель для нарощування продовольчого фонду мало-ефективне через зниження родючості ґрунтів і якості продукції |
| Слабка | Обмеженість існування культурних насаджень. Недоцільність використання земель для виробництва продовольчої продукції |
| Катастрофічна | Біопродуктивність земель мізерна. Їх використання є небезпечним для людини і виробництв |

Дегуміфікація є одним з найхарактерніших супутників нераціонального використання ґрунтів в аграрному виробництві. За останніх 110 років темпи дегуміфікації ґрунтів Полісся досягли 19 %, Лісостепу — 22, Степу — 20 %. Особливо значні втрати гумусу зафіксовано за останню чверть століття, порівняно з попередніми 80 роками: в лісостеповій зоні — в 1,65 раза, в степовій — у 2,4 і в Поліссі — в 8,1 раза. Найпомітніше гумус утрачається при ерозії — у слабкоеродованих чорноземах на 5 — 10 %, середньоеродованих — 25 – 30 і сильноеродованих на 35 — 40 % проти їх повнопрофільних аналогів.

Ступінь деградації визначають за даними табл. 20.2.

У деградованих ґрунтах склад гумусу орного шару суттєво модифікується (збільшується частка фульвокислот за рахунок гумінових). Знижена біогенність додатково погіршує умови росту і розвитку сільгоспкультур, супроводжуючись зниженням родючості ґрунтів на 10 – 40 % залежно від їх еродованості. У Поліссі під впливом ерозії втрачається 2,4 млн т гумусу, у Лісостепу і й Степу — більше ніж 10, а загалом по Україні — майже 25 млн т. При цьому класична дегуміфікація при сільськогосподарському використанні ґрунтів спричинюється переважанням мінералізації гумусу над його ново-

утворенням і посилюється ерозією (зменшення грубизни профілю). Мінералізація залежить від багаторічної адитивної дії добрив, меліорантів, обробітку ґрунту, сівозмін, надходження органічних речовин, інтенсивності їх гуміфікації в конкретних ґрунтово-екологічних умовах. Призупиняють цей процес внесенням у ґрунт свіжих органічних речовин (з гноєм, післяжививно-кореневими рештками) та регулюванням гумусоутворення агротехнічними прийомами.

Таблиця 20.2. Показники ступеня (0 – 4) деградації ґрунтів

| Показник | 0 | 1 | 2 | 3 | 4 |
|---|------|-----------|-----------|-----------|-------|
| Потужність абіотичного наносу, см | <2 | 3–10 | 11–20 | 21–40 | >40 |
| Глибина провалів без розриву суцільності, см | <20 | 20–40 | 41–100 | 101–200 | >200 |
| Зменшення вмісту фізичної глини, % | <5 | 6–15 | 16–25 | 26–32 | >32 |
| Підвищення щільності орного шару ґрунту, % | <10 | 11–20 | 21–30 | 34–40 | >40 |
| Міжагрегатна шпаруватість, см ³ /г | >0,2 | 0,11–0,20 | 0,06–0,10 | 0,02–0,05 | <0,02 |
| Внутрішньоагрегатна шпаруватість, см ³ /г | >0,3 | 0,26–0,30 | 0,20–0,25 | 0,17–0,19 | <0,17 |
| Коефіцієнт фільтрації, м/добу | >1,0 | 0,3–1,0 | 0,1–0,3 | 0,01–0,1 | <0,01 |
| Кам'янистість, % укриття | <5 | 6–15 | 16–35 | 36–70 | >70 |
| Зменшення ґрунтового профілю (H + Hr + Ph), % | <3 | 3–25 | 26–50 | 51–75 | >75 |
| Зменшення запасів гумусу в профілі ґрунту, % | <10 | 11–20 | 21–40 | 41–80 | >80 |
| Площа породи, що виходить на поверхню, % | 0–2 | 3–5 | 6–10 | 11–25 | >25 |
| Глибина розмивів і рівчаків щодо поверхні, см | <20 | 21–40 | 41–100 | 101–200 | >200 |
| Розчленованість території яругами, км/км ² | <0,1 | 0,1–0,3 | 0,4–0,7 | 0,8–2,5 | >2,5 |
| Дефляційний нанос неродючого шару, см | <2 | 3–10 | 11–20 | 21–40 | >40 |
| Площа «вільних» пісків, % | 0–2 | 3–5 | 6–15 | 16–25 | >25 |
| Вміст токсичних солей в орному шарі, %: | | | | | |
| за участю соди | <0,1 | 0,11–0,20 | 0,21–0,30 | 0,31–0,5 | >0,5 |
| для інших типів засолення | <0,1 | 0,11–0,25 | 0,26–0,50 | 0,51–0,8 | >0,8 |
| Збільшення токсичної лужності, мг-екв./100 г ґрунту | <0,7 | 0,71–1,0 | 1,1–1,6 | 1,7–2,0 | >0,2 |
| Збільшення вмісту обмінного натрію, % від ЄКО | <5 | 5–10 | 10–15 | 15–20 | >20 |
| Збільшення вмісту обмінного магнію, % від СКО | <40 | 41–50 | 51–60 | 61–70 | >70 |
| Підняття підґрунтових вод до глибини, м: | | | | | |
| в зоні перезволоження (<1 г/л) | >1,0 | 0,81–1,0 | 0,61–0,80 | 0,31–0,60 | <0,3 |
| в зоні Степу (<3 г/л) | >4,0 | 3,1–4,0 | 2,1–3,0 | 1,0–2,0 | <1,0 |
| Загоплення (поверхнєве перезволоження), міс | <3,0 | 4–6 | 7–12 | 13–18 | >18 |
| Зменшення шару торфу, мм/рік | <1 | 1–2,5 | 2,6–10 | 11–40 | >40 |
| Утрати ґрунту за рік, т/га | <5 | 6–25 | 26–100 | 101–200 | >200 |
| Площа бедлендів, % від загальної площі | <10 | 11–30 | 31–50 | 51–70 | >70 |
| Фітопокритість кормових угідь, % | >90 | 71–90 | 51–70 | 10–50 | <10 |

У разі дефіциту гною роль післяжнивних фіторешток і нових агротехнологій стає особливо значною. Особливо виразно оптимізують гумусовий стан ґрунтів багаторічні трави, коренева маса яких вже в перший рік у 1,5 рази, а на другий рік — удвічі перевищує фіторештки (коріння й стерню) однорічних зернових культур. Озимі зернові залишають більше рослинних решток, ніж ярі й зернобобові. Найменше решток залишають просапні культури — вони виносять найбільше поживних речовин, самі по собі є найбільш вимогливими до гумусованості й родючості ґрунту, проте втрати гумусу під ними вдвічі перевищують його втрати порівняно з культурами суцільного висіву.

Тривале сільськогосподарське використання ґрунту без добрив однозначно супроводиться зниженням вмісту гумусу, який, проте, надалі стабілізується на певному рівні, оскільки розкладу зазнають детрит, а також відносно незначні за масою лабільні перші фракції гумусу за схемою Тюріна та периферичні ланцюги інших фракцій. Ця частка гумусу й підлягає безпосередньому регулюванню. Консервативна ж його частка становить основний фонд, що тривало зберігається.

Низький вміст азоту в корневих та післяжнивних рештках зернових культур є причиною того, що при їх трансформуванні процеси мінералізації переважають над гуміфікацією, оскільки безазотисті біоорганічні сполуки мінералізуються досить швидко. Оскільки ж плодозмінні сівозміни порівняно з просапними забезпечують, як зазначено, надходження значно більшої маси рослинних решток, то підвищення норм азоту є тим реальним окультурювальним агроприйомом, який сприяє новоутворенню гумусу.

Краща здатність люцерни, конюшини та інших багаторічних трав до гумусоутворення пов'язана саме з тим, що співвідношення $C : N$ в їх корінні є звуженим до $10 : 1$ проти $50 : 1$ у корінні і соломі зернових культур суцільного висіву. Через це питання еколого-біогеохімічного впливу заорювання соломи на гумусовий стан ґрунту все ще дискутується в ґрунтознавстві.

Бездефіцитний баланс гумусу в ґрунтах неможливо забезпечити без застосування органічних добрив. Коефіцієнт їх гуміфікації становить $0,2 - 0,3$ і багато в чому залежить від поєднання органічних і мінеральних добрив, забезпечуючи накопичення гумусу на $10 - 15\%$ більше, ніж при використанні одного гною, особливо при внесенні мінеральних добрив з свіжим солом'яним або напівперепрілим гноєм. Показово, що новоутворення гумусу загальмовується з підвищенням норм гною, оскільки він при цьому мінералізується швидше, зменшуючи свій позитивний вплив на гумусовий стан ґрунту. Це саме стосується і рівномірності внесення добрив — лише за рівномірного розподілу гною в масі ґрунту досягається найбільший вихід новоутвореного гумусу.

Експериментально доведено, що найефективнішою нормою внесення гною в Лісостепу і Поліссі під просапні культури є 30 – 50 т/га, під озимі — 20 – 30, а в Степу — відповідно 30 – 40 і 20 – 25 т/га. Збільшення цих норм, крім екологічних вад — забруднення довкілля, погіршення меліораційної дії органічних добрив тощо, супроводиться також значним (у 1,5 – 2 рази) зниженням рентабельності. Мінералізація органічних речовин удвічі загальмовується в разі глибокого заорювання гною плугом з передплужником, чим, власне, й оптимізується режим сприяння гуміфікації.

Істотно впливає на гумусовий стан ґрунтів внесення вапна, гіпсу та інших кальцієвмісних сполук з яскраво вираженою окультурювальною дією. Так, вапнування дерново-підзолистих ґрунтів сприяє збагаченню гумусу гуміновими кислотами, розширюючи при цьому співвідношення ГК : ФК. Угноєння провапнованих ґрунтів ініціює зміну біогеохімії гумусоутворення в підзолистих ґрунтах у бік деревного ґрунтогенезу, хоча властивості гумусових речовин в окультурюваних дерново-підзолистих ґрунтах зберігають багато їх суто зональних особливостей. Провапновані ґрунти сприяють новоутворенню гумусових речовин, і за таких екологічних умов посилюється позитивна роль сівозмін у поліпшенні гумусового стану окультурюваних ґрунтів.

Механічний обробіток впливає на органічну частину ґрунту не менш вагомо, ніж безпосередній речовинно-енергетичний вплив польових рослин. Втрати гумусу при механічному обробітку можуть у 10 – 15 разів перевищувати його втрати від природної мінералізації, продукти якої задовольняють потреби культур у поживних речовинах. Мілкий обробіток ґрунту сповільнює мінералізацію органічної частини ґрунту, сприяючи цим ефективному використанню її продуктів польовими культурами. Отже, для стабілізації гумусового стану є сенс мінімальний обробіток поєднувати з глибокою оранкою, під яку вносять гній та інші добрива.

Отже, дисбаланс органічних речовин у ґрунті, як екологічний дефект сільськогосподарського виробництва принципово підлягає регулюванню за рахунок інтенсифікації БК у трофічному ланцюгу ґрунт — добрива — рослини. Сучасні екологічно орієнтовані агротехнології сприяють ритмічному надходженню до ґрунту біоорганічних речовин кореневих, пожнивних решток, гною, компостів тощо, оптимізують їх гуміфікацію.

Хемогенне забруднення на тлі дегуміфікації чинить дедалі помітніший деградуючий вплив на сучасний ґрунтогенез. Воно повністю пов'язане з антропогенним накопиченням у ґрунтах шкідливих для біоти речовин, які знижують біопродуктивність рослин та інших культивованих в агросфері організмів, різко погіршуючи при цьому також їх технологічну, поживну та гігієнічно-санітарну якість. Особливо небезпечними є токсиканти-ксенобіо-

тики — *чужорідні* живим організмам речовини, які набули від природи екоцидних властивостей або отримали їх у процесі ґрунтогенної трансформації. Ними є важкі метали (ВМ) та їх сполуки, радіонукліди, нафта, нафтопродукти, персистентні пестициди, радіоактивні та інші токсичні речовини. Основними джерелами забруднення ними ґрунтів є промислові, автотранспортні, радіоактивні та інші викиди, пестициди, неякісні добрива, розлита нафта та нафтопродукти, вторинне аеральне надходження забруднюючих речовин з поверхні ґрунту до раніше чистих регіонів тощо.

У цілому для України характерним є інтенсивне хомогенне забруднення ґрунтів, зумовлене функціонуванням Київської, Харківської, Донецької, Дніпропетровської, Криворізької, Маріупольської та низки інших потужних промислових агломерацій. Лише за рік роботи однієї Луганської ГРЕС у повітря потрапляє 200 тис. т пилу і газоподібних речовин. Авдієвський коксохімічний завод щороку викидає їх 78 575 т, у тому числі 242 т сульфату амонію, 1053 т нафталіну, 444 т фенолу, 1039 т соляної і 67,5 т сульфатної кислот. І це лише локальні приклади загальнопланетарного хомотехногенного пресу на біосферу, що за масштабністю дорівнює дії геодинамічних процесів. Особливо складною є ґрунтово-екологічна ситуація в регіонах розташування та видобутку корисних копалин. «Оскальповані» ландшафти з порушеним рельєфом і повністю знищеним ґрунтом тут десятикратно перевищують площу видобутку, а через деформацію порід на поверхні шахтних полів утворюються провалля та просідання ґрунту (Західний Донбас, Львівсько-Волинський та інші басейни).

Ґрунти через свою буферність не є пасивним геохімічним акумулятором забруднюючих речовин, накопичення яких відбувається відносно повільно порівняно з атмосферою, гідросферою і навіть живими організмами. Фізико-хімічні і ферментативно-мікробіологічні процеси завжди сприяють руйнуванню забруднювачів, передусім органічних. Для бензапірену та пестицидів можливим є встановлення рівноваги між їх надходженням та розкладанням у ґрунті.

Залежно від масштабів та поширення виділяють три групи різного за якістю забруднення: локальне, регіональне та глобальне.

Нітратне забруднення породжене хімізацією сільськогосподарського виробництва, хоча принципово можливим є також і природний процес надлишкового накопичення нітратів, наприклад, у парових полях та за інтенсивного обробітку ґрунту утворюється до 300 кг/га NO_3 . Проте найбільше нітратів у ґрунті надходить з добривами, у тому числі з гноєм, пташиним послідом, стоками з ферм, а також викидами нітрозних газів при виробництві азотної кислоти. Основна частина нітратів (80 %) потрапляє до організму людини з овочами, 15 % — з м'ясом, 5 % — з фруктами і молочними продуктами. З м'ясних продуктів найбільше нітратів містять ковбаси, оскільки для товарного вигляду (червоного кольору) і запобігання боту-

лізму до них додають до 3 % KNO_3 . Нітрати потрапляють до організму людини з нітрогліцерином, атропіном та іншими ліками.

У рослинах нітрати є транспортною і запасною формою азоту. Це зумовлює акумуляцію їх у провідних тканинах рослин і вегетативних органах. У репродуктивних органах більшості культур нітрати повністю відсутні. Самі по собі нітрати не токсичні для людини, але у шлунково-кишковому тракті вони відновлюються до нітритів, які реагують з гемоглобіном крові, перетворюючи його в метгемоглобін, не здатний постачати кисень тканинам, унаслідок чого в організмі розвивається кисневе голодування. Гранична допустима концентрація (ГДК) NO_3^- становить 5 мг/кг живої маси. Небезпека отруєння нітратами полягає не стільки в метгемоглобінемії, скільки в утворенні під час реакції нітритів з вторинними амінами в організмі нітросоамінів з їх канцерогенною дією.

Причинами накопичення нітратів у рослинах можуть бути: необґрунтовано високі дози азотних добрив; незбалансоване мінеральне живлення рослин; внесення швидкодійчих органічних добрив; вирощування культур по парових попередниках; несвоєчасне азотне підживлення культур; зріджені і загущені посіви; нестача в ґрунті мікроелементів, причетних до редукції нітратів (Mo, Mn, Fe, B, S); кисла реакція ґрунтового розчину, за якої іони водню блокують надходження у рослини NH_4^+ і єдиною формою засвоюваного рослинами азоту за таких умов стає NO_3^- ; похмура і прохолодна погода; штучне або недостатнє освітлення; видові або сортові особливості культур; несвоєчасне збирання урожаю; порушення технології переробки продукції. Для зменшення накопичення NO_3^- у ґрунті і рослинах слід усунути його головну причину. Докладно проблема нітратного забруднення ґрунтів і продуктів харчування розглядається в спеціальних наукових оглядах.

Кислотні дощі утворюються при промислових викидах до атмосфери діоксиду сірки та оксидів азоту (N_2O , NO і NO_2), завдаючи відчутної шкоди ґрунтам, а загалом довкіллю. Глобальні їх викиди на 1994 р. перевищували 255 млн т/рік. При взаємодії повітряної вологи з оксидами сірки і азоту рН дощової води знижується до 3,5 (при нормі 5,6, а вода озер, ставків, річок має рН 7,5 – 8,0, морів і океанів — 8,0). Максимальна кислотність опадів зареєстрована у країнах Західної Європи. Потужні джерела викиду SO_2 і NO_2 є у Великій Британії, Німеччині, Польщі. При західних вітрах вони приносять кислотні дощі у скандинавські країни і на захід України. Регіональні кислотні дощі випадають навколо великих промислових центрів. Так, рН опадів поблизу м. Києва становить 4,8. Під впливом кислотних дощів багато хімічних сполук (у тому числі ВМ) ста-

ють розчинними, а отже, доступними рослинам. Підкислення ґрунту змінює перебіг мікробіологічних процесів, а той напрям ґрунтогенезу.

Забруднення ґрунтів важкими металами (ВМ) спричиняють Pb, Zn, Cd, Hg, Cu, Mn, Ni, Sn, Ti, V та низка інших елементів. За масштабами та впливом на біологічні об'єкти цього виду хемогенного забруднення належить одне з перших місць. Термін «важкі метали» було запозичено з технічної літератури, де до ВМ відносять метали з густиною більше ніж 5 г/см^3 або атомною масою більше 50 ат. од., у тому числі і біофільні мікроелементи — Fe, Cu, Zn, Mn, Co, Mo та ін. В біоекології термін «важкі метали» міцно закріпився за першочерговими забруднювачами біосфери Hg, Cd, Pb, As, хоч останній і не належить до металів. До ВМ відносять також Sr, Ni та інші метали, у тому числі й еконейтральні і навіть у чомусь корисні організму благородні метали-ультрамикроелементи (Ag, Au, Pt, Ir, Os). У мікрокількостях вони каталізують процеси метаболізму, а в разі підвищених концентрацій повністю блокують перебіг ферментативних реакцій як у живих організмах, так і в ґрунті (гуміфікація, амоніфікація, нітрифікація). Багато з них (Cu, Ni, Zn, Co, Sr та ін.) у мікрокількостях необхідні для рослин і нормальної життєдіяльності людини, проте є високотоксичними при підвищенні концентрації. За деякими оцінками, живим організмам не потрібні Pb, Hg, Cd та деякі інші (Tl) найтоксичніші для людини і тварин хімічні елементи (в тому числі й Be — один з найлегших металів). Водночас Pb здатен підвищувати врожайність сільськогосподарських культур, а багато Tl акумулюють гриби.

Масштабними джерелами ВМ є теплові електростанції, підприємства чорної та кольорової металургії, з видобутку і виробництва будівельних матеріалів, транспорт і комунальні стічні, а також зрошувальні води, пестициди (щорічне надходження ВМ у біосферу) на прикладі держав Північної Америки та Європи становить: Pb — 370 тис. т (у тому числі за рахунок спалювання бензину — 280 тис. т), As — 31,2 тис. т (чорна і кольорова металургія, виробництво скла та цементу), Cd — 7,6 тис. т. При виробництві 1 т кольорових металів до біосфери потрапляє в середньому 40 кг Pb, 3 кг аміаку, 280 т Hg і 13 г Cd.

Забруднюють ґрунти у багатьох промислових районах відвали металургійних заводів і рудників, які забезпечують еолове перенесення сполук ВМ на значні відстані, через що сьогодні важко встановлювати природний фон деяких металів, передусім тих, які утворюють леткі сполуки (Sb, Hg).

Свій внесок у надходження ВМ до ґрунтів роблять мінеральні добрива, виготовлені за екологічно недосконалими технологіями: лише з фосфатами на території Радянського Союзу було внесено 16 633 т Pb, 3200 т Cd і 533 т Hg. Як виявилось, мінеральні добрива і хімічні меліоранти, крім основних елементів живлення, містять до

5 % домішок (у фосфатах — As, Cd, Pb, F, Se, Sr, U, Ra). Світове виробництво фосфорних добрив перевищує 30 млн т на рік. З ними до ґрунту потрапляє до 2 млн т канцерогенного F, а також Cd, As, Ra. Калійні добрива є природними речовинами, проте вони привносять до ґрунту багато Na^+ , Cl^- , ^{40}K (при дозі K_{60} з сільвінітом у ґрунт потрапляє до 70 кг Na і 200 кг Cl). Ще більше забруднювачів у ґрунти поставляють меліоранти промислового походження — металургійні фосфат- і ферохромові шлаки, вугільна і сланцева зола, фосфогіпс, які містять значну кількість ВМ, а фосфогіпс — ще й 60 мг/кг F.

Забруднення ВМ послаблює біоактивність ґрунтів, зменшує водостійкість агрегатів біогенного походження, змінює склад обмінних катіонів, зменшує насиченість ГВК Са, погіршує ґрунтово-екологічні умови розвитку рослин та інших представників ґрунтової біоти (хробаки тощо).

Діагностика забруднення ґрунтів ВМ ускладнюється через низький вміст і високе природне варіювання їх валових і рухомих форм. Останні створюють найбільшу загрозу. Рухомість ВМ залежить від умісту й якості органічних речовин у ґрунті, його кислотно-лужних та окисно-відновлювальних режимів.

Важкі метали є хімічно активними змінно-валентними елементами, взаємодія яких з ґрунтами відрізняється значною специфікою, визначаючись як їх хімічними особливостями, так і властивостями ґрунту. Уміст ВМ у ґрунтовому розчині контролюється передусім реакціями утворення малорозчинних солей (сульфатів, карбонатів, фосфатів тощо) та їх розчинення (утворення хелатів, редуксованих та інших легкорухомих сполук). Їх катіони специфічно та неспецифічно сорбуються ґрунтом, вступають у реакції обміну з катіонами ГВК, утворюють комплексні сполуки, у тому числі з гумусовими речовинами ґрунту. У складі комплексних сполук, особливо з низькомолекулярними органічними лігандами, ВМ стають доступнішими для рослин, посилюється їх міграційна здатність. Рухомість більшості ВМ зростає за кислої реакції ґрунтового розчину (для кожного металу у своєму інтервалі рН) і зменшується з її нейтралізацією. Винятком із цього правила є Mo, рухомість якого посилюється при слабколужній реакції.

Фітотоксичність ВМ залежить, як правило, від поліелементного рівня забруднення, його складу, фізіо-біохімічних особливостей конкретних рослин та буферності ґрунтів проти забруднення важкими металами. Тут буферність слід тлумачити в розширеному розумінні цієї надто суттєвої біосферної функції ґрунту як його здатність підтримувати на відносно постійному рівні вміст ВМ у ґрунтовому розчині, переводячи їх надлишок у малорухомі форми. Буферність проти ВМ визначається величиною рН, ЄКО, складом увібраних катіонів, умістом гумусу, карбонатів, фосфатів, фізичної глини, R_2O_3 .

Забруднення ґрунтів ВМ є майже вічним, незважаючи на те, що ґрунти здатні повільно звільнятися від них через вилуговування, фітопоглинання, перерозподіл ерозією та дефляцією. Період напів-видалення (видалення половини від початкової концентрації ВМ), розрахований лінійнометрично, дуже варіює: для Zn — від 70 до 510 років, для Cd — від 13 до 1100 років, для Cu — від 310 до 1500 років, для Pb — від 740 до 5900 років.

Єдиним кардинальним шляхом запобігання забрудненню ґрунтів ВМ є обмеження їх надходження на поверхню ґрунту удосконаленням технологій промислового виробництва. Стан забруднення ґрунтів ВМ контролюється з допомогою фонового, а в разі потреби — і кризового моніторингу.

Меліорація забруднених ВМ ґрунтів здійснюється через: 1) зменшення рухомості металів при підвищенні рН кислих ґрунтів вапнуванням, внесенням цеолітів тощо; 2) видалення ВМ з ґрунту промиванням його сильними кислотами та комплексонами (набагато дорожче й менш поширене); 3) в разі надмірного забруднення поверхневий шар ґрунту видаляють і захороняють у спеціальних могильниках; 4) фітомеліорація вирощуванням на забруднених територіях рослин-концентраторів ВМ є екологічно привабливим, економічно рентабельним і через це перспективним агрозаходом.

Радіонуклідне забруднення ґрунтів відбувається внаслідок аварій на атомних електростанціях, розробки, виробництва та випробування ядерної зброї. Перше концентроване радіоактивне забруднення спричинилося випробуванням ядерної зброї в 1954 – 1958 і 1961 – 1962 рр., після чого вже у 1963 р. вміст найнебезпечніших для людини радіонуклідів у біосфері підвищився у 8 разів, а на випробувальних полігонах вміст ^{137}Cs у ґрунтах, який до ядерних випробувань взагалі не ідентифікувався, збільшився у 200 разів. Крім військово-промислового комплексу поставниками радіонуклідів є також підприємства ядерно-паливного циклу, особливо ті, що видобувають і переробляють уранову сировину. Свій внесок у радіогенне забруднення ґрунтів роблять атомні електростанції (АЕС) навіть за «нормальної» роботи. Спалювання вугілля на теплових електростанціях також призводить до концентрування радіонуклідів та їх викидів у атмосферу. Радіаційні технології (рентгенодіагностика, опромінення насіння сільськогосподарських культур з метою підвищення їх урожайності, стерилізація консервних виробів, радіаційна дезинфекція зерносховищ, радіаційний каталіз процесів полімеризації у хімічній промисловості, діагностика процесів виплавки металів, догляд речей у аеропортах та поштових відділеннях) посилюють екологічно небезпечний процес радіонуклідного забруднення. Радіонукліди містять і предмети побуту: сигналізатори диму, композиційні матеріали для лікування зубів, годинники з люмінесцентними циферблатами, щітки для усунення пилу і з CD-дисків, анти-

статисти, покажчики «входу»-«виходу» в метро, контактні лінзи і тощо. Використання їх не виключає надходження радіонуклідів у ґрунт.

До потужних і дуже небезпечних джерел забруднення ґрунтів радіонуклідами відносять аварії на підприємствах ядерної промисловості. За час існування атомних електростанцій сталося понад 300 таких аварій з викидом радіації в навколишнє середовище. До найбільших з них відносять аварії 1957 р. в Уіндскейлі (Велика Британія), 1957 р. на Південному Уралі (поблизу м. Киштим) та в 1986 р. на Чорнобильській АЕС, яка спричинила найбільше забруднення природного середовища радіонуклідами. Сумарний викид радіоактивності з реактора четвертого енергоблоку досяг 51 000 000 Кі (3,5 % від ядерних продуктів реактора) на значних територіях України, Білорусі, Росії та інших країн, які опинилися в зоні радіоактивного забруднення.

Радіоактивні речовини, що випали після аварії на ЧАЕС, стали «вічними супутниками» ґрунтогенезу, оскільки самоочищення ґрунтів навряд чи відбудеться раніше ніж через 24 000 років. Ґрунти 30-кілометрової зони, мабуть, навіки вилучено із сільськогосподарського користування. Підвищений вміст радіонуклідів на дні балок зумовлений накопиченням радіоактивного матеріалу зливовими і талими водами. Перерозподіл радіонуклідів у схилових ґрунтах відбувається головним чином за рахунок рідкого і твердого стоків. Незважаючи на обмінне (Sr) і необмінне (^{137}Cs) поглинання радіонуклідів ґрунтами, значна кількість їх була зареєстрована у підґрунтових водах.

Нерівномірність забруднення ґрунтового покриву спостерігається не тільки за γ -фоном, а й за радіонуклідним складом. Якщо ^{137}Cs випав на всій території, то ^{90}Sr — переважно в південному напрямку від ЧАЕС, а ^{239}Pu — у межах 30-кілометрової зони. Зміна радіоізотопного складу забруднення відбувалась і в часі. У перші дні після аварії серед радіонуклідів переважав ^{131}I . Згодом його частка у радіаційному фоні знижувалась і на передній план виходили довгоживучі радіонукліди: ^{95}Nb , ^{141}Ce і ^{144}Ce , ^{103}Ru і ^{106}Ru , ^{89}Sr і ^{90}Sr , ^{95}Zr , ^{134}Cs і ^{137}Cs , ^{210}Pb . На початку 90-х років у чорнобильському сліді ідентифікувалися: ^{144}Ce , ^{103}Ru , ^{106}Ru , ^{134}Cs , а також такі небезпечні забруднювачі ґрунтів, як ^{137}Cs і ^{90}Sr . Оскільки на ^{137}Cs припадає 70 % загального гамма-фону, то забруднену територію картографують насамперед за його вмістом у ґрунті.

Десятирічний досвід господарювання у забрудненій зоні засвідчив, що універсальних агротехнологічних прийомів для отримання на радіогенно забруднених ґрунтах чистої сільськогосподарської продукції не існує. Все залежить від екогенетичних властивостей ґрунту, видових і сортових особливостей культур та інших чинників.

Перш ніж вибрати той чи інший засіб, який може бути традиційним або спеціальним (зняття верхнього забрудненого шару ґрунту,

зв'язування радіонуклідів відпрацьованими мастилами чи дизпаливом, промивання ґрунтів кислотами, лугами, солями заліза, натрію, кальцію), потрібно врахувати екологічні наслідки і економічну ефективність його здійснення. Багато із спеціальних засобів, незважаючи на те, що знижували вміст радіонуклідів у сільськогосподарській продукції у 7–15 разів, не набули значного поширення, але застосувались на присадибних ділянках.

Перспективним виявилось застосування добрив, які поліпшують умови росту і спричинюють «ростове розбавлення» вмісту радіонуклідів, посилюють антагонізм між біогенними елементами і радіонуклідами, зменшують рухомість останніх переведенням у нерозчинний стан. Ефективність добрив і хімічних меліорантів, як засобів запобігання надходженню радіонуклідів у рослини, залежить від властивостей ґрунту. На легких ґрунтах з низьким вмістом гумусу і поживних речовин та на кислих ґрунтах кратність зниження вмісту радіонуклідів у рослинницькій продукції при їх використанні є значно вищою.

Ефективно зменшують надходження ^{137}Cs у рослини високі дози калію. Цей антагоніст ^{137}Cs запобігає його проникненню у кореневу систему, поліпшує мінеральне живлення рослин і завдяки «ростовому розбавленню» знижує концентрацію в них ^{137}Cs (від двох до 20 разів). Оскільки ^{137}Cs інтенсивно споживається рослинами на кислих ґрунтах, рекомендується їх вапнувати, що сприяє зменшенню вмісту ^{137}Cs в рослинах у 4–8 разів залежно від дози CaCO_3 . Різні форми азотних добрив по-різному впливають на надходження цезію у рослини. Нітратні добрива на це майже не впливають, амонійні — сприяють накопиченню ^{137}Cs у рослинах — під впливом амонійних добрив вміст ^{137}Cs у зерні гороху збільшувався майже на 52 % на чорноземах і на 83 % — на дерново-підзолистих ґрунтах. Фосфорні добрива, зазвичай, зменшували споживання ^{137}Cs рослинами. Зниженню концентрації ^{137}Cs у рослинах сприяють органічні добрива, особливо на легких ґрунтах. На важкосуглинистих ґрунтах перехід ^{137}Cs у рослини сповільнюється через перехід його обмінної у необмінну форму (як і для К). Органічні речовини утворюють з ^{137}Cs комплексні сполуки, зменшуючи цим його споживання рослинами і водночас створюючи екобезпечний протекторний ефект — захист ^{137}Cs від необмінного вбирання мулом, тобто утримання його в активній міграційній формі.

Другим одіозним радіонуклідом чорнобильського сліду є ^{90}Sr , який у ґрунті надовго переходить в обмінну легкозасвоювану рослинами форму. Споживання ^{90}Sr рослинами коригується типом ґрунтогенезу, реакцією ґрунту, його гранулометричним складом і гумусованістю. Найефективнішим бар'єром надходженню ^{90}Sr у рослини є вапнування (через антагонізм ^{90}Sr і Ca) та органічні добрива (в 11 разів знижувався вміст ^{90}Sr у сільськогосподарській продукції, ви-

рощуваній на угноених дерново-підзолистих легких ґрунтах). Найкращі результати дає при внесення гною разом з вапном. Значно зменшують надходження ^{90}Sr у рослини фосфорні добрива за рахунок прогресуючого утворення малорозчинних фосфатів стронцію. Калійні добрива також запобігають накопиченню Sr у рослинах (вірогідно, через прояв антагонізму між калієм, кальцієм і стронцієм). Однак високі дози калію порушують співвідношення у рослинах калію і кальцію, погіршуючи цінність кормів. Азотні добрива здатні як знижувати накопичення ^{90}Sr у рослинах (ефект ростового розбавлення), так і посилювати його надходження внаслідок ними ж спричиненого підкислення ґрунту, яке активізує сполуки ^{90}Sr .

Особливе місце у системі зменшення надходження радіонуклідів у рослини належить обробітку ґрунту. Якщо сильно забруднено радіонуклідами верхній 5 см шар ґрунтів, то їх варто «заорати» за допомогою плантажу, тобто повністю відмежувати від кореневмісного шару нефітотоксичним екраном. Однак такий агроприйом навіть на обмеженій площі потребує значних витрат. Глибокий обробіток ґрунту може на 100 % знизити надходження радіонуклідів у рослини, проте в разі глибокої кореневої системи цей засіб втрачає сенс.

Зниженню вмісту радіонуклідів у сільськогосподарській продукції сприяє меліорація луків і пасовищ. Оскільки радіонукліди депонуються у легкорозчинній формі в дернині, надовго зберігаючи цим свою доступність для рослин, головним завданням меліорації у таких випадках є порушення горизонту дернини і перемішування її з мінеральною частиною.

Зменшити надходження радіонуклідів у рослини можна добром вирощуваних культур, різні види і сорти яких накопичують неоднакову кількість радіонуклідів — різниця може досягати 20 і більше разів. За величиною акумуляції ^{137}Cs урожаєм зернові та зернобобові культури розташовуються (в порядку зменшення) в ряд: люпин, овес, гречка, горох, ячмінь, пшениця, кукурудза, просо, квасоля. Із овочевих культур найбільше накопичує ^{137}Cs капуста, а далі йдуть картопля, буряк, морква, огірки, томати. Трави за акумуляцією ^{137}Cs формують ряд, що убуває: вівсняниця лучна, райграс високий, конюшина, тимофіївка. Найбільше ^{137}Cs виносять зернобобові, дещо менше — овочеві, їх ранжирують так: буряк, огірки, морква, капуста, томати, картопля. Злакові культури накопичують значно менше ^{90}Sr — серед них найбільше радіонуклідів накопичують щільнокущові злаки.

Здебільшого винесення радіонуклідів не перевищує 1,0–1,5 % від загального вмісту їх у ґрунті, а на піщаних ґрунтах багаторічні трави виносять 3–6 % ^{90}Sr . Це ставить під сумнів фітомеліорацію ґрунтів, породжуючи проблему поховання радіоактивної фітомаси. Ще одним аспектом фітомеліорації ґрунтів є значний винос меліоративною культурою кальцію, що порушує співвідношення між Ca і

К у кормах, призводячи до захворювання тварин, які споживають такі трави-меліоранти.

Застосування тих чи інших агроприйомів повинно враховувати щільність забруднення ґрунтів ($< 1 \text{ Кі/км}^2$; $1 - 5$; $5 - 15$; $15 - 40$; $> 40 \text{ Кі/км}^2$) радіонуклідами. Сільськогосподарське виробництво на ґрунтах із щільністю забруднення до 1 Кі/км^2 провадиться без будь-яких обмежень у рослинництві та тваринництві; $1 - 5 \text{ Кі/км}^2$ — вирощування культур здійснюється за технологіями певної ґрунтово-біокліматичної зони з подвоєнням доз РК-добрив і контролем умісту радіонуклідів у гної (не більше ніж $1 \cdot 10^{-8} \text{ Кі/кг}$). Отримувати «чисте» молоко при вигульному утриманні тварин у цій зоні неможливо, оскільки корова пасивно ковтає радіоактивний ґрунт. Пасовища цієї зони можна використовувати без обмежень тільки для ремонтного молодняка, м'ясної та робочої худоби. Випас молочної худоби дозволяється при щільності забруднення менше ніж 2 Кі/км^2 і висоті травостою не менш як 10 см.

На ґрунтах зі щільністю забруднення ^{137}Cs $5 - 10 \text{ Кі/км}^2$ і від 10 до 15 Кі/км^2 є можливість отримання (за умови здійснення спеціального комплексу агро меліоративних прийомів) фітопродукції з тимчасово допустимим умістом радіонуклідів, а при щільності забруднення ^{137}Cs $15 - 40 \text{ Кі/км}^2$ найдоцільнішим стає перепрофілювання господарств на вирощування технічних культур з чітким дотриманням усіх рекомендацій щодо протидії переходу радіонуклідів з ґрунту у рослини. Вся отримана продукція повинна проходити дозиметричний контроль. Сільськогосподарське виробництво на ґрунтах із щільністю забруднення більше ніж 40 Кі/км^2 є недоцільним, краще їх заліснювати (Б.С. Носко, М.В. Лобода, Б.С. Прістер).

Радіонукліди мігрують профілем дифузно та конвективно в супроводі обмінного та необмінного закріплення ГВК: адсорбція, хемосорбція, оклюзія колоїдами, ізоморфний обмін металів у кристалічній ґратці глинистих мінералів. Моніторинг радіаційно забруднених ґрунтів є обов'язковим, а прогнозування забруднення рослинницької продукції має провадитися на кожному полі з урахуванням ґрунтово-екологічних режимів, рівня забруднення ґрунтів радіонуклідами, агрохімічних показників орного шару та характеру її використання (продовольчі, кормові цілі, переробка тощо).

Пестицидне забруднення ґрунтів відбувається через висівання протравленого насіння, атмосферними опадами, зрошувальною водою. Значна частина пестицидів сорбується ГВК, зв'язується гумусом, розподіляється вздовж профілю, трансформується мікроорганізмами, а інша — надходить до рослин, виноситься з поверхневим та ґрунтовим стоком.

У ґрунті пестициди здатні руйнуватися хімічним шляхом (гідроліз, окиснення) та під впливом мікроорганізмів (грибів, актиноміцетів, представників фауни) до найпростіших неорганічних сполук

(CO₂, NH₃, N₂, H₂O та ін.). Донедавна вважали, що мікробний розклад пестицидів у ґрунті може відбуватися за схемою перетворення природних біоорганічних решток, тобто до повної мінералізації, гуміфікації тощо. Трансформація більшості пестицидів супроводиться накопиченням продуктів, які розкладаються дуже повільно. Причиною персистентності пестицидів у ґрунті є відсутність тих ідеальних умов, які сприяли б їх мікробній деградації, аналогічній лабораторним випробовуванням екологічності цих біоцидних препаратів.

Перебіг біологічної трансформації та розкладання пестицидів у ґрунті залежать від хімічної структури сполуки, фізико-хімічної форми, у якій сполука перебуває у ґрунті, її концентрації, чисельності активної ґрунтової біоти і активності специфічних ферментів, а також загальноекологічних і в тому числі ґрунтово-агрохімічних чинників. Вологість ґрунту, аерація, ОВП, рН, речовинно-енергетичний субстрат, температура — це далеко не повний перелік чинників, які контролюють біотрансформацію пестицидних ксенобіотиків. Парадоксом тут є те, що пестицид здатен біологічно трансформуватись і розкладатись за умови, якщо він не пригнічує активну ґрунтову біоту і не порушує її екологічних та біогеохімічних функцій, а цього досягти нелегко.

Міграція та профільний перерозподіл пестицидних ксенобіотиків у ґрунтах і загалом у ландшафтах залежать від кількості атмосферних опадів та режиму зрошення з участю дифузії, сорбції-десорбції, гравітаційного перенесення тощо.

Особливо небезпечними для біоти є персистентні хлорорганічні пестициди ДДТ, ГХЦГ: поліхлорбіфеніли (ПХБ), поліциклічні ароматичні вуглеводні (ПАУ). Є «суперекотоксиканти», які діють за надзвичайно низьких концентрацій у мікро- і нанограми на кілограм маси організму — це поліхлоровані дибензопарадіоксини, дибензофурани та інші споріднені з ними сполуки, знайдені у вигляді домішок до деяких гербіцидів, виготовлених на основі 2,4,5-трихлорфенолу; пентахлорфенолу та інших поліхлорароматичних речовин, які (наприклад, 2,3,7,8-тетрахлордibenзо-*n*-діоксин) утворюють міцні комплекси з компонентами ґрунту і на десятки років зберігають у ньому свої біоцидні властивості.

Показово, що ізомери та метаболіти персистентних хлорорганічних пестицидів можуть бути стійкішими та токсичнішими за вихідні сполуки. Поліхлорбіфеніли, які утворюються при спалюванні на звалищах сміття з цих речовин, є навіть стійкішими проти розкладання, ніж ДДТ.

Більша частина стійких органічних забруднювачів поглинається рослинами через листову поверхню безпосередньо з атмосфери, а ті, що досягають поверхні ґрунту, поглинаються корінням, вимиваються у поверхневі та підґрунтові води, розкладаються, випаровуються тощо.

Існує заборона на застосування застарілих пестицидів з жорстким контролем їх зберігання, застосування, утилізації, поховання. Нині переходять на принципово нові речовин, активні у мінімальних дозах. Нові технології цільового дозованого нанесення пестицидів на шкідливі організми дають змогу мінімізувати їх екоцидність, у тому числі для людини. Зменшенню обсягів застосування пестицидів сприяє поширення трансгенних культур (ГМО — генетично модифікованих організмів), стійких проти хвороб і шкідників, хоча допустимість їх вирощування є ще дуже проблематичною.

Глобальні масштаби забруднення ґрунтів стійкими органічними сполуками спричинили потребу в їх фоновому моніторингу, результати якого є основою прогнозування ризику забруднення ґрунтів і перенесення стійких забруднювачів на великі відстані. Кінцевою метою є розробка екоетичної стратегії боротьби із забрудненням повітря, вод, ґрунту, ландшафтів і біосфери загалом.

Нафтове забруднення поставляє у великій кількості свою частку чужих для ґрунтогенезу різних за хімізмом органічних продуктів під час пошуку, видобутку, транспортування та переробки нафти. Втрати вуглеводневої сировини перевищують 10 % від її видобутку. Нафта містить різні фракції, які об'єднує яскраво виражена екоцидність. Особливо небезпечними є ароматичні вуглеводні — канцерогенні і дуже токсичні сполуки. В разі потрапляння у ґрунти нафти разом з мінералізованими пластовими та стічними водами, нафтовою емульсією у них накопичуються бітумінозні речовини, відбувається підлугування ґрунтових розчинів, кількість вуглеводнів зростає в десятки разів, а кількість абіотичного вуглецю — у 2–10 разів. Максимальні кількості вуглеводнів у ґрунтових профілях накопичуються на геохімічних бар'єрах (*H*-, *I*-горизонту тощо) особливо в зниженнях рельєфу, не утворюючи при цьому суцільних покривів. Відбувається глибока, часто незворотна трансформація їх морфологічних, фізичних, фізико-хімічних властивостей, мікробних ценозів, яка зумовлює екоцидні зміни ґрунтового профілю, що призводять до втрати родючості та виведення ґрунтів із сільськогосподарського використання.

Забруднення ґрунтів нафтою погіршує їх водно-повітряний режим за рахунок диспергації та гідрофобізації ґрунтових часточок; змінює рН; зменшує кількість поглинутих Са, Mg, рухомого Р₂О₅, знижує розчинність мікроелементів Со, Mn, Си через утворення гідрофобної оболонки, яка переводить їх рухомі форми у малодоступні для рослин. Біологічна активність ґрунтів при цьому паралізується, посилюються відновлювальні процеси, в ґрунтовому розчині збільшується вміст одно- і двовалентних катіонів, а також заліза та марганцю, які надходять з нафтовою емульсією, підвищується кількість забруднюючих органічних і мінеральних колоїдів, суттєво змінюється ІВК. Вміст обмінного натрію може досягати 25–35 % від ЄКО,

що спричинює специфічне (техногенне) осолонцювання. Велика кількість NaCl в нафтовій емульсії спричинює хлоридно-натрієве засолення ґрунтів. Величина сухого залишку у водній витяжці із забруднених ґрунтів збільшується у 5 – 30 разів.

Забруднені нафтою шари ґрунту стають смолисто-чорними, структурні частки вкриваються плівкою нафти, склеюються, що паралізує водопроникність ґрунту. Виникає дуже велика строкатість морфологічних показників, навіть у межах одного генетичного горизонту. Змінюється характер меж між горизонтами, виникають язикуватість профілю, утворення кутан. Забруднення нафтопромисловими водами важкосуглинкових типових чорноземів підвищує їх бриластість, зменшує вміст агрономічно цінних агрегатів, а також коефіцієнт структурності. На забруднених нафтою ґрунтах рослини гинуть або пригнічуються. На схилах це сприяє розвитку ерозійних процесів.

Швидкість відновлення ґрунтового-ценотичного покриву визначається кількістю нафти, що надійшла у ґрунт, і програмою робіт з рекультивації. Період відновлення після забруднення нафтою у кількості 12 л/м² розтягується до 15 років і залежить від кліматичних умов. Апробовані технології рекультивації нафтозабруднених ґрунтів передбачають застосування мінеральних добрив, спеціально селекціонованих штамів мікроорганізмів, здатних активно руйнувати вуглеводні, особливих агротехнічних заходів. При розливах мінералізованих пластових та стічних вод застосовують колоїдно-хімічну меліорацію, яка ґрунтується на перериванні капілярної облямівки та поверхневому внесенні прошарку гною і кальцієвмісних речовин. Проте радикальним заходом є запобігання забрудненню ґрунтів нафтою, підвищення надійності функціонування нафтогонів у супроводі постійно діючого моніторингу.

Ущільнення ґрунтів технікою є актуальною проблемою сьогодення. З'являється дедалі більше прямих і побічних доказів негативного впливу ходових систем машинно-тракторних агрегатів (МТА) на ефективну родючість ґрунтів. Це насамперед погіршення якості обробітку і відповідно якості посіву, особливо на поворотних смугах полів, де переущільнення виражене сильніше; застоювання води на полях після сніготанення або після інтенсивних злив тощо. Значне посилення ерозії в Україні пояснюється не тільки дегуміфікацією ґрунтів й послабленням з цієї причини їх структурності, а й ущільненням, яке погіршує водопроникність ґрунтів, активізуючи цим поверхневий стік там, де раніше панував внутрішньоґрунтовий.

При великомасштабному обстеженні ґрунтів України в 1957 – 1961 рр. і його коригуванні в 1970 – 1980 рр. виявилось, що на ріллі повсюдно збільшилася від 3 – 5 до 10 – 15 см товщина плужної підшви, поширилася бриластість у поверхневих шарах чорноземів Лісостепу, де раніше брили фіксувалися тільки при обробітку пересушеного ґрунту. Всі ці факти засвідчують існування багаторічного

негативного впливу техніки на ґрунт, акумулювання в ґрунтовому профілі залишкового ефекту деформації та її незворотності. Наявність такого ефекту підтверджують виміри об'ємної маси ґрунтового профілю на абсолютно заповідних ділянках і сусідніх полях, що обробляються понад 100 років в «Асканії-Нова» на темно-каштановому ґрунті і в Сумській області на типовому чорноземі. Систематичний обробіток спричинив прогресуюче їх ущільнення до глибин 80 – 100 і навіть 140 см.

Проблема ущільнювального впливу техніки на ґрунт виникла з появою перших тракторів на полях країни ще в 20-ті роки минулого століття. До неї додалась така вада сучасних агротехнологій вирощування сільськогосподарських культур, як численні проходи по полю тракторів та іншої техніки: при вирощуванні соняшнику — до 17; озимої пшениці — до 20; кукурудзи — до 22; цукрового буряку — до 27 (оскільки більшість операцій виконуються роздільно). Ущільнення від МТА зазнають усі без винятку ґрунти, але особливо істотно — важкі ґрунти при обробітку їх у перезволоженому стані (поза фізичною стиглістю).

Парадоксально, що еталонно родючим чорноземам без достатньої експериментальної перевірки було приписано винятково високу здатність протистояти ущільненню. Однак прямі визначення глибини й обсягу зони ущільненого ґрунту за величиною прогину гнучких елементів, вміщених у ґрунт до проходження МТА (В.В. Медведєв та ін.), показали, що чорноземи середнього і важкого гранулометричного складу також зазнають переущільнення та інших негативних впливів:

- ▶ переущільнення в орному шарі вище від припустимої межі 1,30 – 1,35 г/см³ та його поширення вглиб профілю;
- ▶ зменшення повітроємності ґрунту до 15 % і нижче;
- ▶ підвищення твердості ґрунту до 20 кгс/см² і більше (також граничні показники);
- ▶ утворення псевдowodостійких малошаруватих агрономічно малоцінних ґрунтових агрегатів;
- ▶ зменшення коренепроникності і кореневмісного об'єму;
- ▶ зменшення діапазону та запасу активної вологи;
- ▶ різке зниження співвідношення між- і внутрішньоагрегатних шарів, а отже, — погіршення мікробудови ґрунту;
- ▶ зниження водопроникності до 40 – 30 мм/год і нижче;
- ▶ послаблення розущільнювальної здатності;
- ▶ зростання енергоємності кришіння ущільненого ґрунту;
- ▶ утворення колій і погіршення умов виконання механізованих польових робіт;
- ▶ посилення неприродної строкатості властивостей ґрунту і його екологічних режимів;
- ▶ зниження ефективності мінеральних, передусім азотних добрив;

► зниження на 10 – 50 % врожайності сільськогосподарських культур проти неущільненого контролю.

Більшість орних ґрунтів під дією ходових систем МТА ущільнюються. Інтенсивність і глибина ущільнення залежать, з одного боку, від маси машин, їх питомого тиску на ґрунт, кількості їх проходів по полях, а з іншого — від вологості ґрунтів у момент проходження МТА і гранулометричного складу ґрунтів. Ущільнення ґрунтів у верхньому шарі описується висхідною загасаючою кривою (у чорноземах за 10 проходів Т-150К класу 1,4т максимуму деформації не досягається). Найбільш ущільнюються чорноземи середнього і важкого гранулометричного складу вологих західного і північного Лісостепу та ґрунти Передкарпаття. Переущільнення понад 1,3 – 1,4 г/см³ у чорноземів зберігається до 5 – 6 років (табл. 20.3).

Таблиця 20.3. Зміна фізичних властивостей чорнозему типового важкосуглинкового в діапазоні статичного питомого навантаження 0 – 1,4 кгс/см² і вологості 20 – 28 %

| Властивість ґрунтів | Навантаження | | | | | | | |
|--------------------------------|--------------|------|---------|------|---------|------|---------|------|
| | 0 | | 0,4–0,6 | | 0,8–1,0 | | 1,2–1,4 | |
| | Вологість | | | | | | | |
| | 28 | 20 | 28 | 20 | 28 | 20 | 28 | 20 |
| Щільність, г/см ³ | 1,12 | 1,17 | 1,28 | 1,22 | 1,36 | 1,27 | 1,45 | 1,33 |
| Твердість, кгс/см ² | 1,1 | 2,5 | 6,0 | 7,5 | 12,0 | 14,0 | 15,0 | 18,0 |
| Загальна шпаруватість, % | 56 | 54 | 50 | 52 | 46 | 50 | 43 | 48 |
| Шпаруватість аерації, % | 26 | 24 | 20 | 22 | 14 | 19 | 10 | 17 |
| Водопроникність, мм/год | 50 | 58 | 40 | 43 | 15 | 38 | 5 | 30 |

Найбільше потерпають від переущільнення ґрунтів картопля і льон, найменше — зернові культури. Цукровий буряк, кукурудза і соняшник займають проміжне положення. Оскільки переущільнення поширюється на найбільш активну кореневу частину профілю ґрунту, це негативно позначається на кореневій системі сільськогосподарських культур — знижується швидкість росту коренів через механічне гальмування підорних шарів. У цукрового буряку і гороху швидкість росту коренів у 2 – 3 рази нижче, ніж на неущільнених ґрунтах. Переущільнення призводить до утворення невеликої за масою і неглибокої кореневої системи, в якій переважають також дрібні фракції, деформовані скупчення корінців за малої кількості корневих волосків (табл. 20.4).

На переущільнених ґрунтах коренева система не може повноцінно виконувати основні функції: поглинання живильних речовин і вологи, первинний синтез і постачання підземній частині рослини необхідних речовин. Посуха посилює негативну дію переущільнення на ріст і розвиток коренів, через що різко зменшується врожайність (Т.Є. Линдіна).

Таблиця 20.4. Вплив ущільнення чорнозему типового на кореневу систему ячменю (Т.С. Ліндіна)

| Щільність ґрунту, г/см ³ | Маса коренів, г | Обсяг коренів, см ³ | Діаметр коренів мм | Надземна маса, г | Коефіцієнт продуктивності |
|-------------------------------------|-----------------|--------------------------------|--------------------|------------------|---------------------------|
| 0,9 | 0,62 | 12,8 | 0,28 | 1,81 | 2,9 |
| 1,1 | 0,52 | 11,1 | 0,28 | 2,28 | 4,4 |
| 1,3 | 0,31 | 6,4 | 0,15 | 1,70 | 5,5 |
| 1,5 | 0,29 | 6,0 | 0,12 | 1,39 | 4,8 |

Несприятливий вплив ходових систем тракторів, сільськогосподарських машин та іншої техніки на ґрунт пом'якшують у таких основних напрямках.

1. Одним із головних можна вважати зниження кількості проходів тракторів по полю за рахунок поєднання операцій, застосування комбінованих машин для одночасного проведення обробітку ґрунту і посіву, широкозахватних машин і заміни деяких міжрядних обробітків хімічним прополюванням. При вирощуванні цукрового буряку за рахунок поєднання операцій з внесення добрив, оранки і лункування ґрунту, передпосівного обробітку і посіву, міжрядного обробітку ґрунту з обприскуванням площу ущільнення 1 га можна знизити з 29 218 до 22 952 м². Аналогічні заходи з поєднання операцій при вирощуванні кукурудзи й озимої пшениці знижують площу ущільнення 1 га відповідно на 6437 і 2628 м². Отже, технологію виконання операцій при вирощуванні тієї або іншої сільськогосподарської культури слід планувати з урахуванням наявних у господарстві тракторів, можливостей їх застосування на різних операціях і оптимального завантаження. При виконанні технологічних операцій рух машинно-тракторних агрегатів необхідно здійснювати відповідно до розроблених схем за постійними коліями. Це дасть можливість зменшити загальну площу ущільнення поля.

2. Зменшення питомого тиску сучасних тракторів на ґрунт, із застосуванням з цією метою здвоєних, поширених або аркових коліс, ефективність яких доведено зарубіжною практикою. Ущільнення ґрунту можна зменшити за рахунок регулювання тиску в шинах, яке повинно зменшуватися за високої вологості, і навпаки. Це дає змогу певною мірою зменшити, але не виключити повністю тиск коліс на ґрунт.

3. Застосування для обробітку ущільнених ґрунтів спеціальних робочих органів, конструкції і параметри яких слід ретельно досліджувати й обґрунтовувати. Ґрунт у колії тракторів обробляють знаряддями активного типу з одночасним глибоким (50 – 60 см) розпушуванням підорного шару.

4. Перспективним напрямом у вирішенні означеної проблеми є конструювання принципово нових ходових частин мобільних сільськогосподарських агрегатів з питомим тиском припустимого стан-

дарту (табл. 20.5). Запровадження в Україні означеного обмеження питомого тиску мобільних агрегатів на ґрунт відповідає вимогам Земельного кодексу, сприяє підтриманню якісного екологічного стану, притаманного родючим ґрунтам і запобігає їх деградації.

Таблиця 20.5. Норми тиску рушіїв на суглинкові і глинисті ґрунти
(для супіщаних ґрунтів норми максимального тиску на ґрунт збільшують на 20 %) (В.В. Медведєв та ін.)

| Вологість ґрунту у шарі 0 – 30 см, у частках від найменшої вологості (НВ) | Максимальний тиск на ґрунт колісного і гусеничного агрегатів, кПа, не більше | | Нормальне напруження в ґрунті на глибині 50 см, кПа, не більше | |
|---|--|------------|--|------------|
| | Весна | Літо-осінь | Весна | Літо-осінь |
| Вище від 0,9 НВ | 80 | 100 | 25 | 30 |
| Вище від 0,7 НВ до 0,9 НВ | 100 | 120 | 25 | 30 |
| Вище від 0,6 НВ до 0,7 НВ | 120 | 140 | 30 | 35 |
| Вище від 0,5 НВ до 0,6 НВ | 150 | 180 | 35 | 45 |
| 0,5 НВ і менше | 180 | 210 | 35 | 50 |

Примітка: для супіщаних ґрунтів норми максимального тиску на ґрунт збільшують на 20 %.

Техногенні ґрунти на рекультивованих землях. Розвиток промисловості і будівельних робіт спричинює руйнацію ґрунтів у дедалі більших масштабах, призводячи до екоцидних змін довкілля та утворення техногенних ландшафтів. Особливо катастрофічно порушується ґрунтовий покрив у разі відкритого видобутку руд, сланців, торфу, вугілля, фосфоритів, будівельних матеріалів та інших корисних копалин. Значне порушення ґрунтів спричинює також будівництво автобанів, каналів та інших споруд. Майже всі порушені землі стають безплідними, а ландшафти набувають пустельного вигляду. Деякі з них з часом самозаростають, але більшість порушених земель без допомоги людини стають занедбаними. Нині в Україні площа порушених земель досягла 165 тис. га, а їх відновлення затримується десятки років, тоді як у Німеччині це здійснюється синхронно з видобутком копалин. Тому проблема техногенного пресу на ґрунтовий покрив у перспективі буде ще більш актуальною.

Порушенням земель вважають екоцидно-деградаційний процес, що супроводить видобуток корисних копалин, проведення геологорозвідувальних, дослідницьких, будівельних робіт, призводячи до порушення ґрунтового покриву, гідрологічного режиму ландшафтів, формування техногенного рельєфу та інших екобезпечних змін природного стану земель.

Найбільш поширеними порушеннями природних комплексів є утворення кар'єрів, траншей, провалів, карстових колодязів, накопичення відвалів, териконів, виникнення дамб, хвостосховищ, золо- та шламонакопичувачів. Сировина, яка потрапила на поверхню, та відходи її переробки і збагачення псуєть воду, ґрунт, атмосферне повітря

ря через фільтрацію, розпилення і самозагоряння, екоцидно впливаючи на живу природу, передусім людей. На місцях інтенсивного видобутку корисних копалин залишаються техногенні ландшафти, потенційно придатні для використання у сільському, лісовому, рибному господарстві, рекреації. Тут провадять рекультивацію земель.

Рекультивація земель — це екологічно орієнтований комплекс робіт з відтворення продуктивності біоценозів та господарської цінності порушених ландшафтів, поліпшення умов проживання людини та посилення безпеки її життєдіяльності. Рекультивації підлягають усі землі, що зазнають або зазнали змін у рельєфі та ґрунто-підґрунті під час виконання гірничих, гідротехнічних, геологорозвідувальних та інших деградаційних для ландшафту і БПЦ робіт.

При розробці проектів рекультивації враховують:

- природні умови району кар'єрних розробок (клімат, ґрунти, геологічні та гідрологічні умови, рельєф, рослинність);

- поширення порушеної території;

- перспективи розвитку регіону;

- фактичний або прогнозний стан порушених земель до моменту рекультивації (площі, форми техногенного рельєфу, ступінь природного заростання, сучасного та перспективного використання порушених земель, наявності гумусованого шару ґрунту і потенційно родючих порід, підтоплення, висушення, ерозії, рівня забруднення ґрунту; показників хімічного, гранулометричного складу, агрохімічних та агрофізичних властивостей, літогенетичних та інженерно-геологічних характеристик розритих порід);

- охорону довкілля від забруднення пилом, газовими викидами, стічними водами тощо;

- екоінформацію про напрями рекультивації, задані співвідношенням існуючих земельних угідь та антропогенним навантаженням на ландшафти (розораність, лісистість, наявність природоохоронних та рекреаційних територій), пов'язану з перспективами розвитку регіону, потребами в резервних площах для промислового, житлового будівництва, індивідуальної забудови тощо.

Головними напрямками рекультивації земель є:

- сільськогосподарський — реставрація на порушених землях умов для культивування прибуткових рослин, передусім фітомеліорантів;

- лісгосподарський — створення на порушених землях різномісних лісонасаджень;

- водогосподарський — створення в пониженнях техногенного рельєфу водоймищ поліфункціонального призначення;

- рекреаційний — створення на порушених землях об'єктів відпочинку;

- санітарно-гігієнічний — біологічна або технічна консервація порушених земель, рекультивація яких для господарських цілей є нерентабельною.

Рекультивация здійснюється в три послідовних етапи: 1) підготовчий (рекогносцирування, моделювання стратегій та сценаріїв рекультивации); 2) технічний; 3) біологічний (фіторекультивация).

Технічний етап передбачає формування рельєфу, насипання та розрівнювання субстратів, вирівнювання поверхонь, засипання кар'єрів, ярів, рівчаків. У разі потреби виконують хімічну меліорацію субстратів і ґрунту, який залишився на місці розробки, відсипають пошарово породи (зверху кладуть леси та інші потенційно-родючі породи, прикриваючи їх ґрунтом різної, заданої проектом гребизни), будують дороги, спеціальні гідротехнічні споруди.

Біологічний етап рекультивации розпочинається після завершення технічного етапу. Земельні ділянки в період біологічної рекультивации в сільськогосподарських та лісогосподарських цілях проходять фітомеліоративну стадію з вирощуванням багаторічних злакових і бобових культур для відновлення або формування кореневмісного шару та насичення його біоорганічними речовинами.

Рекультивовані та прилеглі до них землі після завершення всього комплексу робіт перетворюються на оптимально організований, стійкий ландшафт зі стабільно функціонуючими біоценозами.

Рекультивовані землі — це колишні порушені землі, на яких відновлено біопродуктивність, господарську цінність і поліпшено порівняно з кар'єрами екологічні умови. Ґрунти таких рекультивованих земель мають біотехногенне походження і чітко відрізняються за морфогенетичними ознаками свого «профілю» від природних ґрунтів. Вони отримали назву «техногенні або рекультивовані ґрунти». Л.В. Єстеревська (1988) виділила цей ряд у класі антропогенних ґрунтів. За будовою профілю «техногенних ґрунтів» виділяють такі їх типи: **техноземи**, складені двома горизонтами — верхній насипний гумусований суто ґрунтовий шар, а нижній — відвальна суміш геологічних утворень або ж порода в чистому вигляді; **літоземи**, складені з поверхні одними породами, на яких під травами формуються літогенно-дернові ґрунти (їх малопотужний *H*-горизонт віддзеркалює наслідки піонерного ґрунтогенезу, а нижчий горизонт складений породами в чистому вигляді або їх сумішшю). **Хемоземи** — це промислові відходи (шлами, хвости, золівідвали та ін.), представлені одним суто хемогенним горизонтом (хемоземи рекультивовані — приведені у стан, придатний для рекреації, санітарно-гігієнічних цілей, сільського та лісового господарства перекриттям їх потенційно родючими породами різного гранулометричного складу або/та гумусованим шаром ґрунту, у зв'язку з цим їх профіль може складатися з трьох та більше горизонтів, а найнижчий горизонт, як правило, завжди є хемогенним).

Типи техногенних ґрунтів поділяють на підтипи: лісолучні, лісостепові, степові, сухостепові та ін.

За властивостями, успадкованими від порід та зональних ґрунтів, які були матеріалом для формування техноземів та літоземів,

серед їх підтипів виділяють роди: техноземи чорноземні, каштанові, залишково опідзолені, оглеєні, буроземні, коричневі, карбонатні, засолені та ін.; літоземи — літогенно-дернові; хемоземи — лесові, глиноморфні, піщаноморфні, попелові, шлакові, шламкові, органогенні та ін.

Хемоземи рекультивовані на рівні роду поділяють за будовою техногенного профілю. *Хемоземи рекультивовані літоземні* мають профіль, в якому потенційно родючі породи прикривають фільтраційні та водоупорні шари з породних субстратів, під якими знаходиться хемогенний горизонт. *Хемоземи рекультивовані техноземні* мають літогенний насипний профіль, перекритий зверху гумусованим шаром.

За вираженістю родових ознак виділяють види техноземів, передусім за грубизною гумусованого ґрунтового шару: неглибокі — менш як 30 см; середньоглибокі — 30 – 60 см; глибокі — більше ніж 60 см; за вмістом гумусу: слабогумусовані — менше ніж 2 %; малогумусні — 2,1 – 3,0 %; середньогумусні — більше ніж 3,0 %; за вмістом карбонатів: карбонатні, високоскипаючі, безкарбонатні, засолені. Літоземи поділяють на види: карбонатні, безкарбонатні, засолені, кислі. Літогенно-дернові ґрунти поділяють на види за грубизною гумусово-акумулятивного горизонту: малорозвинені (примітивні) — менше від 5 см; слабкорозвинені — 5 – 10 см; неповнорозвинені — 10 – 20 см; розвинені більш як 20 см. Крім того, їх, як і літоземи, поділяють на види за вмістом карбонатів, засоленістю тощо.

Хемоземи на рівні виду поділяють за якісним складом хемогенних порід на: нейтральні, лужні, кислі, сольові та ін. Видовими ознаками хемоземів рекультивованих техноземних є: грубизна насипного гумусованого шару (неглибокі — менше ніж 30 см, середні — більше ніж 30 см) та ступінь його гумусованості малогумусні — менш як 3,0 % та середньогумусні — більше ніж 3,0 %. Для хемоземів рекультивованих літоземних характерні породні напашарування, що перекривають хемоземи: одно-, дво-, тришарові та ін.

Літологічні серії у різних видів техноземів виділяють за конкретними геологічними породами, які становлять літогенну основу їх профілю: лесові, глиноморфні, піщаноморфні, вапнякові, крейдомергельні та ін.

Різновидності виділяють за гранулометричним складом: глинисті, легко-, середньо-, важкосуглинисті, супіщані, піщані та ін.

При фіторекультивациі першочергову роль відіграють рівень родючості, (трофності), фізичні, фізико-хімічні, агрохімічні та інші екологічно значущі показники порід у відвалах. Результати досліджень цих параметрів наносять на карти і (картограми), заносять у бази даних, зіставляють отриману інформацію з еталонами, щоб запобігти винесенню на поверхню явно безплідних або фітотоксичних порід (пірито-, солених тощо), або ж забезпечити їх селективне розкриття з

наступним екобезпечним похованням. Ознаки придатності різних порід для сільськогосподарських цілей наведено в табл. 20.6 і 20.7.

Таблиця 20.6. Ознаки придатності порід для сільськогосподарського використання (М.І. Горбунов, М.О. Бекаревич)

| Категорія (1 – 4), придатність, бал (0 – 100), мінерали | Солі, % | pH | Al, мг/100 г | Na, % ЕКО | Фізична глина % | Гумус, % | Структура | Твердість кірки, кг/см ² |
|--|---------|--------------------|--------------|-----------|-----------------|----------|------------|-------------------------------------|
| 1. Повна, 10, суміш гідролод, монтморилоніту, вермікуліту, хлориту, каолініту, кварцу, змішаношарових мінералів | <0,1 | 5,5–8,3 | <2 | <10 | 20–45 | >1 | Добра | < 10 |
| 2. Добра, 70–50 (мінерали ті самі) | 0,1–0,2 | 4,5–8,3 | 2–4 | <10 | 20–45 | <1 | Задовільна | 10–20 |
| 3. Задовільна (потрібне поліпшення), 50–30: переважає монтморилоніт, кальцит, кварц, каолініт | 0,2–0,3 | 3,4–4,5 8,3–9,0 | 5–10 | 15–25 | 5–10 45–60 | <1 | Відсутня | 20–30 |
| 4. Незадовільна (непридатні, потрібне докорінне поліпшення), 30–20; багато піриту, гетиту, галіту, сульфатів, високодисперсних мінералів | 0,3–0,5 | 3,4–9,0 | >15 | >25 | | <1 | « | >30 |

Таблиця 20.7. Категорії (1 – 4) придатності порід для польових (ПК) та лісових (ЛК) культур

| Порода | ЛК | ПК | Приєм поліпшення |
|--|-----|----|--|
| H-горизонти опідзолених та чорноземних ґрунтів | 1 | 1 | Переважає сільськогосподарського використання з внесенням NP, іноді K добрив (під лісові культури можна, але недоцільно) |
| Лесові породи | 2 | 2 | Внесення N (P в лунки), іноді K; стимуляція гумусоутворення |
| Пісок кварцовий з 5 – 10 % дрібнозему | 3 | 4 | Внесення в лунки або рядки порід 1 та 2 категорій, NPK |
| Крейда, мергель з 5 – 10 % дрібнозему | 3 | 4 | Суцільне або в рядки та лунки внесення порід 1 та 2 категорій, повне удобрення (P в рядки-лунки) з доданням Fe, Mn |
| Пісок, крейда без дрібнозему | 4 | 4 | Суцільне або в рядки та лунки внесення порід 1 та 2 категорій |
| Глини та важкі суглинки без солей та піриту | 3 | 4 | Суцільне або в рядки та лунки внесення порід 1 та 2 категорій + NP добрива |
| Оглеєні породи | 3–4 | 4 | Суцільне або локальне внесення порід 1 та 2 категорій + NPK + повітряна оксигенізація |
| Засолені Cl ⁻ (0,7 – 1 %) | 4 | 4 | Промивання |
| Піритоносні (1 %) | 4 | 4 | Поховання > 3 м або вапнування великими дозами |
| Скельні та кам'янисті | 4 | 4 | Вибіркове заліснення, землювання, будівництво |

Фундаментальні дослідження школи рекультиваторів Бекареви-ча — Масюка довели, що винесені на поверхню різні надрудні породи в чистому вигляді або їх сумішки здатні самозаростати, формуючи при цьому різні за флористичним складом, біоекологічними групами, біогеохімічним кругообігом, характером та іншими ознаками піонерні фітоценози.

Лесоподібні сулинки разом із фосильним ґрунтами плейстоцену активно заростають травостоями, в складі яких було 38 видів, переважно з сімейств *Asteraceae*, *Chenopodiaceae*, *Poaceae*, *Polygonaceae*. Родина *Leguminozaea* була представлена найменшою кількістю видів (8 %), проте їх продуктивність виявилася максимальною — 35 % від загальної фітомаси. На зміну початковим стадіям з їх поверхневокореновими ефемерами приходять багаторічні рослини з глибокострижнекореновим паростковим відновленням (ксеромезофіти, кореневищні мезофіти, коренепаросткові ксерофіти). На десятирічних відвалах фітопродуктивність складних різнотравних угруповань досягла 20 ц/га, злакових — 23, бобових — 37 ц/га сіна. Продуктивність бобових трав уже на другий рік досягає зонального рівня, а їх едифікаторна функція є найяскравішою рисою в самозаростанні первинних лесоподібних екотопів та створенні сприятливих екологічних передумов подальшого формування трав'янистого покриву, притаманного чорноземним степам.

Червоно-бурі глини пліоцену мають звужений проти лесів еколого-ґрунтогенний об'єм та флористичну ємність. Загальна кількість видів (переважно *Chenopodiaceae*) не перевищує 18, однак, продуктивність їх надземної однорічної фітомаси є дуже високою (17 ц/га), а дворічної — ще вищою (21 ц/га сіна). Формування складних фітоценозів тут завершується на 6 — 8 рік, а в їх складі домінують облигатні та факультативні галофіти з тих, для яких високий вміст солей є неодмінною передумовою нормального розвитку (солепроникаючі глікогалофіти — *Kochia scoparia*, *Salsola ruthenica*, *Atriplex tatarica*). З опрісненням червоно-бурих глин галофільні угруповання переходять у сукцесію, адекватну раннім стадіям заростання лесів.

Зеленувато-сірі мергелісті та зелені соленосні щільні глини неогену заростають значно повільніше й обмеженою кількістю видів — у перші шість років однорічними літньо-осінніми ксерогалофітами з родини *Chenopodiaceae*. На 8 – 11-річних відвалах тут формуються фітоценози, в яких едифікаторні функції переходять до довгострижнекоренових та коренепаросткових галофітів, ґрунтогенно-екологічним доповненням яких стають поверхневострижневі глікофіти, стійкі проти солей ксерофіти та мезоксерофіти весняно-літньої та літньо-осінньої вегетації. Показово, що зелені глини, які є менш засоленими (але щільнішими проти пухких сильнозасолених червоно-бурих глин), виявляються більш несприятливим для розвитку

піонерних фітоценозів субстратом, аніж червоно-бурі глини. Так, дворічні травостої на червоно-бурих глинах мали фітопродуктивність 12 ц/га, а трирічні на зелених глинах — усього лише 6 ц/га. Специфіка зеленувато-сірих мергелистих глин полягає в їх дуже швидкому заселенні однорідними ксерогалофільними травостоями з великою кількістю пагонів і високою фітопродуктивністю (на стадії зімкнутого фітоценозу — до 40 ц/га сіна). Головною передумовою такого швидкого самозаростання мергелистих глин є їх здатність у короткі строки розпадатися на структуроподібні водостійкі агрегати.

Чорні сланцюваті глини неогену (міоцен-сармат) є піритоносними, через що вони навіть на шостий рік не заростають рослинністю. За цей час їх рН знижується з 8,5 до 3,8. У сукупності з чорним кольором, щільною статурою, надмірним накопиченням фітотоксичних речовин, несприятливими водними і тепловими властивостями це обмежує екологічні передумови поселення на них піонерної флори, представлені лише поодинокими особинами *Chenopodium album*, *C. glaucum*, *Rumex confertus* та деякими іншими видами. Для сільськогосподарських культур вони є шкідливими і без попередньої меліорації непридатними для їх вирощування. Проте, оскільки ці глини підстилаються дрібнозернистими пісками, а перекриваються мергелистими глинами, механічна суміш цих порід, яка самочинно утворюється при їх розритті та виносі на поверхню, вже не є фітотоксичною, оскільки сірчана кислота, утворювана при вивітрюванні піриту, нейтралізується карбонатом кальцію мергелистих глин, а домішка піску оптимізує їх фізичні властивості, що за збагаченості цих порід органічними речовинами робить їх більш родючими субстратами, ніж інші породи.

Зеленувато-сірі піщано-глинисті субстрати неогену заростають порівняно швидко — вже на четвертий рік на них формується зімкнутий фітоценотичний покрив, розчленований на прості і різною мірою ускладнені розмаїті угруповання. На стадії складного фітоценозу фітопродуктивність злаково-бобових травостоїв перевищує 20 ц/га, а різнотравних — 40 ц/га сіна. Уже на початку самозаростання піщано-глинистих субстратів простежується чітка аналогія із заростанням порід лесово-фосильної формації. В подальшому, коли відбудеться перерозподіл солей та їх вміст на глибинах 30–40 см збільшиться до 1 %, едифікаторна функція переходить до солестійких кореневідприскових ксеромезофітів і довгострижнекорневих ксерогалофітів. Еколого-біогеохімічні закономірності піонерного самозаростання та ініціації піонерних стадій ґрунтогенезу на зеленувато-сірих опіщаних глинах зумовлюють потребу у використанні екологізованих прийомів формування *хемоземів*, одним з яких є *піскування*, як докорінний прийом поліпшення фізичних властивостей глинистих порід, позбавлених закисного заліза, солей тощо. Феноменальним тут є те, що практично неродючий і трофічно збідне-

ний оліготрофний пісок, доданий до такої ж неродючої, але трофічно багатой глини, ініціює спалах родючості там, де ще недавно була неродюча порода.

Наведені факти дають підстави представити еколого-ґрунтогенний ряд порід післяпалеогенового віку у міру зростання дефіциту родючості: *лесо-фосильні суглинки — червоно-бурі суглинки — піщано-глинисті відклади та їх техно-хемогенні суміші — зеленувато-сірі мергелисті глини — засолені лесоподібні та червоно-бурі суглинки — червоно-бурі глини — зеленувато-сірі безкарбонатні щільні глини — піщані відклади міоцену, пліоцену, квартеру — чорні сланцюваті піритиносні глини неогену.*

З віддаленням порід від сучасних ґрунтів і лесів їх екоґрунтогенний об'єм зростає, а флористично-видова й ґрунтогенна ємність зменшуються. Екоґрунтогенним об'ємом первинних екотопів ми називаємо (спираючись на вчення М.Т. Масюка) сукупність усіх чинників місцезростання, які зумовлюють можливість поселення в її межах певної (більшої або меншої) кількості видів з різноманітними біо-екологічними особливостями. Видову ємність при цьому визначає загальна кількість рослинних видів, що нормально функціонують в умовах певного місцезростання (екотопу), а отже, здатних виконувати функцію провідного (екосистемного) чинника ґрунтогенезу. Це надає підстави теоретично аргументувати стратегію використання в ґрунтогенних цілях піонерних агрофітоценозів, можливості добору культурних видів для якого є вкрай обмеженими навіть серед бобових культур. Придатними для формування піонерних агрофітоценозів ґрунтогенного та господарського призначення є буркуні білий та жовтий (лікарський); люцерни синя, жовта, гібридна; еспарцет піщаний, а також лядвенець рогатий, в'язіль барвистий, горошок мишачий. Особлива екологічна роль бобових (більшість з них мають протисольову стійкість) у компенсації азотної оліготрофності розритих порід не підлягає сумніву. Їх глибокопроникаючі кореневі системи створюють дуже сприятливі еколого-біогеохімічні передумови для ґрунтогенного освоєння дуже значного об'єму первинного екотопу. До основних ґрунтогенних якостей бобових належать також і найбільша з можливих кількість продукованої ними фітомаси, її сприятлива для ґрунтоутворення якість, специфічний хімізм. Вплив цієї еколого-біологічної групи на первинні екотопи є настільки великим та різнобічним, що вона значною мірою вирівнює існуючі еколого-літогенетичні контрасти між різними розритими породами.

Із цього витікають два постулати М.Т. Масюка:

1) про універсальність застосування бобових культур на перших етапах біологічної рекультиваци в екологічній ролі фітомеліорантів на будь-яких первинних екотопах;

2) про родючість геологічних порід як специфічного екологічного середовища для рослин: а) цілком можливим є перехід первинно

сприятливих порід у цілком неродючі, і навпаки; б) розриті породи неоген-плейстоценового віку щодо різних видів рослин чи окремих біоекологічних груп характеризуються неоднаковою родючістю — так, пухкі є неродючими для родини злаків, айстрових, гречкових, амарантових, губоцвітих, шортколистих та деяких інших і дуже родючими щодо рослин, наділених біосферозначущою функцією симбіотичної азотофіксації та сольовим ефектом.

Отже, родючість геологічних порід та фітопродуктивність притаманних їм ценозів визначаються ступенем відповідності біоекологічної основи культивованих сільськогосподарських рослин умовам розритих порід. Головною причиною низької родючості порід є саме невідповідність зональної флори первинним екотопам. Розвиваючи ці положення, М.Т. Масюк назвав родючістю не лише здатність ґрунтів і порід забезпечувати рослини водою, поживними елементами тощо, а й здатність самих рослин активно використовувати природне середовище, що їм належить. Це підтверджують дані перших експериментів з фіторекультивациі післякар'єрних земель Олександрівського кар'єру (табл. 20.8 і 20.9).

Таблиця 20.8. Вплив чорноземного шару, насипаного на лесово-піщану сумішку на врожай зерна сільськогосподарських культур у сівозміні (ячмінь, 1963 — горох, 1967), ц/га

| Шар, см | Ячмінь | Чина | Ячмінь | Овес | Горох |
|---------|--------|------|--------|------|-------|
| 0 | 1,6 | 4,8 | 8,1 | 1,3 | 4,1 |
| 10 | 2,1 | 5,3 | 16,1 | 2,8 | 6,6 |
| 20 | 2,5 | 8,0 | 26,3 | 3,4 | 8,5 |
| 30 | 5,2 | 8,9 | 27,8 | 4,6 | 8,6 |
| 40 | 8,0 | 10,6 | 33,2 | 10,1 | 9,3 |

Таблиця 20.9. Вплив грубизни насипного шару чорнозему та породи на середній врожай зерна озимої пшениці Безоста-1 за 1972 – 1973 рр. (при її врожаї на чорноземі 10 ц/га, Запорізький марганцевий кар'єр Орджонікідзевського ГЗК), ц/га

| Порода грубизною >100 см | Шар чорнозему, см | Висота пшениці, см | Урожай пшениці | Прибавка врожаю на кожні 10 см | % від врожаю |
|---------------------------------------|-------------------|--------------------|----------------|--------------------------------|--------------|
| Суміш глин різного походження та віку | 20 | 37 | 2,1 | — | 21 |
| | 30 | 40 | 3,5 | 1,4 | 35 |
| | 40 | 48 | 6,3 | 2,8 | 63 |
| | 50 | 51 | 8,6 | 2,3 | 86 |
| | 60 | 58 | 10,2 | 1,6 | 102 |
| | 70 | 59 | 11,4 | 1,2 | 114 |
| | 80 | 59 | 12,9 | 1,5 | 129 |
| Сіро-зелена глина | 20 | 42 | 3,3 | — | 33 |
| | 30 | 46 | 4,8 | 1,5 | 48 |
| | 40 | 51 | 7,4 | 2,6 | 74 |
| | 50 | 55 | 10,0 | 2,6 | 100 |
| | 60 | 61 | 12,0 | 2,0 | 120 |
| | 70 | 60 | 13,9 | 1,9 | 139 |
| | 80 | 65 | 15,7 | 1,8 | 157 |

Продовження табл. 20.9

| Порода грубізною >100 см | Шар чорно- зему, см | Висота пше- ниці, см | Урожай пшениці | Прибавка врожаю на кожні 10 см | % від вро- жаю |
|--------------------------------|------------------------|-------------------------|-------------------|--------------------------------------|-------------------|
| Лес | 20 | 44 | 4,8 | – | 48 |
| | 30 | 49 | 7,4 | 2,6 | 74 |
| | 40 | 58 | 10,8 | 3,4 | 108 |
| | 50 | 61 | 13,9 | 3,1 | 139 |
| | 60 | 64 | 15,9 | 2,0 | 159 |
| | 70 | 70 | 17,6 | 1,6 | 176 |
| | 80 | 74 | 18,5 | 0,9 | 185 |



Контрольні запитання і завдання

1. Що таке деградація? **2.** Як запобігти деградації ґрунтів? **3.** Охарактеризуйте типи деградації. **4.** Що Ви знаєте про хомогенне та радіонуклідне забруднення ґрунтів? Шляхи запобігання. **5.** Назвіть причини ущільнення ґрунтів. **6.** У чому полягає рекультивация земель?

Розділ 21

ГІРСЬКІ ҐРУНТИ

Ґрунти типово гірських ландшафтів займають в Україні відносно малу площу — близько 6 %, до яких додаються щебенисті ґрунти невисокого Кримського передгір'я, схилів давно зруйнованих гір Донецького кряжу і виходи кристалічних порід Приазовської височини (всього близько 9 %). У світі гірські ландшафти також займають площу близько 5 %, розподіляючись на різних материках таким чином: 47 % — на Азійському континенті, 45 % — у Північній і 23 % — в Південній Америці, 20 % — в Європі. Для таких країн, як Киргизія, Афганістан, Іран, Непал, Чилі, Швейцарія та деякі країни Балканського півострова, гірські ґрунти є дуже важливим природним ресурсом, від раціонального використання якого залежать ефективність лісівництва, пасовищного тваринництва, рекреаційних зон, рентабельність садівництва, виноградарства, виробництва чаю, інших субтропічних продуктів харчування тощо. У Південному Китаї на гірських терасах розміщені навіть рисові залівні чеки. Загалом же, терасування крутосхилів є давно відомим агроприйомом у місцях давніх гірських культур Південно-Східної Азії, Кореї, Японії тощо.

Геоєкологія гірського ґрунтогенезу кардинально відрізняється від умов ґрунтогенезу на рівнинних територіях. Головною причиною такої специфічності є висотна поясність, під якою розуміють закономірну зміну клімату і рослинності, а разом з ними і ґрунтів у міру збільшення висоти місцевості. Визначальною рисою висотної поясності при цьому вважають зміну кліматичних умов. Збільшення висоти сприяє зниженню середньої температури повітря на 0,5 °С через кожних 100 м. Вологість повітря з висотою також зменшується, незважаючи на те, що кількість опадів зі збільшенням висоти зростає, а їх розподіл у межах тієї чи іншої гірської системи є дуже складним і різноманітним. З висотою також зростає сумарна, у тому числі пряма сонячна радіація, частка ж розсіяної радіації при цьому помітно зменшується. В основу широтної зональності покладено кількість сонячної інсоляції, пов'язаної з кутом нахилу променів до земної поверхні. Вертикальна зональність насамперед зумовлюється вертикальними властивостями атмосфери, пов'язаними з похолоданням у високих шарах. Щодо інсоляції, то вона з висотою тут навіть збільшується через кращу проникність повітря. Розвинені в горах атмосферні інверсії лише частково згладжують розшарування атмосфери за температурою.

Ґрунтогенез у горах відбувається в основному на щільних породах, призводячи до формування неглибоких, проти рівнинних, щербенистих ґрунтових профілів з майже позбавленими сортування літогенними субстратами переважно елювіального або транзитного типів. Акумулятивні кори вивітрювання для гір також є характерними — вони значно рідше накопичуються тут в окремих погано дренованих безстічних міжгірських впадинах і котловинах. Перетворення первинних порід у горах здійснюється під переважним впливом процесів фізичного вивітрювання, яке в горах, особливо у високогір'ях, є провідним чинником формування тутешніх елювіальних товщ з усіма наслідками для ґрунтогенезу. Передусім у горах ґрунтогенез відбувається переважно на неглибоких щербенистих елювіях різних порід та їх транзитних дериватах, що унеможливує розподіл процесів формування ґрунтів та вивітрювання ні в часі, ні в просторі. У горах ґрунто- та гіпергенні товщі збігаються буквально фізично.

Рельєф відіграє в гірському ґрунтогенезі настільки значну роль, що В.В. Докучаєв назвав його «вершителем почвенных судеб в горах». Характер рельєфу різних гірських систем завжди є унікальним, зумовленим їх геологічною історією, її давністю, петрографічними та літогенетичними особливостями. Проте їх об'єднує надзвичайно сильна розсіченість, значні перепади висот і розмаїття форм та елементів самого рельєфу. Схили найрізноманітнішої форми, крутизни та експозиції є переважаючими поверхнями у горах, що інтенсифікує схиліві процеси з їх денудацією, яскраво вираженим бічним внутрішньоґрунтовим та підґрунтовим транзитним судо геохімічним відтоком. Денудаційне видалення верхніх продуктів вивітрювання та ґрунтогенезу перешкоджає формуванню глибокопрофільних ґрунтів. Таке «омолодження», неодмінно зумовлює незначний відносний вік гірських ґрунтів і водночас активно залучає до вивітрювання та ґрунтоутворення нових порцій літогенного підґрунтя. Так, гірські ґрунти, з одного боку, постійно збагачуються типоморфними продуктами вивітрювання та ґрунтогенезу, у тому числі й елементами живлення рослин, а з іншого — постійно втрачають їх через інтенсивний геохімічний відтік (транзит).

Експозиція схилів чітко модифікує процеси гірського ґрунтогенезу. У північній півкулі схили південної та наближених до неї орієнтацій є значно теплішими і помітно сухішими, через що сніжний покрив тут довго не затримується, а сніготанення є бурхливим. Не дивно, що й денудаційні процеси виявляються за таких умов багатого сильніше.

Фітопокритість гірських систем також повністю відповідає закономірностям висотної поясності, загальною закономірністю якої є перехід лісових поясів у трав'янисті лучні рослинні угруповання: листяні ліси змінюється темно шпильковими, які вище переходять у

середньовисокі субальпійські луги, далі вгору — у низкотравні альпійські луги, і насамкінець — субнівальний пояс, позбавлений суцільного трав'яного покриву. У найвищому нівальному поясі панують голі скелі, осипи, льодовики та сніжники. Ця схема вертикальної поясності класично представлена на Західному Кавказі. Тут підошва Кавкасоніє з півночі зайнята степовим поясом зі знаменитими передкавказькими черноземами, які з висотою переходять у пояс сірих лісових ґрунтів лісостепу. Південний схил зайнято субтропічним сухолісовим поясом, вище — широколисто-лісовим поясом з гірськими буроземами; його змінюють шпилькові ліси з буроземами грубогумусними. Вище розташований пояс субальпійських гірсько-лучних ґрунтів, далі — пояс альпійських гірсько-лучних ґрунтів, ще вище — нівальний пояс з примітивними ґрунтами та літосолями. З наростанням аридності та континентальності клімату у внутрішніх регіонах Азійського материка висотна розтягнутість лісових поясів різко зменшується і врешті-решт вони зникають, наприклад, у горах Середньої та Центральної Азії, де гірські схили зайняті сухостеповими та напівпустельними формаціями.

Найпомітнішою відмінністю *гірського ґрунтогенезу* від рівнинного є крайня розбалансованість частки різних його чинників у формуванні гірських ґрунтів. Рельєф, стаючи в горах безпосереднім найвпливовішим учасником ґрунтогенезу, повністю визначає інтенсивність денудації і транзитного стоку, формує гідротерміку ґрунтів залежно від експозиції схилу, стає провідним модифікатором клімату гірської системи та її окремих частин. Специфіка фітопокритості гірських країн також тісно пов'язана з рельєфом. Насамкінець, уся висотна поясність, як головна визначальна риса гірських ландшафтів, зумовлена значними перепадами висот, характерними саме для гір. Однак висотна поясність не є прямим аналогом широтної зональності ґрунтів. Зміна біогідротермічних умов з висотою хоч і нагадує широтну зміну рослинності і клімату, все ж варіювання складових комплексу чинників ґрунтогенезу у висотній поясності є специфічним саме для гірських територій, найбільш повно та яскраво виявляючись у високогірних ландшафтах. До рельєфу гір тісно прив'язаний і вплив на формування тутешніх ґрунтів материнської породи, більшість властивостей якої успадковується гірськими ґрунтами.

Баланс ґрунтогенезу в горах формується за рахунок (Ковда, Розанов) біогенної акумуляції (*Ab*), механічного (*Me*) та геохімічного (*Ge*) виносу. Ці дві складові в горах мають витратну спрямованість, хоч на тлі пануючого виносу на гірських схилах нерідко стабілізується накопичення речовин за рахунок їх переміщення з елементів рельєфу, що лежать вище і компенсують їх винос. Характерно, що в горах підґрунтові води не беруть безпосередньої участі у ґрунтогенезі, що у поєднанні з коригувальним впливом гірського рельєфу інтенсифікує геохімічний винос речовин поверхневим, внут-

рішньоґрунтовим та підґрунтовим стоком. Механічна і геохімічна складова балансу гірського ґрунтогенезу записуються як $\pm Mv$, $\pm Gv$, на відміну від завжди позитивної $+Ab$. *Баланс гірського ґрунтогенезу* описується рівнянням

$$S = f(P + Ab + Mv \pm Gv)t,$$

де S — ґрунт; P — материнська порода; t — період ґрунтогенезу.

Найсуттєвішою рисою балансу речовин у гірському ґрунтогенезі є його *дефіцитність* — механічна денудация та геохімічний винос завжди переважають і навіть завжди позитивна біогенна акумуляція ускладнюється ризиком втрати продуктів біогенезу. Саме такий специфічний еколого-біогеохімічний тип балансу речовин визначає дуже багато характерних рис гірських ґрунтів, які кардинально відрізняють їх від ґрунтів рівнин. Інтенсивна денудация зумовлює незрівнянно масштабніше проти рівнинних ландшафтів залучення речовин до великого геологічного кругообігу.

У горах формуються завжди неглибокопрофільні хрящуваті ґрунти з недиференційованим профілем, збагаченим первинними і збідненим вторинними мінералами. Вони мають і специфічний гумусовий стан. Уміст гумусу в H -горизонті може перевищувати 20 %, проте в їх складі переважають слабкогуміфіковані речовини та детрит. Закономірності поширення ґрунтів у системі висотної зональності є специфічними в різних гірських країнах і навіть у різних частинах однієї гірської країни. Найбільшим ґрунтово-екологічним біорозмаїттям вирізняються найнижчі частини гірських країн. У лісовому поясі гірські буроземи з недиференційованим профілем є панівним типом ґрунтів, як під листяними, так і під шпильковими лісами. Транзитний тип геохімії гірських схилових ландшафтів постійно інтенсифікує процеси вивітрювання та омолоджує ґрунтогенез, надовго затримуючи цим його еволюцію на стадії буроземоутворення, класично представлений саме на лісопокритих гірських схилах. Буроземогенез охоплює навіть добре гумусовані ґрунти під лучною та степовою високогірною рослинністю. Всіх їх споріднює дефіцитність балансу гірського ґрунтогенезу, чітко віддзеркалена завжди неглибоким слабкодиференційованим профілем його продуктів. І якщо гірсько-лучні, гірські лучно-степові та гірсько-тундрові ґрунти мають аналоги на рівнинах, то *буроземи є суто гірськими ґрунтами*.

Вертикальна поясність не є однотипною, а завжди має провінційні або фаціальні особливості, зумовлені загальноземною мозаїчністю, передусім довготною. Своєрідність характерна не лише для кожної гірської системи, наприклад, для гумідних Альп або недостатньо зволожуваних Кримських гір, а й для окремих регіонів кожної з них. Так вертикальна зональність ґрунтового покриву вологого

Головного Кавказького хребта не схожа на помірно і недостатньо зволожений Малий Кавказ, або сухий Східний Дагестанський Кавказ. Анди з боку р. Амазонки вкриті тропічно-лісовими залізними ґрунтами, а з боку Тихого океану — гірсько-степовими і гірсько-напівпустельними ґрунтами.

Характер нижнього ґрунтового поясу гір, а в зв'язку із цим і вся система вертикальної біоґрунтової зональності в них визначається широтним біокліматичним поясом, у тому числі довготною фацією, тобто біокліматичним ґрунтовым підніжжям. Наприклад, низькогір'я Алтаю — чорноземний пояс, південні передгір'я Уралу — сірі лісові ґрунти, гори Центральної Європи — буроземи, в гумідних областях Екваторіального поясу, залежно від місцевих умов основу вертикальної поясності формують жовтоземи, червоноземи, загалом, фералітні ґрунти.

Зазвичай, гори завжди є більш зволеними, проти навколишніх рівнин, а тому й залісеними навіть у посушливих регіонах і там, де вони межують з напівпустелями, в них на певній висоті з'являються кущі, а то й суцільні ліси невисокого бонітету. Так, у межах хребта Заїлійського Ала-Тао, поблизу м. Алма-Ати, до якої з півночі підходить рівнинна напівпустеля, на висоті 1600 – 2400 м діагностуються лісові ґрунти під відповідними фітоценозами. Неподалік, поряд зі спекотним Ташкентом на північних схилах гірської долини р. Чирчик, на висоті 1300 м формуються коричневі ґрунти під світлими горіхоплідними лісами з шипшиною, арчею, глодом.

Переважаюча частина гір у світі — лісисті. Щільні високопродуктивні ліси вкривають добре зволожені гори Центральної Європи, в тому числі наші Карпати, що лежать у помірному поясі. Однак багато є й безлісних гірських масивів. Такими є Скелясті гори Північної Америки, також розміщені у помірному поясі, але з дефіцитом вологи й тепла.

Висотні межі лісового чи альпійського (гірсько-лучного) поясів залежать від широтної зони. Наприклад, в Європі гірська межа лісового поясу не перевищує 1500 – 1600 м, у горах Тянь-Шаню сягає 2400 – 2600 м, а на північному Уралі не піднімається й до 1000 м.

Класифікаційний термін «гірські» відокремлює ці ґрунти від рівнинних: «гірські дерново-карбонатні», «гірські бурі лісові», «бурі гірсько-лісові». Включення до назви гірських ґрунтів літогенетичного найменування породи також є вагомим аргументом для їх ідентифікації, наприклад, «бурозем середньощербенистий на елюво-делювії андезито-базальту».

Найпоширенішим з гірських ґрунтів, найбільш використовуваних людиною, є буроземи (лише в Євразії 2358,6 тис. км²), коричневі (брунатні), лучно-степові та степові ґрунти (зокрема, чорноземи гірські), гірські червоноземи і жовтоземи. В Євразії дуже поширеними є мерзлотно-тайгові ґрунти Сибіру та Далекосхідної півночі

(2974 тис. км²). У Центральній і Середній Азії панують гірсько-пустельні ґрунти. Суто гірськими є високогірні ґрунти, які залягають вище від межі лісу — в субальпійському, альпійському і в прирівальному (субнівальному) поясах, зокрема, різноманітні гірсько-лучні, гірські лучно-степові, гірсько-лучні мерзлотні. Наведемо приклади з деяких гірських масивів.

Ґрунти Українських Карпат охарактеризовано при розгляді таксону буроземів. У цій дуже гумідній гірській країні повсюди попри рослинну і термічну поясиість навіть у гірсько-лучному поясі панують буроземи кислі. Так, під хвойним лісом на гірському схилі в долині р. Стрий на околиці м. Сколе описано бурозем цілинний щербенисто-важкосуглинний на елюво-делювії карпатського флішу (піщаник зі сланцями):

H_0 (0 – 2) — лісова пухка підстилка з гілочок, шпильок, сучків, шишок; зверху майже нерозкладена, внизу напіврозкладена, різко переходить у

Hd (2 – 12) — гумусовий, задернований, бруднувато-бурий, хрящувато-важкосуглинковий, дрібногоріхувато-неміцнозернистий, пухкий, густе коріння трав і дерев, переходить у

H (12 – 32) — гумусовий, бурий, хрящувато-важкосуглинний, дрібногоріхувато-зернистий, пухкий, зі щebenем, багато коріння, поступово за забарвленням та хрящуватістю переходить у

HP (32 – 78) — гумусово-перехідний, сильнощербенистий з крупним щebenем та крупними обкатаними та необкатаними уламками корінних порід (карпатський фліш), поміж якими розподілений бурозабарвлений суглинковий дрібнозем, поступово за забарвленням переходить у

P_1 (78 – 95) — елюво-делювій карпатського флішу, світло-бурий, сильно щербенистий, поступово з наростанням щербенистості переходить у...

P_2 (95 – 108) — гострі уламки порід флішу в корінному заляганні.

Знижений рівень межі лісу в середньогір'ї, проти високогір'я, пов'язаний з вітрами, які здувають сніг з гірських вершин. На Яблунецькому перевалі (991 м над рівнем моря) під альпійсько-лучним травостоем зі 100 % проєктивним укриттям авторами (Д.Г. Тихоненко, М.О. Горін) описано *буроземно-гірсько-лучний цілинний ґрунт*:

Hd (0 – 15) — гумусовий, добре задернований, темно-бурий, середньосуглинний, дрібногрудкувато-неміцнозернистий, ущільнений, густе коріння трав, поступово за забарвленням та структурою переходить у...

PH/gl (15 – 53) — верхній гумусово-перехідний, слабкогумусований, бруднувато-бурий, середньосуглинний, уламки щebenю, грудкувато-горіхоподібний, ущільнений, внизу оливкові плями та вохристі трубочки вздовж коренів, поступово переходить у

Phgl (53 – 90) — нижній гумусово-перехідний, слабо, але явно гумусований, оглеєний, темно-бурувато-оливковий (чорний від аспідного сланцю), щербенисто-важкосуглинистий, в'язкий, грубоуламковий, переходить у...

PGl (90 – 95) — елюво-делювій флішу, оглеєний, грубощербенистий, переходить у

P — щільний пласт корінних пісковиків та сланців.

Буроземи субальпійські і альпійські поширені не лише в Українських Карпатах, а і в значно вищих за них високих Татрах, в Альпах, а також у межах Головного Кавказького хребта, де гірський лучний пояс має набагато більшу протяжність. На Хрестовому перевалі (2400 м) підтверджено, що буроземи кислі формувалися в горах не лише під лісовою, а й під трав'яною рослинністю.

Своєрідною є висотна ґрунтова пояси́сть у **Кримських горах**. У підніжжі північного схилу з висотами до 500 – 550 м залягають чорноземи буруваті і темно-сірі лісові ґрунти у поясі посушливого Лісостепу. На південному макросхилі у нижній прибережній зоні до 300 – 350 м простягся пояс коричневих ґрунтів субтропічних і чагарникових лісів, сформованих в умовах жаркого сухого довгого літа і короткої нехолодної вологої зими. Середня температура найхолоднішого місяця у всіх регіонах світу із цими ґрунтами становить $-3 \dots +10 \text{ }^\circ\text{C}$, а середньорічна сума опадів — 400 – 800 мм, у саванах — до 1500 мм (при підвищеній літній температурі). У Криму рослинний покрив складається з низькорослого розрідженого лісу з чагарниками та ксеротермово-типчаккових трав'яних асоціацій. У лісах ростуть: дуб пухнастий, грабинник, ялівець високий та колючий, сосна кримська, сунічник дрібноплідний, шипшина. Ці ґрунти, вперше виділені в окремих тип І.П. Герасимовим, є «сухим» варіантом бурих лісових ґрунтів. Вони мають коричнювате, а то й сірувато-жовто-палеве забарвлення, безкарбонатний профіль (увесь або у верхній частині), насичені основами, нейтральні, або слабколужні (рН 7,2 – 7,5), помітно оглинені, збагачені вільними оксидами заліза на фоні збережених CaO і MgO, децю збіднені на K₂O, Na₂O, SiO₂. Ці ґрунти містять у верхньому горизонті 2 – 7 % гумусу, в Криму — 2,5 – 4,0 %, характеризуються високою біологічною активністю, недостатньо або задовільно забезпечені фосфором і азотом, містять велику кількість калію. Коричневі ґрунти в різних регіонах світу межують з боку Сухого Степу (нижчого сухішого поясу) з каштановими ґрунтами (у Дагестані, Азербайджані), а з боку повноцінного лісу (вище у більш вологому поясі) — з бурими лісовими слабконенасиченими ґрунтами (Вірменія, Азербайджан, Україна — в Криму). Коричневі ґрунти у Південній Європі, панують на Піренейському півострові, на Кавказі (займають його північні і південно-східні низькогір'я), в горах Тянь-Шаню, Центральної Америки, Південної і Північної Африки, Південної Азії. Використовуються вони

для вирощування культур сухої субтропічної зони, де на богарі отримують, ц/га: винограду — 50–70, плодкових — 60–80, тютюну — 30, пшениці — 15–18. Вирощують також лавровий лист, горіх волоський, маслину. При поливі вдається досягти більш високої продуктивності. Так, і розкішні кедри гімалайські, і ліванські атласні в Національному Нікітському ботанічному саду (р-н Великої Ялти) неможливо виростити без систематичного поливу.

Вище від поясу коричневих ґрунтів на півдні (300 — 350 м), а на північному схилі Кримських гір вище від лісостепових ґрунтів (500 — 550 м) простягається пояс буроземів слабо ненасичених.

Бурозем важкосуглинковий на елюво-делювії вапняків описано авторами в лісі на північно-східному схилі (м. Старий Крим):

H_0 (0–1) — лісова підстилка з напіврозкладеного листя, гілочок, кори різко переходить у

Hd (1–22) — гумусовий, задернований, темно-бурий, грудкувато-зернистий, важкосуглинковий, вологий, поступово переходить у

$Hp(m?)$ (22–58) — гумусово-перехідний, темнувато-бурий, грудкуватий, глинистий, ущільнений (метаморфізований?), свіжий, поступово переходить у

$Ph(m?k)$ (58–85) — перехідний до породи, бурий, свіжий, глинистий, ущільнений, метаморфізований, безкарбонатний, уламки вапняку, коротко переходить у

Pk (85–100) і глибше — елюво-делювій щільного жовтуватобурого вапняку.

Винятком у цьому поясі є сильнощербенисті і сильнокам'янисті дернові скелетні ґрунти крутосхилів, порослі екзотичною сосною кримською (Ялта).

Лісова лінія в Криму пролягає відносно невисоко (1200–1350 м), що й визначає верхню межу формування буроземів, яка обмежується тут не термічним, а вітровим чинником — зимовими заметілями та серпневими посухами. Гірсько-лучний пояс у Кримських горах приурочений до платоподібних вершин гір з максимальною висотою 1545 м. Характерна лучно-степова рослинність, представлена тут як суто високогірними видами, так і типово лучно-степовими мезофітами — лядвенцем рогатим, конюшиною гірською, тонконоговими тощо. Упродовж віків у цьому поясі татари розташовують свої літні пасовища — яйли, які під час масового квітання (початок липня) набувають надзвичайної краси (квітує суто гірське барвисте і розкішне різнотрав'я), більш вражаючої, ніж окультурений Національний Нікітський ботанічний сад. У другій же половині літа яйли висихають, що кардинально відрізняє Кримський гірсько-лучний пояс від зеленого до пізньої осені Карпатського. Та й квіткова краса на Карпатських висотних полонинах виявляється невдовзі після сходження снігу — наприкінці травня ранньовесняне квітання, особливо барвисте й розкішне у цибулевих.

Під гірською лучно-степовою мезоксерофітною рослинністю Кримської яйли в умовах літнього нестійкого зволоження сформувалися *чорноземоподібні гірсько-лучні ґрунти*. Їх генезис пов'язаний тут з розвитком дернового процесу, чому дуже сприяє домінуючий на яйлі елювій твердих вапняків. Ці ґрунти мають темно-сіре, майже чорне забарвлення з коричнюватим відтінком, містять значну кількість гуматно-фульватного гумусу (від 7 – 8 % у *H*-горизонті до 14 % в дерново-гумусовому), вилугувані, слабконеенасичені основами. З буроземами лісового поясу їх споріднює високий вміст вільних оксидів заліза і обмінного калію при дефіциті рухомих фосфатів. Вдала географічна назва, що її дав «гірсько-лучним» ґрунтам Н.А. Богословський (1897), відразу ж прижилась у ґрунтознавстві, однак вона неадекватно відображувала їх генезис. Тривалий час ця назва безпідставно переносилася на ґрунти малодоступного високогірного поясу різних гірських систем. Називали так і ґрунти високогірних полонин у Карпатах, де в насправді формуються буроземи гірсько-лучні кислі.

Чорноземоподібні ґрунти поширені також і у високогір'ях Малої Кавказу, де вони займають 12 % території Вірменії і використовуються переважно під пасовища та сіножаті (8,5 %) і частково під рілля (3,8 %). Вірменські гірсько-лучні чорноземоподібні ґрунти, як і в Криму, приурочені до гір з обмеженим зволоженням та помірно-холодним кліматом (середньорічна температура — близько 3 °С) і також межують з буроземами слабконеенасиченими. Їх родючість залежить від щелюності, грубизни дрібноземистого профілю, глибини залягання скельної породи. Серед них переважають неглибокі ґрунти.

ґрунти Тянь-Шаню розглянемо на прикладі околиць м. Алмати, до якого з півночі підходить рівнина напівпустеля, а поряд з містом височить хребет Заїлійський Ала-Тао з гігантськими гребенями поясу вічних снігів. Тут на підгірній пролювіально-лесовій рівнині залягають сіроземи звичайні північні, сформовані полиново-ефемерними рослинними асоціаціями. Ці ґрунти зрощуються, даючи по 700 ц/га цукрових буряків. Вздовж каналів розрослися до гігантських розмірів тополі пірамідальні. У передгір'ї на лесах залягають світло-каштанові ґрунти під пустельно-степовою полиново-ковилово-типчаковою рослинністю, яку використовують під пасовища. Вище формуються чорноземи на лесоподібних суглинках (на висоті 1100 м над рівнем моря грубизна їх профілю не перевищує 75 см). Природну рослинність представляють лучно-степові мезоксерофіти, в тому числі окремі чагарники. Тут розвинене садівництво (знамениті алма-атинські яблука) та сіножаті. На висоті 1300 м на схилах г. Кок-Тюбе чорнозем гірський багатогумусний глибоковилугуваний на лесоподібних суглинках має поглиблений до 100 см профіль. Тут ростуть лучні травостої, зріджений дубовий ліс, численні сади.

Вище вздовж долини р. Алма-Атинка в бік водосховища і катка Медео на північно-східному схилі ущелини на висоті 1500 м під різнотравним яблунево-осиковим лісом залягає гірсько-лісовий чорнозем опідзолений на лесоподібних суглинках грубизною до 70 см.

На сопці Мохнатій на схилі в 30° неподалік Медео на 1800 м над рівнем моря росте мішаний ліс з осики (IV клас бонітету), ялини тянь-шанської (III клас) зі злаковим травостоєм повнотою 0,5 – 0,6 (в українських Карпатах висоти 1800 м опановані вже альпійськими луками). Темно-сірий лісовий короткопрофільний ґрунт на лесі, підстеленому елювієм сірого граніту, має такий профіль:

Hd (0 – 3) — задернований, гумусовий, темно-сірий, важкосуглинковий, порохувато-зернистий, густе дрібне коріння;

H (3 – 10) — гумусовий, коричнювато-темно-сірий, грудкуватий, важкосуглинковий;

HE (10 – 22) — гумусово-елювіальний, палево-сірий, грудкуватий;

EH (22 – 30) — елювіально-гумусовий, палево-сірий з білястістю, безструктурний;

Ie (30 – 55) — ілювіований, брудно-коричнюватий, помітно злитий;

I (55 – 60) — ілювіальний, чорнувато-іржаво-коричневий, сильнозлитий;

Pk (60 – 70) — світло-палевий лес з білими прожилками карбонатів;

R (> 70) — елювій, коротко переходить у моноліт світло-сірого граніту.

Вище розташований субальпійський пояс з рідколіссям ялини тянь-шанської IV — V бонітету. На межі субальпіки і принівальної зони, поряд з Тарганським перевалом, доступним лише влітку, на висоті 3200 м сформувалися гірсько-лучні альпійські мерзлотні ґрунти на водно-льодовикових суглинкових з таким профілем: *Hm* — 0 – 2 см; *H* — 12 – 16 см; *HP* — 16 – 25 см; глибше — вічна мерзлота (вересень); *P[H]* 25 – 35 см; *P[h]* — 45 – 50 см.

Ґрунти Кавказу на прикладі тепло-вологого Чорноморського схилу Великого й Малого Кавказу розглянемо, починаючи з нижнього поясу Колхідської низовини з її вологим морським субтропічним кліматом (середньорічна температура 14 – 15 °C і сума опадів 1400 – 2500 мм). У цьому поясі на слабкодренованих прибережних терасах сформувалися жовтоземні поверхнево-глейові ґрунти на глинистих відкладах. Вище від 100 – 130 м над рівнем моря, на добре дренованих схилах пагорбів, складених елюво-делювієм андезит-базальтів, залягають червоноземи на глибокій червоноколірній корі вивітрювання (в підшві схилів — і на зеброподібних глинах, підстелених галькою). На висоті близько 500 – 600 м над рівнем моря червоноземи змінюються буроземами кислими (від найнижчої, теплої, до помірно-холодної зони включно). На висоті 1800 – 2000 м над рівнем моря ліси змінюються субальпійською і альпійською рос-

линністю з буроземами кислими (відповідно субальпійські та альпійські). Принівальний пояс проходить на 3000 – 3500 м над рівнем моря, а вище — вічні сніги. Гірсько-лучний пояс, як і більш теплі пояси, має велике господарське значення (тут, передусім у грузинській Сванетії, випасають корів та овець).

У посушливому Закавказзі залягають коричневі, бурі лісові слабконенасичені, чорноземоподібні ґрунти, а в Алазанській долині — лучні солонцюваті-солончакові ґрунти.

На території Азербайджану (зі сторони Каспійського моря) на не менш посушливій і жаркій частині Кавказу ґрунтова поясність є не менш своєрідною. Тут у підшві (на кордоні з Іраном) у достатньо зволоженій приморській низині розташовані субтропіки Ленкорані з жовтоземно-глеєвими ґрунтами, а в напівпустельній Кура-Аракській долині — сіроземно-лучні солончакові і солонцюваті ґрунти, в тому числі й заболочені. Перед відрогами Великого Кавказу — на Ширванському рівнинному нагір'ї залягають сіроземи, бурі пустельно-степові ґрунти в комплексі з солончаками, а в передгір'ї на висоті 350 – 400 м над рівнем моря — каштанові ґрунти. У жарких і вологих долинах гірських річок (мис Ахсу) є багато фруктових, зокрема гранатових, садів.

З висотою у ґрунтовому покриві з'являються темно-каштанові, а в поясі 500 (800) – 1200 (1300) м — коричневі гірсько-лісові та остепнілі ґрунти, на яких вирощують виноград, зернові культури (на терасах). Вище формуються буроземи слабконенасичені (на Головному хребті Кавказу — кислі).

З висоти 1900 м над рівнем моря починається субальпіка, а з 2200 – 2800 м — альпійський пояс. Тут у Малому Кавказі, а також на Прикаспійських відрогам Великого Кавказу поширені гірсько-лучні чорноземоподібні ґрунти, а в горах — ті самі бурі гірсько-лучні кислі ґрунти. У принівальному поясі на висоті 3000 – 3500 м над рівнем моря формуються гірсько-лучні мерзлотні ґрунти.

Принципово *гірськими* є також *вулканічні ґрунти*, сформовані під потужним ендегенним впливом свіжих та більш давніх продуктів виверження вулканів, які вкрай завуальовують широтні та гірсько-зональні закономірності природного ґрунтогенезу. Не займаючи на планеті скільки-небудь значних площ, вулканічні ґрунти все ж є настільки поширеними, що уявлення про ґрунтогенез буде неповним, якщо ігнорувати цей унікальний космопланетарний феномен — один з наймасштабніших постачальників до біоґрунтогенного реактора первинних мінералів, здатний за одну мить повністю знищити не те що ґрунти, а весь ландшафт. На Землі налічується кілька тисяч діючих та згаслих вулканів. Багато з них припинили свою діяльність десятки, сотні тисяч, а то й мільйони років тому. В останні 500 років діє близько 817 вулканів, жоден з яких жодного разу не повторився в своїй ендегенній діяльності. Арена сучасної

вулканічної модифікації ґрунтогенезу збігається з поширенням орогенів кайнозойського (альпійського) поясу, приурочених до зон активної взаємодії літосферних плит (острівні дуги, рифтові долини), багато в чому зумовлюючись еволюцією самої земної кори. Сучасні вулкани поширені на крайових частинах материків, молодих тектонічно рухомих гірських спорудах, узбережжях океанів і морів, особливо широко на переході материків в океани, де острівні дуги межують з глибоководними жолобами. Згідно з теорією неомобілізму («нової глобальної тектоніки літосферних плит»), у Тихому океані відбувається підсовування (під кутом 30 – 60°) під материк у мантию літосферних плит, які рухаються від зон їх розтягування в серединно-океанічних хребтах Атлантики. Ця так звана субдукція в класичному вигляді відбувається в районі глибоководних жолобів океанічних окраїн уздовж глибинних розломів (зони Заварицького — Бенйофа). Пересування в'язких літосферних блоків спричинює в земній корі колосальні напруження, а водночас з ними сейсмічність, регіональне плавлення літосфери, утворення осередків магми, активізацію вулканізму, вилив на поверхню лав різного, переважно андезитового (середнього), петрографічного складу. Субдукція (підсовування під окраїни материків океанічних плит) чинить значний тиск на потужну осадову товщу, накопичену на внутрішніх схилах жолобів, зминає їх в складки, ініціює орогенез. Острівні дуги та крайові ланцюги гір на східному та західному узбережжях Тихого океану, згідно з теорією «літосферного ротогенезу», якраз і є наслідком зіткнення океанічних та материкових плит. Отже, основною закономірністю поширення сучасних вулканічних ґрунтів є їх приуроченість до рухомих зон земної кори, тісно пов'язаних з глибокими розломами, які досягають підкорової області. Деяка частина вулканів трапляється і в більш давніх масивах, омолоджуваних у новітній етап складчастості утворенням молодих глибоких розломів.

На земній кулі чітко виділяються кілька вулканічних зон.

Тихоокеанська зона з найбільшою активізацією сучасного вулканізму проходить через Камчатку, де зосереджені 129 вулканів, з яких 28 виявляють сучасну діяльність (Ключевський, Каримський, Швелуч, Безім'яний, Толбачинський, Авачинський), на Курильські (40 діючих вулканів), а південніше — на Японські острови (184 вулканів, серед них Фудзіяма) і далі на єдиний, позбавлений ґрунтів, але не вулканів, льодовий материк Антарктиду (на о. Росса — Еребус і Терор). Далі ця смуга вулканів переходить на занурену в океан підшову Анд і продовжується уздовж узбережжя Південної Америки. Тихоокеанське кільце вулканів замикається вулканами Аляски з відомим Катмаєм та вулканами Алеутських островів. На дні Тихого океану знаходяться підшови біля 10 000 підводних вулканів, які здіймаються над водою на 1000 м і більше.

Середземне море та підпорядковані йому вулканогенні області континентів є тектонічно рухомими. Це море є залишком прадавнього Тетису. По розломах тут виявляється інтенсивний вулканізм — Везувій з його знаменитою сомою, Фларійські поля з сольфатарами, сірчисто-вуглекислими (SO_2 , H_2S , CO , CO_2 , H_2 , H_2O , N) фумаролами, величава Етна, вулкани Ліпарських островів (Стромболі) тощо.

Індонезійська підзона також характеризується значною вулканічною активністю і включає багато вулканів типових острівних дуг (аналогічних Японським, Курильським, Алеутським). Обмежені розломами та глибоководними впадинами, вони зосереджують величезну кількість діючих, затухаючих та згаслих вулканів. Лише на о. Ява та чотирьох прилеглих островах налічується 90 вулканів, які виділяють гази та пари (тобто перебувають на стадії затухання). Тут діє відомий Кракатау з його надзвичайно грандіозними вибухами. На сході Індонезійська підзона змикається з Тихоокеанською. Поміж активними Середземноморською та Індонезійською вулканічними підзонами розташовуються згаслі вулкани внутрішньоматерикових орогенів, у тому числі Арарат, Ельбрус, Казбек, гарячі джерела довкола яких нагадують про давній вулканізм. В Україні вулканогенними є пагорби Закарпаття в районі м. Хуст та масив Кара-Дагу в Криму. Про вплив вулканогенного підґрунтя на морфогенетичний габітус гірських ґрунтів можна скласти уявлення на прикладі ґрунтового профілю, описаного авторами в цілинному варіанті під буково-папоротевим насадженням на одному з вулканогенних пагорбів Закарпаття на трасі Мукачеве — Хуст (Ужгород-Хустський вулканічний хребет), де ці ґрунти становлять основний фон СІП — розріз 16/70 — буроземно-підзолистий середньосуглинковий на еловії андезиту:

H₀ (0 – 3 — лісова підстилка з листяного опаду буку, папороті тощо, пухка, напіврозкладена, різко переходить у

He (3 – 19 гумусовий, слабкоелювійований, бурувато-сірий, пилувато-середньосуглинистий, дрібногоріхувато-неміцногрудкуватий, пухкий, густо пронизаний корінням трав і дерев, перехід добре окреслений у

Phi (19 – 36) — гумусово-перехідний, сірувато-бурий, горіхувато-грудкуватий, середньосуглинистий, пухкий, Fe – Mn-стяжіння, ходи хробаків з копролітами, чітко за структурою та забарвленням переходить у

P(h)m(i) (36 – 50 — перехідний, бурий, слабо, але явно гумусований, середньосуглинистий, горіхуватий, слабкоущільнений (оглинений, метаморфізований, ілювійований), поступово переходить у

Ip(m) (50 – 90) — ілювіальний (лесивований, метаморфізований), червонувато-бурий, середньосуглинистий, горіхуватий, різко переходить у

P_1 (90 – 120) — елювій андезиту, жовтогарячо-червоний, добре вивітрений (позбавлений щебеню), Fe – Mn-примазки, поступово переходить у

P_2 (120 – 150) — андезит цегляно-червоний у корінному заляганні, щільний, крупноглибистий, тріщинуватий.

Атлантична зона зосереджується винятково на островах — Антилські островні дуги, район Гвінейської затоки; не зачіпаючи континентів, вулкани тут приурочені до Серединно-Атлантичного хребта (найбільшого на планеті підводного орогену) з бічними відгалуженнями. Багато діючих вулканів є на о. Ісландія; вулканічними є Азорські, Канарські та інші острови східної частини Атлантичного океану (поза її серединно-океанічним хребтом, поблизу узбережжя Африки).

Індоокеанська зона — має як діючі вулкани (на Коморських островах, о. Маврикій, Реюньон), так і нещодавно згаслі вулканічні конуси (Мадагаскар).

Вулкани в центрі континентів є рідкісним явищем, яке яскраво виявляється в Африці. Тут великий стратовулкан Камерун мав останнє виверження в 1959 р.; в Сахарі розташовані вулкани з величезними (до 14 км в діаметрі) кальдерами, багато згаслих вулканів є в Судані. У Східній Африці проходить відома система глибинних розломів (рифтова структура в 3,5 тис. км, з якою пов'язана вулканічна діяльність Кіліманджаро із засніженим конусом заввишки 5895 м, найвищою точкою Африки), а також на схід від оз. Вікторія, вулкани на узбережжі Червоного моря (та на його дні). У Західній Європі діючих вулканів немає, проте є згаслі (з мінеральними джерелами).

Отже, географія вулканогенної корекції ґрунтоутворення пов'язана з мобільними зонами земної кори. Завдяки участі вулканізму у формуванні таких гірських ґрунтів вони отримали назву *андосолі* (япон. *ando* — темний). Ці ґрунти формуються на вулканічних лавах, туфах, попелі, інших пірокластичних субстратах, які поставляються спочатку в рідкому, твердому та газоподібному стані. Рідкі продукти представлені різноманітними лавами: їх потоки завширшки в сотні метрів розтягуються на кілька кілометрів, а склад багато в чому визначає їх ґрунтогенні властивості. Тверді продукти викидаються у величезних кількостях водночас з лавою. Випадаючи на земну поверхню, вони утворюють різноманітні уламкові породи (попіл, туфи, туфіти), кількість яких у тисячу разів перевищує кількість самої лави. З огляду на їх еоловий рознос на величезні площі за сотні кілометрів від першоджерела, можна зробити висновок, що пірокластичні матеріали впливають на перебіг ґрунтогенезу на значно більших площах, ніж безпосередні околиці вулкану. Так, О.О. Киреев знайшов у лесово-фосильних товщах в околицях м. Харкова прошарки вулканічного попелу, які виявились викидами іта-

лійських вулканів Етна та Везувій. Отже, зональні ґрунти Лісостепу і Степу успадковують у своєму профілі також і вплив вулканічних продуктів. Цей аспект класичного зонального ґрунтогенезу є мало дослідженим.

Загалом, серед різноманітних вулканічних ґрунтів переважають гірські ґрунти, сформовані саме на пірокластичних породах. Їх специфіку зумовлюють періодичність випадання попелу (спричинює поліциклічність профілю гірських вулканічних ґрунтів) та оригінальність фізичних, мінералогічних, хімічних, фізико-хімічних властивостей пірокластичних матеріалів, які є не що інше, як фрагменти магми, підняті в атмосферу, охолоджені, перенесені Еолом на різну відстань від джерела випадання та відкладені на земну поверхню. За розміром ці вулканічні фрагменти поділяють на попіл (< 1 мм), пісок (від 1 мм до горошини), лапілі (вулканічні камінці), вулканічне каміння. Виділяють три зони формування сучасних пірокластичних матеріалів (відкладів): інтенсивного, помірного та ослабленого випадання — вони визначають і генетичні особливості утворюваних тут вулканічних ґрунтів та СІП. В інтенсивній зоні надходження пірокластичних матеріалів вулканізм максимально завуальовує ґрунтогенез. Помірна зона характеризується еквівалентністю гіпергенезу та ґрунтоутворення — формуються поряд із суто вулканічними, також і невулканічними гірськими ґрунтами, властивості яких все ж несуть на собі відбиток вулканічної діяльності. У зоні ослабленого випадання пірокластичних матеріалів переважають невулканічні ґрунти, які все ж мають риси, успадковані від вулканізму.

Гірський ґрунтогенез на пірокластичних субстратах помарковано значною кількістю кислотних компонентів у їх складі, їх високою дисперсністю та податливістю до вивітрювання. Особливо багато в них сполук сірки, які в гумідних умовах перетворюються в сильнокислі продукти, які спричинюють розчинення та вилугування основ. Вивітрювання супроводиться втратами сполук силіцію, що діагностується за звуженням пропорції $\text{SiO}_2 : \text{R}_2\text{O}_3$ в його продуктах — алофанах (кислих аморфних мінералах з формулою $n\text{Al}_2\text{O}_3 \cdot m\text{SiO}_2 \cdot p\text{H}_2\text{O}$). При цьому в профілі вулканічних ґрунтів, сформованих у гумідних областях на таких ненасичених основами алітних корах вивітрювання, найбільш перетвореними вивітрюванням виявляються нижні (найдавніші) горизонти-шари. В умовах аридного клімату формуються зовсім інші за мінералогічним складом та напрямом ґрунтогенезу ґрунти — з нейтральною або лужною реакцією, насичені основами та карбонатні.

Вулканізм настільки істотно модифікує гірський ґрунтогенез, що вулканічні ґрунти набувають своєї неповторної специфіки, зумовленої передусім періодичністю випадання пірокластичних матеріалів та своєрідністю їх фізичних, мінералогічних, хімічних, фізико-

хімічних властивостей. Найвирознішою з них є полігенетичність профілів вулканічних ґрунтів, для яких характерні поховані горизонти, а то й цілі, вкладені один в один, профілі, які маркують собою поліциклічний характер їх генезису. Періодичні випадання пірокластичних матеріалів зумовлюють вже зазначену ознаку вулканічних гірських ґрунтів, а саме — їх давні, найбільшу змінені ґрунто-та гіпергенезом шари-горизонти розташовані внизу, а наймолодші, найменш змінені, омолоджувані при попелєпадах, — зверху.

Профіль вулканічних ґрунтів є складно оформленим строкатодинамічним породженням процесів вивітрювання, ґрунтогенезу та відкладання пірокластичного матеріалу. Його грубизна нерідко перевищує 1 м і залежить від віку та грубизни самих відкладів, пов'язаної з відстанню від джерела виверження. *H*-горизонт через високу гумусованість є майже чорним (темно-сірим, сірим). Перехід у *Phm*-горизонт завжди чітко маркується яскраво-червонуватим, жовтим, жовтогарячим забарвленням. Профіль, зазвичай, ускладнюється участю в ґрунтотворенні бурозомогенезу, оглеєння та інших процесів.

Систематика вулканічних ґрунтів враховує ступінь ґрунтогенної переробки вулканічних пірокластичних матеріалів. Тип андосолей у легенді до Ґрунтової карти світу 1 : 5 000 000 ФАО-ЮНЕСКО поділено на підтипи, які утворюють еволюційний ряд від слабкорозвинених до цілком зрілих:

- склоподібні андосоли — мають грубий гранулометричний склад з переважанням невивітраних уламків вулканічних порід;
- світлі андосоли — слабкорозвинений профіль з низьким умістом гумусу, наявністю *Hрт*-горизонту з метаморфізованим оглинюванням, низьким насиченням основами (< 50 %);
- гумусові андосоли — мають ознаки інтенсивного гумусоутворення за тієї самої низької насиченості основами (< 50 %);
- молеві андосоли — добре розвинений гумусовий профіль значної грубизни (іноді > 1 м), темно-сірий або темний колір, зумовлений високим умістом гумусу, зерниста або грудкувата структура, насиченість основами (> 50 %).

Гірські ґрунти здавна широко використовуються в сільськогосподарському виробництві. Проте далеко не завжди використання гірських схилів супроводиться захистом ґрунтів від ерозії, яка буквально спалахує при цьому, хоч під природними лісами та при задернованій поверхні принципово є біогеоценотично загальмованою (фактично зупиненою). Освоєні схили Українських Карпат на сучасних ґрунтових картах помарковані нееродованими ґрунтами, що не відповідає дійсності. Однак навіть досвідчені ґрунтознавці при картографуванні приймали тепер вже денні перехідні горизонти і виорану породу за *H*-горизонт незмитих повнопрофільних бурих лісових ґрунтів (за кольором їх дійсно важко розрізнити). Тепер при

коригуванні ґрунтових карт цю помилку потрібно виправити, позначивши масиви розораних гірських ґрунтів як вкрай ерозійно небезпечні. Передумовою їх екологічно грамотного використання є запровадження ґрунтозахисних систем контурно-меліоративного землеробства, які надають можливість, наприклад, у наших Карпатах вести дуже рентабельне господарство без зниження родючості гірських ґрунтів (важливу роль відіграє раціональне застосування добрив, передусім місцевих органічних а по можливості й мінеральних (азотних, фосфорних, калійних, кальцієвих), якщо господар фінансово здатен їх придбати).

Господарське використання вулканічних ґрунтів, незважаючи на їх географічну приуроченість до дуже різноманітних біокліматичних поясів, з огляду на їх літогенетичну спорідненість у всіх регіонах земної кулі має спільні підходи. По-перше, ці ґрунти, навіть безструктурні, завжди є пухкими, розсипчастими, добре водопроникними, з дуже малою щільністю (0,6 – 0,8 г/см³). Отже, їх фізичні параметри є екологічно сприятливими для рослин, передусім сільськогосподарських. Дуже сприятливою для рослин є також висока первинна трофність вулканічних ґрунтів, яка чітко індикується буянням на них гігантської природної рослинності. Однак у гумідних областях висока родючість вулканічних ґрунтів при їх землеробському освоєнні швидко втрачається, через що класичними агроприйомами підвищення їх родючості стають такі заходи:

- вапнування (для зниження кислотності, насичення ГВК кальцієм, а отже, й зменшення сорбції фосфат-іонів алофонами);
- внесення мінеральних добрив є дуже ефективним прийомом агрохімічного окультурювання вулканічних ґрунтів, проте дуже активна сорбція фосфатів зводить нанівець рентабельність їх застосування;
- унесення органічних добрив підвищує запаси поживних речовин, біологічну активність і, що найголовніше, зменшує вбирання фосфатів цими ґрунтами.

У всіх зонах ці ґрунти, сформовані в умовах гірського рельєфу, при землеробському освоєнні неодмінно уражуються ерозійними процесами, а в аридних областях — не менш інтенсивно дефляцією. Через це їх використання в сільському господарстві більшості регіонів світу обов'язково передбачає застосування екологізованих протиерозійних ґрунтозахисних агротехнологій. Найлегше це здійснюється при створенні плантаційних насаджень, які не потребують частого обробітку ґрунту. У гумідних областях тропіків на вулканічних схилових ґрунтах вирощують гевею (каучоконос), кавове дерево, банани, агаву, сизаль, різні плодові дерева. У гумідних і семиаридних субтропіках на вулканічних ґрунтах створюють плантації помаранчів, винограду, а багато площ залишають під лісові насадження.

Історія землеробства залишила багато прикладів, коли в горах знищувалися чагарники і цілі лісові масиви, допускалися ненормовані перевантаження пасовищ, що призводило до опустелювання величезних просторів. Найяскравішим прикладом цього стала Північна Африка. Є такі антропогенно опустелені ландшафти і в Україні (на північному схилі Кримських гір), в Дагестані, Азербайджані, Казахстані, Австралії та інших країн. Найбільш ураженими виявилися коричневі ґрунти, які випестили своєю родючістю цивілізації Еллади та Давнього Риму. Отже, використання гірських ґрунтів у ріллі, а в посушливих районах — і під пасовищами, слід суворо регламентувати, максимально стимулюючи заінтересованість землекористувачів у запровадженні біосфероцентричних систем господарювання на цих країнах Ойкумени.



Контрольні запитання і завдання

1. Які особливості притаманні чинникам та умовам ґрунтоутворення в горах?
2. Назвіть основні еколого-біогеохімічні закономірності гірського ґрунтогенезу.
3. Які Ви знаєте висотні пояси (ландшафтно-біокліматичні, рослинні, ґрунтові)?
4. Що Вам відомо про роль рельєфу в перебігу гірського ґрунтогенезу?
5. Як впливають на формування гірських ґрунтів материнські породи?
6. Опишіть буроземи, коричневі, гірсько-лучні та інші гірські ґрунти.
7. Як використовуються гірські ґрунти у різних галузях господарства?
8. Як запобігти еконебезпечним процесам при використанні гірських ґрунтів?
9. Як впливає вулканізм на ґрунтогенез та що означає термін «андосоли»?
10. У чому полягає специфіка вулканічних ґрунтів? Опишіть їх профіль.
11. Як використовують вулканічні ґрунти у різних біокліматичних поясах?

Розділ 22

ДОГОЛОЦЕНОВИЙ ҐРУНТОГЕНЕЗ

Доголоценовими називають ландшафтотворні процеси, що відбувалися на Землі за десять тисяч років до початку голоцену. Формування ґрунтових компонентів ландшафту нерозривно пов'язано з провідною роллю біоти, яка колись активно втрутилася в прадавнє (ще *докембрійське*) вивітрювання. З тих пір ґрунтогенез разом зі строкато-динамічним ландшафтно-біокліматичним довікіллям повільно й невідворотно формував ґрунти — невід'ємні і найважливіші компоненти географічної оболонки. Міцно тримаючи в «ґрунтовій пам'яті» згадку про всі етапи далекого минулого, палеоґрунти ретельно фіксували найдрібніші деталі постійної взаємодії косної (неживої) та «живої» речовини, продуктом якої стали біокосні утворення планети. Минулі еколого-біогеохімічні закономірності ґрунтогенезу є не лише загадками природи, а й важливим критерієм адаптування сучасного ґрунтоохоронного землекористування до стратегії біосфери, оскільки без знання сценарію минулого ґрунтогенезу не можна спрогнозувати його розвиток у ноосферному майбутті. Таку інформацію про ґрунтові покриви минулих геологічних (палеоекологічних) епох дає **палеоґрунтознавство** — наука про ґрунти, сформовані в далекому минулому, а тепер фосилізовані (поховані) в товщах лесу та інших порід.

З історії палеоґрунтознавства. Відкриття палеоґрунтів у перші післядокучаєвські десятиліття стало закономірним результатом бурхливого злету молодого науки про ґрунти. *Палеоґрунтознавство* виникло в Росії, завдяки вражаючим результатам досліджень, що їх провів на території нинішньої України професор О.Г. Набоких. «Набоківське ґрунтознавство» покладено в основу сучасного вчення про четвертинні відклади, в тому числі викопні (фосильні, поховані) ґрунти. Перше узагальнення про їх походження зробив К.Д. Глінка (1909), а потім А. Пенк та Е. Брюкнер на прикладі Альп пояснили чергування ґрунто- та лесогенезу змінами льодовикових та міжльодовикових епох. О.Г. Набоких вперше застосував докучаєвські методи дослідження ґрунтів до їх палеоаналогів, створив в Одеському СГІ (який сам започаткував) Музей ґрунтів, який перетворився на добре відомий світу центр ґрунтово-геоботанічних, екологічних та інших досліджень безпосередньо в ландшафтній обстановці. Тут було зосереджено близько 40 тис. зразків ґрунто-підґрунтя, у тому числі 2000 монолітів. Концепцію О.Г. Набоких творчо удосконалив у

Ново-Александрійському СГІ (нині Харківський НАУ) В.І. Крокос, який відкрив вражаючий феномен *багатоярусності лесової товщі* і канонізував у своїй знаменитій хроностратиграфічній схемі чергування епох «холодного» лесогенезу та «теплого» ґрунтоутворення, сліди яких збережено фосильно-лесовою матрицею. Він надав «набоківському ґрунтознавству» статусу *палеоґрунтознавства* — нової науки про давні ґрунти, сформулював його проблематику та завдання, докладно описав методику їх дослідження. Після В.І. Крокоса палеоґрунтознавство залучило до свого арсеналу методи досліджень, традиційні для генетичного ґрунтознавства, геології, географії, кліматології, ботаніки, палеонтології та інших наук про Землю. Упродовж останніх десятиліть ХХ ст. було накопичено та теоретично осмислено значні масиви цінної геоєкоінформації про ґрунти та ґрунтові покриви давно минулих епох (В.В. Різниченко, Д.К. Біленко, Л.Ф. Лунгерсгаузен, О.І. Москвітін, П.К. Заморій, В.І. Сидоренко). Українські палеоґрунтознавці на фундаменті, що його заклали О.Г. Набоких і В.І. Крокос, сформували свою наукову школу, добре відому в світі завдяки розробкам М.Ф. Веклича, Н.О. Сіренко, С.І. Турло, Ж.М. Майської-Матвіїшиної, Н.П. Герасименко.

Загальними поняттями палеоґрунтознавства є:

- ▶ ґрунти давні, викопні, поховані, відкопані (ексгумовані), моно- та полігенетичні;
- ▶ реліктові ґрунти (властивості, ознаки);
- ▶ ґрунти ембріональні, параавтохтонні, седіментні, постседіментні, палеоавтоморфні (гідроморфні, автоморфно-гідроморфні);
- ▶ ґрунтова свита (педокомплекс) та серія викопних ґрунтів;
- ▶ ґрунтова, ґрунтово-літогенна (лесова, червоно-буроколірна, льодовикова тощо) формації земної кори;
- ▶ три групи викопних ґрунтових утворень — ґрунти, ґрунтові породи (леси, червоно-бурі глини тощо), ґрунтові відклади (розмиті давні ґрунти);
- ▶ палеоґрунтосфера (прадавня ґрунтова оболонка Землі);
- ▶ зони ґрунтогенезу та фосилізації його продуктів.

Однією з головних еколого-еволюційних тенденцій ґрунтогенних (ландшафтотворних) процесів у фіналі кайнозою (плейстоцені) виявилася ритмічність, викарбувана циклітами лесової формації, в якій *теплі* етапи помарковано профілями ґрунтів, фосилізованих на позальодовиковій території лесами в *холодні* палеоетапи. Теплі етапи після В.І. Крокоса достеменно синхронізуються з міжльодовиковими ритмами (на суші активізувався ґрунтогенез, а в заплавах відкладався алювій теплої фази), а холодні — з геодинамічною дією льодовиків (у гляціальній зоні формувались морени, флювіогляціальні відклади, піски, а на позальодовиковій території — леси на плакорах та надзаплавних терасах, а в заплавах — той же алю-

вій, але холодної фази). Ґрунтогенні продукти теплих палеоетапів представляють ґрунтові свити (від п'яти до одного-двох ґрунтів), стадії формування яких (від нуля-моменту до фіналу) відображують зміну геоекології ґрунтогенезу від кріоаридного старту через вологій найтеплішій (в період оптимуму) до континентально-аридного фіналу. Отже, фізіономічно (через профільний габітус ґрунтів) ґрунтогенез інформує нас про свою неодмінну зонально-ландшафтну змінюваність і завжди суворо витриману при цьому індивідуальність у всіх деталях генезису та еволюції своїх конкретних представників.

Кожен хроностратиграфічний горизонт (еволюційний палеоритм ґрунтолітогенезу за М.Ф. Векличем) має відповідну назву та латинський код (індекс). Ритми, синхронні теплим еколого-еволюційним фазам, називають за населеним пунктом, де описано його стратотип (*df, vt, pl, kd, zv, lb, tr* — за *плейстоценом*; *sh, kr, bv, bd, jr, st, lm, iv, zn* — за *пліоценом*), а палеоритм холодної для плейстоцену або помірної (помірно-холодної) для пліоцену фази отримує «водну» назву (*рс, bg, ud, ts, dn, tl, sl, pr* — за *плейстоценом*; *il, br, sv, kz, aj, os, sg, bl* — за *пліоценом*). Назви палеоритмів (і циклових терас з усіма атрибутами пізньокайнозойського ґрунтолітогенезу) є еволюційно-генетичними — так, назва *pl-ud* тераси (*однолесова, трубізька, друга давня*) засвідчує, що ця *прилуцько-удайська* тераса утворилася в *пізньому плейстоцені* за один цикл (два палеоритми), перший з яких (*pl*) був водно-ерозійним, спричиненим міжльодовиковим потеплінням, а перебіг другого (*ud* — завершального) забезпечувався акумулятивним режимом аквально-заплавного ґрунтолітогенезу часів наступу калінінського льодовика (щецинський стадіал, *W₁*).

Типові повні розрізи лесово-ґрунтової формації, які класично репрезентують собою страто- та етапотипи *плейстоценового* ґрунтолітогенезу, розташовані в порожистому Придніпров'ї (с. Ст. Кайдаки, балка Сажалка) і представлені класичними циклітами. Страто- та етапотипи пліоценового ґрунтолітогенезу репрезентує опорний розріз червоно-буроколірної формації в приморських кручах біля с. Любимівка.

У давній географічній оболонці взаємодія поверхневих шарів літосфери та органічного світу відбувалася на суші в особливий ґрунтогенній оболонці, яка охоплювала значну товщу порід, безумовно глибшу за товщу ґрунтів, що існують на певному етапі еволюції географічної оболонки. Нижньою межею ґрунтогенезу для кожного його етапу є глибина активного впливу на породи найпотужнішого ґрунтотворника, яким є дія організмів та продуктів їх життєдіяльності. Для постсилурійського ґрунтогенезу такою межею стало проникнення кореневої системи тодішніх рослин-піонерів. У докембрійських попередників ґрунтогенезу ця межа дуже довго лімітувалася у край неглибоким впливом на прадавні масивно-кристалічні породи бактерій і водоростей, які з'явилися на Землі понад 3,7 млрд ро-

ків тому. Зона ґрунтогенезу на Землі утворює ґрунтосферу, в доголоценовий час — палеоґрунтосферу, грубизна яких завжди є більшою (іноді дуже) за грубизну конкретних ґрунтів, яка в сучасних ґрунтах становить 30–400 см при тому, що активний вплив біоти (корені рослин, рикучі тварини тощо) на літогенне підґрунтя поширюється до глибин у 15–40 м. Ґрунто- і палеоґрунтосфера, як і інші оболонки (магматична, метаморфічна, сіаль, сіма, кріо- та гідросфера), є переривистими, розвиненими лише на суші, хоча зони звітрявання і ґрунтогенезу всюди є суцільними.

В області взаємодії поверхневих шарів літо-, гідро- та атмосфери задовго до появи живих істот відбувалося формування кори вивітрювання. Пізніше остання розвивалася вже одночасно з ґрунтами, тобто під дією як вивітрювання, так і процесів ґрунтогенезу. Виділяють дві категорії кори вивітрювання — ортоелювій (на породах, нестійких проти вивітрювання) і параелювій (на стійких проти вивітрювання породах — з участю біочинника, який, стаючи провідним, переводить гіпергенез у ґрунтогенне русло).

Викопні ґрунтові утворення літосфери допліоценового віку донедавна вважали майже незбереженими, проте новітні дослідження виявили їх присутність практично у всіх системах фанерозою і навіть у докембрійських товщах (протоґрунти. — *Авт.*). Їх об'єм і площі були найбільшими в пермі, тріасі, ранньому девоні, ранній крейді, можливо в ранньому палеогені, пізньому кайнозойі (пліоцен, плейстоцен).

Найдосконаліше було досліджено викопні ґрунти лесової (плейстоценової) і дещо менше — червоно-буроколірної (пліоценової) формацій багатьох областей Євразії та Північної Америки. Допліоценові ж ґрунти досліджені набагато гірше, хоча певні відомості про пермські (пізній палеозой), тріасові (середній мезозой) і деякі інші ґрунти України та небагатьох інших територій також зібрано (М.Ф. Веклич, Н.О. Сіренко). Взагалі ж, у геології викопні ґрунтові утворення дуже часто згадуються і докладно описуються, однак під іншими (неґрунтовими) назвами, за якими приховуються описи червоноколірних сіалітних, алітних, фералітних, органогенних та деяких інших суто ґрунтових утворень фанерозою (і навіть гранично метаморфізованих докембрійських попередників ґрунту). Р.С. Лльїн поставив завдання — досліджувати всі продукти давнього ґрунтогенезу та його еколого-біогеохімічні закономірності, починаючи з *нуль-моменту* — часу їх зародження на Землі. Перші ж сліди тоді ще гіпергенної діяльності бактерій позначилися на породах понад 3,5 млрд років тому, а вищі наземні рослини, які зініціювали активний ґрунтогенез, з'явилися приблизно 400 млн років тому.

Ґрунтогенез докембрію-девону є майже недослідженим. Найбільш давніми з досилурійських метаморфічних порід, які несуть у собі сліди континентального ґрунтоподібного гіпергенезу (кори вивіт-

рювання), є явно оглинені докембрійські формування Алданського щита, УКЩ, Приазов'я тощо. Деякі строкатоколірні породи *рифейо* на західному схилі УКЩ мають, вочевидь, протоґрунтове походження. У *пізньому докембрії* подібними до викопних протоґрунтів є боксити (алюмінієві руди). Девон, найвідоміший з геократичних етапів фанерозою, започаткував накопичення червоноколірних, солоних порід, а також давніх протоґрунтів і протоґрунтових утворень.

Ґрунти фанерозою впевнено діагностуються в автоморфному ряду, починаючи лише з силуру (табл. 22.1 і 22.2). Відомості про перерозподіл суші та моря на території України впродовж *фанерозою* дають змогу прив'язати до континентальних умов процеси давнього ґрунтогенезу та поширення його продуктів (субаеральних свит викопних ґрунтів і ґрунтових відкладів).

Таблиця 22.1. Базова геохронологічна шкала для палеоекологічних реконструкцій

| Етап | Еон | Ера | Тривалість, млн років | Цикл тектогенезу | Ґрунтолітогенез |
|-------------|-----------------------|---|-----------------------|---|---|
| Техногенний | Технозой | Психозой <i>ПЗ</i> | 0 | Альпійський | Кожен цикл розгортається по незворотно спрямованій вгору спіралі, захоплюючи з верхньої мантії в земну кору дедалі нові мінеральні маси, що призводить до утворення осадових товщ стратисфери; з 4 – 6 (а то й 10) млрд років існування Землі — на формування літосфери (геологічний етап) пішло не менш як 2 млрд років. В докембрії (80 % часу) літогенез був афітогенним, а раніше взагалі стерильно-абіогенним, без ознак ґрунтоутворення, явні сліди якого фіксуються лише з силуру, коли оформився повний комплект ґрунтоутворників. Напередодні відбулись такі події: понад 4 млрд років тому почав формуватися Світовий океан, в глибинах якого близько 4 – 3,5 млрд років тому з'явилися перші ознаки життя і синхронно виникла біосфера |
| Біогенний | Фанерозой | Кайнозой <i>КЗ</i> антропоген неоген палеоген Мезозой <i>МЗ</i> крейда юра тріас | 70 | Тихоокеанський | |
| | | Палеозой <i>ПЗ</i> перм карбон девон силур ордовик кембрій | 170 385 | Герцинський | |
| Абіогенний | Криптозой (докембрій) | Протерозой <i>ПР</i> пізній: венд рифей середній ранній | 2030 | Вендський Байкаліди | |
| | | Архей <i>АР</i> пізній ранній (катархей) | 2000 | Біломориди Дніприди Бугіди Сааміди | |
| Планетарний | | Закінчився близько 5 млрд років тому | | | Астрогеологічний |

Таблиця 22.2. Еволюція ґрунтогенезу в палеоландшафтах України та інших країн впродовж фанерозою (синхронізація з базовою шкалою та схемою М.Ф. Веклича)

| Ера | Період | Епоха | Вік, млн років | Цикл | Палеоетап | Ґрунтогенез | | | |
|-----------------|--------------------|----------------|-----------------|---|---|--------------------|---|---|---|
| Кайнозой — KZ | Q = An | N ₂ | 2 | Альпійський | Геократичний | Плейстоценовий | «Теплий» ґрунтогенез + «холодний» лесогенез | | |
| | | | | | | Пліоценовий | Вологий ґрунтогенез + аридний ґрунтолітогенез | | |
| | | | | | | Понтійський | В Україні виявлено >30 гідроморфних ґрунтів міоцену, помаркованих покладами бурого вугілля | | |
| | P | P ₃ | 25 | | Геократичний | Полтавський | Автоморфні ґрунти зрідка трапляються поміж кийвськими та харківськими відкладами Донбасу, УКЩ, а гідроморфні — Середнього Придніпров'я | | |
| | | | | | | Берекський | Більша частина території України була сушею, де ґрунти формувались під субтропічними лісами | | |
| | | Харківський | | | У ДДЗ започатковано інтенсивне утворення численних автоморфних і гідроморфних ґрунтів та ґрунтових відкладів (латеритів, їх дериватів, перешарованих червоними глинами, бурим вугіллям тощо) | | | | |
| | | P ₂ | | | | Еоценовий | | | |
| | Мезозой — MZ | K | K ₂ | | 135 | Альпійський | Таласократичний | Лузанівський | Формуються гідроморфні, іноді сіроколірні автоморфні, а подекуди й червоні (глибокопрофільні, безкарбонатні, а то й вапнякові, з вуглистими глинами, бурим вугіллям) ґрунти та ґрунтові відклади |
| | | | | | | | | Сумський | |
| | | J | J ₃ | | 190 | | Таласократичний | Маастрихтський | Під час герцинського геократичного циклу сформувались переважно глибокопрофільні червоноколірні вихопні ґрунти пермо-тріасу в змінно-вологих субтропіках; ґрунтогенез раннього тріасу помаркованої галоморфізмом, рубефікацією |
| Субгерцинський | | | | Серед гіпсово-доломитових, соленосних та інших свит є дуже багато ґрунтових відкладів і ґрунтів | | | | | |
| Сенонський | | | | | | | | | |
| T | | T ₃ | 230 | | Геократичний | | Пізноавстрійський | У карбоні ідентифіковано >400 вихопних гідроморфних ґрунтів, перешарованих алевритами, глинами, червоноколірними піщаниками; найвідомішими є болотні палеоґрунти, пізніше неодноразово потворені, неодмінно метаморфізуються до вугілля | |
| | | | | Пізноюрський | | | | | |
| Палеозой — PZ | | P | P ₂ | 350 | Герцинський | | Геократичний | Батський | Серед гіпсово-доломитових, соленосних та інших свит є дуже багато ґрунтових відкладів і ґрунтів |
| | | | | | | | | Середньоюрський | |
| | | C | C ₃ | 405 | | | Таласократичний | Донецький | У карбоні ідентифіковано >400 вихопних гідроморфних ґрунтів, перешарованих алевритами, глинами, червоноколірними піщаниками; найвідомішими є болотні палеоґрунти, пізніше неодноразово потворені, неодмінно метаморфізуються до вугілля |
| | Ранньоюрський | | | | | | | | |
| | Ранніокемерійський | | | | | | | | |
| | D | D ₃ | 435 | Геократичний | | Ранніокемерійський | Девон — найвідоміший з геократичних етапів фанерозою — започаткував накопичення разом з червоноколірними та соленосними породами також і давніх протоґрунтів | | |
| | | | | | | Заальський | | | |
| | S | S ₂ | 490 | Геократичний | | Уральський | Епохальний вихід у силурі на сушу перших псилофітів — провідних ґрунтоутворюючих фанерозою, які зніщували активний ґрунтогенез | | |
| | | | | | | Ранніокемерійський | | | |
| | O | O ₃ | 490 | Таласократичний | | Батський | Найдавніші сліди афітогенного вивітрювання несуть оглиннені продукти метаморфізації докембрійських кристалічних порід. Схожими на давні протоґрунти вважають боксити пізнього докембрію. Перші сліди бактеріального гіпергенезу помічно 3,5 млрд років тому | | |
| Середньоюрський | | | | | | | | | |
| Тронд емський | | | | | | | | | |
| Є | Є ₂ | 70 | Таласократичний | Ранніокемерійський | Найдавніші сліди афітогенного вивітрювання несуть оглиннені продукти метаморфізації докембрійських кристалічних порід. Схожими на давні протоґрунти вважають боксити пізнього докембрію. Перші сліди бактеріального гіпергенезу помічно 3,5 млрд років тому | | | | |
| | | | | Трисільський | | | | | |
| | | | | Таласократичний | Пізнокембрійський | | | | |

Пермські та *тріасові* вкопні ґрунти на сьогодні описано в Перудураллі, *пермські*, *пізньокарбонові*, *тріасові* — на Донбасі, *пермо-тріасові* «фіолетові» — в Німеччині, *палеозойські* та *мезозойські* в Аргентині, *тріасові* ґрунти в Австралії, *карбонові* — в США. Добре дослідженими серед ґрунтів *карбону* і деяких пізніших епох є болотні палеоґрунти, метаморфізовані до вугілля, акумуляція якого в різні періоди неодноразово активізувалася. Ґрунтове походження цих відкладів тепер не підлягає сумніву, додатково підтверджуючись їх материнським підґрунтям у Донбасі — так звані кучерявчики тут пронизані кореневищами прадавніх псилофітів. Усього в карбоні налічується понад 400 гідроморфних вкопних ґрунтів, нерідко перешарованих червоноколірними піщаниками, алевритами, глинами тощо.

Активізація ґрунтогенезу під час *герцинського* геократичного циклу (*карбон-тріас*) залишила по собі червоноколірні автоморфні ґрунти, візуально неоднакового забарвлення, різні за складом, будовою, грубізною, характером поверхні та розмежуванням хроностратиграфічних горизонтів.

Численні вкопні ґрунти трапляються в *ранньопермській* (гіпсово-доломітовій), білокузьминівській, адамівській, протопівській, новорайській та інших свитах тріасу, а також у соленосній і дронівській свитах, у яких загалом все ж переважають ґрунтові відклади. Починаючи з *пізнього карбону* у *пермо-тріасі* формуються переважно автоморфні та автоморфно-гідроморфні червоноколірні ґрунти з профілями в 1 – 6 м, які маркують товщі мідистих піщаників, соленосні та інші свити. Ґрунтогенез на початку *пізнього тріасу* відбувався у геоекологічних палеоумовах волого-субтропічних ландшафтів (темно-червоні ферсальтні і червоні латеритні ґрунти).

У саванах та рідколіссях *юрі* напрямок ґрунтогенезу змінюється з гумідного до більш аридного на тлі посиленої ритміки усіх макро-, мезопроесів та ЕГП, які зумовили формування в тих ландшафтах ферсальтних палеоґрунтів.

Крейдовий період у ДДЗ започаткувався інтенсивним автоморфним і гідроморфним ґрунтогенезом, помаркованим латеритами, продуктами їх ближнього перевідкладання, прошарками червоноколірних глин і бурого вугілля. Червоноколірні відклади формувалися в цей час у Причорноморській западині та деяких інших регіонах. Органогенні утворення і гідроморфні (болотні, торф'яні) ґрунти трансформувалися в лагунах, озерах, на морських мілинах у бурі вугілля. Прадавній (з *девону*) торфогенез у *карбоні* помітно інтенсифікувався в крайових і геосинклінальних прогінах; у *пермі* окупував і міжгірські котловини та рухомі платформи; в юрі — проник у давні западини. Усі ці продукти давнього ґрунтогенезу помарковані чіткою ритмічністю.

Червоноколірні ґрунтові утворення виділяють у геології в осадову *червоноколірну формацію*, широко представлену на всіх

материках планети різновіковими відкладами від протерозою до плейстоцену. Найбільш інтенсивно вони утворювалися в ранньому кембрії, середньому та пізньому девоні, ранній крейді, пліоцені та ранньому плейстоцені. Їх товщі в сотні метрів особливо добре збереглися у тектонічних западинах (наприклад, у Шотландії), характеризуючись все тим же ритмічним чергуванням червоних, фіолетових та інших глин, аргілітів, алевролітів, алевритів, пісків, пісковиків, вапняків, доломітів. Червоноколірні шари представляють собою *субаеральні* викопні ґрунти, викопні ґрунтові відклади та їх комплекси, а світлозабарвлені — *субаквальні* континентальні, лагунні та мілководно-морські відклади.

Червоноколірна формація є класичним широтно-зональним формуванням, яке завжди утворювалось у теплих зонах семиаридного, семигумідного, а частково й аридного кліматів. Про це свідчать засоленість, карбонатність, місцями латеритність і наявність бокситів, хоча загалом червоноколірні продукти є сіалітними. Інтригуючою рисою цього *теплого* ґрунтогенезу є поширення його червоноколірних продуктів (наприклад, девонських) у високих (найхолодніших) широтах Європи (Гренландія, Шпіцберген) та Антарктиди. Загальною ж закономірністю від *риффею* й донині (див. табл. 22.1) залишається інтенсифікація утворення червоноколірної формації в *геократичні* епохи (при планетарних регресіях) і гальмування цього типу ґрунтолітогенезу (скорочення ареалів) у *таласократичні* епохи з їх крупними трансгресіями.

Алітні та фералітні ґрунтові утворення представлені латеритними видами кори вивітрювання та продуктами їх ближнього перевідкладання (бокситами, залізними рудами). Вони сформовані в тих самих геохронологічних діапазонах, що й *червоноколірна формація*, але займають значно менші площі та вочевидь звужені стратиграфічні інтервали. Це пояснюється: 1) палеокліматичними рамками винятково жаркого й теплого, вологого та змінно-вологого кліматів; 2) певним складом порід, за рахунок яких вони формувалися (алюмосилікати, краще філіти, глини, вулканічні туфи основних магм, основні, ультраосновні інтрузиви та ефузиви); 3) обов'язковістю тривалих перерв або значного уповільнення літогенезу, достатніх для трансформування сіалітів в аліти.

Боксити, як тепер точно встановлено, пов'язані з латеритним звітрюванням і ґрунтогенезом. Вони можуть бути латеритними (залишковими) і осадовими (уламковими, хемогенними, озерними, озерно-алювіальними, елювіальними, болотними, карстовими), тобто ґрунтовими відкладами. Бокситогенез, започаткований у рифеї, триває і дотепер у голоцені. В середніх широтах північної півкулі найбільше практичне значення мають девонські, ранньокарбонові, ранньоюрські та крейдові боксити, в низьких широтах — кайнозойські осадові боксити, тобто ґрунтові відклади і головним чином за-

лишкові латерити, якими утворені найбільші родовища алюмінієвих руд.

Залізорудні поклади осадового походження приурочені до ортоелювіальної кори звітрювання ультраосновних порід і залізистих кварцитів, а також деяких сульфідних родовищ. Осадові Fe – Mn поклади належать до різних стратиграфічних горизонтів, з яких протерозойські є найбільшими в світі осадовими залізорудними родовищами. Вони виникли за рахунок дуже інтенсивного та потужного вилуговування первинних протоґрунтів та ортоелювіальних видів кори звітрювання з подальшим перевідкладенням цих поки ще гіпергенних продуктів. Усі ж молодші Fe – Mn утворення сформувалися за рахунок цих прадавніх акумуляцій.

Палеоґрунтознавство (загалом палеогеографія) надійно реставрує процеси формування прадавнього ґрунтового покриву на території давніх континентів, починаючи з дуже ранніх етапів еволюції Землі (понад 2 млрд років). Ґрунтовий покрив раннього протерозою документується вже цілком впевнено, а викопні ґрунти найближчого до нас **кайнозою** (палеоген + неоген) є найбільш вивченими.

Ґрунтові покриви палеогену та раннього неогену (міоцен). Нечисленні автоморфні ґрунти *палеогену* (палеоцен + еоцен + олігоцен) встановлені між морськими відкладами *київської* та *харківської* свит на північному заході Донбасу (рожево-червоний глинистий ґрунт в три метри). На УКЩ *ранньопалеогенові ґрунти* представлені бокситами *середнього еоцену* і більш раннього віку. Гідроморфні ґрунти *палеогену* є в Середньому Придніпров'ї та Дніпровському буро-вугільному басейні.

Олігоцен широко представлений у басейні Дніпра промисловими запасами *бурого вугілля* та *буроколірними глинами*. Друга його половина закінчилася трансгресією моря та широким заболоченням суші, яке спричинило утворення на цій території мулувато-болотних ґрунтів, також перешарованих бурим вугіллям. Температура в олігоцені знизилася проти еоцену на 1 – 2 °С, а проти оптимуму останнього ще помітніше — на 3 °С (до 8 °С в січні і до 26 – 23 °С — в липні). Це спричинило помітне збіднення флори та збільшило вплив листопадних (помірно теплолюбних) видів, які потіснили в лісах олігоцену вічнозелені види. Субтропічна флора поступово змінювалася помірною з щильковими та широколистяними (помірно теплолюбними) лісами з їх ґрунтово-ценотичним біорозмаїттям.

Неоген відкривається *міоценом*, ґрунти якого виявлені в загадковій *полтавській свиті* Середнього Придніпров'я та північно-західного Донбасу. Ці триметрові цегляно-червоні піщано-глинисті безкарбонатні ґрунти мають добре розвинений профіль. На сьогодні в Україні виявлено також багато гідроморфних викопних ґрунтів міоценового віку, якими започатковано тогочасні буро-вугільні родовища. Такі ж, але *ранньо- та середньосарматські* ґрунти (*буре*

вугілля) є на південному заході та заході Придніпровської височини, на заході Волино-Поділля і в Прикарпатті.

Розпочате на старті *неогену* інтенсивне підняття охоплює в *міоцені* область Карпат, замикаючи та осушуючи існуючі протоки. Міоценове море було теплим, клімат субтропічним, подекуди аридним — сучасні Закарпаття та Передкарпаття локально аридизувались уже в ранньому міоцені, що призвело до накопичення соленосних товщ у тогочасних морських лагунах. Пізніше Закарпатська протока відокремилася від Панонського масиву і складчастих Карпат, а в Передкарпатті з'явилися, а потім осушилися озера. Крим і Кавказ тоді ще не були горами. У горах з'являються перші льодовики та активізується вулканізм. У сукупності всі ці процеси посприяли суттєвій перебудові планетарного клімату та зміні усталеної циркуляції атмосфери, що змінило і типи ґрунтолітогенезу на усіх континентах.

Проте абриси морських басейнів залишалися без істотних змін аж до фіналу міоцену. Поступове підвищення суші поступово робило рельєф пагористим, рідше плоскорівнинним, з відмітками все ще не вище від 200 м. Знаковими для тих палеоландшафтів ставали шпильково-широколисті ліси. Міоценові продукти алювіально-пролювіального та алювіально-дельтового ґрунтолітогенезу нагадують про активне зародження в той період сучасної гідрографічної сітки, оформлення заплавно-долинних ландшафтів та адекватних їм гідроморфних ґрунтів. Великі річкові долини закладаються на території сучасної Молдови та на півдні України. *Палеоекологія* теплого та мілководного Південно-Руського моря посприяла побудові коралових рифів (нинішні Товтри), а склад викопної флори свідчить про панування субтропічного (чи наближеного до нього) ґрунтогенезу на Карпатському і Кримському островах.

Ґрунтові покриви пізнього кайнозою на території України та інших країн представляють **викопні**: *ґрунти, ґрунтові породи, ґрунтові відклади*.

Викопні ґрунти представлені багатьма зміненими фосилізацією типами, видами, різновидностями: субтропічні (червоно-бурі, червоноувато-бурі, червоно-коричневі, коричневі, світло-коричневі, інші ґрунти, помаркovanі полігенетичними реліктами — від лісових до напівпустельних), суббореальні (різні підтипи чорноземних, каштанових, сірих лісових, лучних та інших ґрунтів), бореальні (дерново-підзолисті, іржаво-бурі піщані, болотні та ін.).

Ґрунтові породи, яскравим прикладом яких є *леси*, мають дуже різне походження (переважно еолові, еолово-делювіальні, делювіальні, озерні, пролювіальні), гідрологію, терміку (сухі відносно холодні, сухі холодні, відносно вологі холодні тощо). Всі вони (леси, лесоподібні супіски, суглинки, глини, лесоподібні піски) у розрізі пізньокайнозойських континентальних відкладів перешаровуються

викопними ґрунтами та ґрунтовими відкладами, а подекуди іншими (неґрунтовими) континентальними відкладами.

Інша важлива група пізньокайнозойських континентальних відкладів представлена *субаквальними* (алювіальними, озерно-алювіальними, озерними, ґрунтовими, пролювіальними) утвореннями, поширеними на річкових терасах. У розрізі кожної з них чітко розрізняються два стратиграфічних горизонти: нижній маркує теплі, а верхній — холодні палеоекологічні умови. Горизонт складається двома товщами: нижня представлена русловим алювієм, а верхня є заплавною (алювіально-ґрунтогенною) та заплавно-старичною фаціями.

На рівнинах України у пізньому кайнозої існували зональні палеоландшафти арктичного (льодового), субарктичного (перигляціального), бореального, суббореального, субтропічного і, можливо, північної околиці тропічного поясів.

Діапазон міграції зональних палеоландшафтів пізнього кайнозою у північній півкулі при зміні попереднього їх інваріанта наступним у широтному поясі України є вражаюче масштабним: від 30° до 4°, тобто 3500 – 400 км по меридіану. Від плейстоцену до голоцену цей діапазон нерівномірно зменшується з глобальних причин. Роблячи припущення про майбутній тренд ґрунтогенезу, прирівнюють середню тривалість холодних періодів фанерозою до 60 – 70 млн років. Останній такий незавершений період розпочався близько 50 млн років тому, а отже, закінчиться не раніше ніж через 20 млн років. Цей період та його пліоцен-плейстоценова (пізньокайнозойська) епоха ще продовжуються, розгортаючи перед нами захоплюючу картину сучасного ландшафтоутворення (в тому числі й ґрунтогенезу) на його найхолоднішому етапі (не виключено, уже пройденого).

Пізньокайнозойський ґрунтогенез започатковується в пліоцені першими палеоетапами дуже складної еволюції ландшафтів України, а загалом і всіх інших територій планети цього періоду. Дуже різноманітні на окремих ділянках геоструктури та геоморфологічні особливості території України значно впливали на палеогеографію субаеральних і субаквальних відкладів. Пліоцен представлено червоно-буроколірною формацією на більшій частині України, де її перебиває більш пізня рівнинно-льодовикова (плейстоценова) формація. Червоно-буроколірні товщі складають субаеральні (ґрунтолітогенні) і субаквальні (ґрунтолітогенні алювіальні, озерно-алювіальні) континентальні відклади, а в рівнинно-льодовиковій — льодовикові, водно-льодовикові, алювіальні, озерно-алювіальні відклади. У *пізньому кайнозої* сформувалися асиметричні долинні ландшафти Дніпра завширшки 270 км, Дунаю, Дністра, Волги, Рейну, Лаби (Ельби), Вісли, Дону, Сіверського Дінця, інших великих і малих річок. Вони складені відкладами 16 пліоценових і 16

плейстоценових палеогеографічних етапів (32 давніх хроностратиграфічних горизонтів + сучасний голоценовий) (табл. 22.3).

Таблиця 22.3. Еволюція ґрунтогенезу в палеоландшафтах Східноєвропейської рівнини та інших територій у пізньому кайнозой (синхронізація з М.Ф. Векличем)

| Період | Епоха | Магнітність | Тепло Холод | Вік підошви | Еколого-еволюційний тренд ґрунтолітогенезу |
|-------------------------------------|------------------------|--------------------|--|-------------|---|
| Голоцен $HL = hl, 13,5$ | | | <i>hl</i> -етап включає 24 ритми — від лісових субарктичних і бореальних до степових суббореальних; наступний ритм буде лесогенним | | |
| Плейстоцен $P(Q)$ | P_{III} Q_{III} | Нормальна Брюнеса | <i>pc</i> | 21 | <i>ud</i> -ритм — перигляціальний (вологіший за <i>ts</i>) лесогенез; <i>bg</i> -час — максимальний лесогенез. У теплі <i>vt, df</i> -ритми в 3 нечітких зонах формувались різногенетичні ґрунти, в чому схожі на <i>hl</i> , але з фаціально-кліматичними відмінностями |
| | | | <i>df</i> | 50 | |
| | | | <i>bg</i> | 75 | |
| | | | <i>vt</i> | 90 | |
| | | | <i>ud</i> | 100 | |
| | | | <i>pl</i> | 130 | |
| | P_{II} Q_{II} | Зворотна Магуами | <i>ts</i> | 170 | <i>zv</i> — останній, рецидив майже субтропічного змінно-вологого ґрунтогенезу під лісостеповими ценозами; <i>dn</i> -час — максимальне зледеніння, в криолітозоні — лесогенез; <i>kd</i> -час — сучасні абриси ґрунтової зональності, успадковані прилучським ритмом, а потім пізнім плейстоценом |
| | | | <i>kd</i> | 240 | |
| | | | <i>dn</i> | 290 | |
| | P_{I} Q_{I} | Зворотна Магуами | <i>zv</i> | 420 | В <i>sh, mr, lb</i> -ритми посилюється зональна диференціація ґрунтогенезу, який явно загальмовується під час похолодання та аридизації в <i>pr, sl</i> -ритми, маркуючи гіпсоносність його продукту. У фітоценотичних ґрунтотворників все ще зберігаються пліоценові релікти |
| | | | <i>tl</i> | 480 | |
| | | | <i>lb</i> | 640 | |
| Еоплейстоцен $E_{I}+E_{II}$ | N_{2}^{3} | Зворотна Магуами | <i>sl</i> | 730 | Фінал пліоцену закріплює диференціацію ґрунтолітогенних умов на тлі субтропічно-лісового типу — в ранні оптимальні домінують брунатно-жовтоземні, а в пізні — буроземні та лучні ґрунти |
| | | | <i>mr</i> | 920 | |
| | | | <i>pr</i> | 1000 | |
| | | | <i>sh</i> | 1290 | |
| Пліоцен N_{2} | N_{2}^{2} | Нормальна Гауса | <i>il</i> | 1400 | На півночі України зберігається ускладнений ксероморфною періодичністю волого-субтропічний ґрунтогенез, глибокпрофільні продукти якого свідчать про теплу й вологу екологію його лісового, лісо-лучного та червоно-коричневоземного типів |
| | | | <i>kr</i> | 1610 | |
| | | | <i>br</i> | 1900 | |
| | N_{2}^{1} | Зворотна Гільберга | <i>bv</i> | 2430 | Започатковується складний тренд пізньокайнозойського ґрунтолітогенезу — в пліоцені — червоно-буроколірна формація та її субквалльні аналоги чітко зафіксували перші ознаки ритміки теплих (ґрунтогенних) і холодних (лесогенних) стадій; заклались перші абриси сучасної мережі річок та асиметрична форма їх долин |
| | | | <i>sv</i> | 2800 | |
| | | | <i>bd</i> | 2900 | |
| Міоцен N_{1pt} 26 млн років | N_{1pt} | Зворотна Гільберга | <i>kz</i> | 3000 | Успадковану від P екологію ґрунтогенезу засвідчують червоні ґрунти загадковий потлавської свити та болотних з розривів середнього міоцену; у відкладах меотису з'явилися перші темно-сірі продукти бореально-степового ґрунтогенезу. Червоні прошарки в озерно-болотних відкладах нагадують про пізньоміоценову регресію Понто-Каспію, яка аридизувала субтропічний ґрунтолітогенез, різко загальмувала лагунне соленакопичення. Орогенез, вулканізм, перші льодовики в горах суттєво перебудували клімат, атмосферну циркуляцію, екологію та типи ґрунтолітогенезу на всіх континентах, хоч моря тоді ще зберігали палеогенові абриси |
| | | | <i>jr</i> | 3100 | |
| | | | <i>aj</i> | 3320 | |
| | | | <i>st</i> | 3800 | |
| | | | <i>os</i> | 4300 | |
| | | | <i>lm</i> | 4680 | |
| <i>sg</i> | 4970 | | | | |
| <i>iv</i> | 5300 | | | | |
| <i>bl</i> | 5500 | | | | |
| <i>zn</i> | 6500 | | | | |

Ритмічність еволюції біосфери у *пліоцені* та наступному *плейстоцені* виявилася у чергуванні теплих (грунтогенних) і холодних (лесогенез, утворення бурих глин) етапів. Загальна ритміка ускладнювалася дрібнішою, що відобразилося в профільній будові свити ґрунтів (педокомплексу), в якій представлені продукти початкової (а), оптимальної (б) і фінальної (заключної — с) стадій ґрунтогенезу, а також ініціальні ґрунти в лесах та глинах, сформовані пошкваленим ґрунтогенезом при осциляціях з коротким поверненням тепла.

Ритмічність найвиразніше виявлялася у формуванні ґрунтоценотичних тандемів, які є прямими індикаторами клімату (ґрунти виявляються більш консервативним компонентом цієї пари). Як виявилось, ґрунтогенні продукти теплих етапів є найбільш яскравим індикатором клімату порівняно з лесами, червоними та бурими глинами. Крім реставрації загальної ритміки в чергуванні холодних і теплих епох, важливо порівнювати між собою ґрунти, сформовані в ґрунтогенні, але різні за часом епохи, а також порівнювати між собою лесоподібні продукти різних холодних етапів.

Викопні ґрунти пліоцен-плейстоцену утворюють чіткий еволюційний ряд від волого-субтропічних червоноземів до бореальних ґрунтів, подібних до сучасних тундрових або більш континентальних. *Відклади холодних етапів* у позальодовиковій зоні представлені сірими, бурими і палевими глинами пліоцену та еоплейстоцену, а також лесовими породами плейстоцену.

Упродовж більшості *тепліх етапів пліоцену* ґрунтогенез мав виразну еколого-еволюційну спрямованість, підпорядковану кліматичній ритміці зі змінами умов від гумідно-субтропічних до більш контрастних та аридніших, а то й майже бореальних. Ґрунтоценотичний тандем *пліоцену* на більшій частині території України мав габітус переважно *субтропічний* або подібний до нього, проте дуже відрізнявся залежно від віку. Ґрунтові свити, зазвичай, сформовані 1 – 6 ґрунтами. У пліоцені характер еволюційних змін, зафіксованих у профілі ґрунтів від початкової до фінальної стадії їх формування, як правило, ніколи не був різким, зате плейстоценовий ґрунтогенез продукував ґрунти у дедалі більш контрастних геоекологічних умовах. У пліоцені на півночі України панував лісовий ґрунтогенез, а південніше — лучний (лучно-степовий), особливо у другій половині кліматичного оптимуму.

Пізній пліоцен та початок *еоплейстоцену* все ще зберігають риси субтропічно-лісового ґрунтогенезу: рухомість глин, Fe – Mn-оксидів, лесиваж, що спричинювало E – I-диференціацію ґрунтових профілів, виявлену під мікроскопом за струмочково-шкаралупчастою орієнтацією коломорфних глин, збагачених мулом. Характерні нодулі органо-залізистих сполук свідчать про контрастні змінно-вологі умови тогочасного ґрунтогенезу. У ранні оптимуми *берегівського*

часу, іноді в палеоекологічних умовах змінно-вологого субтропічного клімату, на різних елементах рельєфу формувалися лучно-коричневі, коричневі, жовтоземні та буроземні ґрунти. У пізні оптими теплих етапів *пізнього пліоцену* та початку *еоплейстоцену* формувалися *глибокопрофільні темно-сірі* (майже чорні) ґрунти лучного типу з оглеєнням та карбонатним «ілювієм». У *крижанівський час*, а в подальшому в *ранньому плейстоцені* домінуючим стає *буроземний ґрунтогенез* (спочатку в теплих, а потім — у помірно-теплих палеоекологічних умовах). На півдні в *берегівський час* сформувалися червонувато- і червоно-брунатні карбонатні ґрунти, а також буро-коричневі вилугувані ґрунти субтропічного (ариднішого порівняно з середнім плейстоценом) габітусу. Бурі та червонувато-бурі (на півночі) ґрунти *крижанівського часу* на півдні заміщувалися червонувато-бурими та червоними (в тому числі вилугуваними) ґрунтами середземноморського типу.

У *пліоцені* ритми теплого червоноколірного ґрунтогенезу змінювалися умовами, коли формувалися переважно жовто-буроколірні ґрунти (в помірнішому кліматі). Глинисті відклади холодних етапів своїм габітусом нагадують продукти класичного *лесогенезу*, особливо помітного на півдні України та на високих вододілах. Вони мають світле бурувато-жовте, характерне для лесових порід забарвлення, пронизані порами, вертикально орієнтовані структурні агрегати, і високий вміст (до 40 – 50 %) пилюватих фракцій, містять прошарки викопних ґрунтів, які, на відміну від червоноколірних ґрунтів теплих етапів, представлені короткопрофільними неглибокими сірувато-брунатно-бурими утвореннями, які не формують ґрунтових свит. Вони є індикаторами гальмування ґрунтогенезу у холодні етапи, коли у ландшафтах активізувалося механічне накопичення матеріалу.

Пліоцен став завершальним етапом **неогену**, який закріпив його стартові тенденції зміни та диференціації природних умов, а отже, й перебудови всієї ландшафтної структури, у тому числі й її ґрунтових компонентів. Головними ознаками такого тренду природного процесу, які виявилися у пізньому кайнозої на території України, були динамічність, мінливість, варіабельність, просторова індивідуальність. На фоні описаної ритміки виявилася спрямованість змін, особливо під час теплих ритмів. Так, в *іванківський час* раннього пліоцену на території України існувала лише одна волого-субтропічна лісова ландшафтна зона з двома підзонами. У *севастопольський ритм* середнього пліоцену від неї відокремилася лісостепова (лісолучна) зона, яка значно розширилася в *богданівський*, заключний, ритм середнього пліоцену. Його фінал помарковано проникненням у ландшафти пліоцену степових ценозів. Тоді почалося формування степової зони в її сучасному розумінні і впродовж *пізнього пліоцену* і всього *еоплейстоцену* продовжували існувати лише

лісова і лісостепова ландшафтні зони, але зі своїми значними й неповторними особливостями. Так, найпомітнішою була диференціація ландшафтів усередині гумідних, а не аридних зон. Справжні ж степові ландшафти почали оформлятися лише в **плейстоцені**, в класичному вигляді — вже в *післядніпровські* часи. Нині просторова диференційованість природних ландшафтно-біокліматичних утворень є загальноновизнаючою, в тому числі й для ґрунтового покриття України. Навіть у моренах та флювіогляціальних субстратах, які донедавна вважали азональними, виявлено ознаки їх незаперечної мінливості як часової (профільної), так і латеральної.

Плейстоцен в Україні, як і на прилеглих територіях, характеризується посиленням ритміки в розвитку всієї природи Землі. Це незаперечно підтверджується тим, що на зміну теплим ґрунтогенним ритмам (їх було вісім) неодмінно приходили холодні (теж вісім), помарковані відкладами морен, пісків, лесів тощо. У часи потепління кліматичні умови коливалися від субтропічних або подібних до них (у ранньому плейстоцені) до тепло-помірних або помірних (у середньому та пізньому плейстоцені). Найбільш інтенсивний у теплі ритми ґрунтогенез не припинявся і в часи похолодань, про що свідчить лес — специфічний ґрунтолітогенний продукт неповторних кріоаридних тундростепів, у ландшафтах яких геодинамічна діяльність Еола та морозного вивітрювання вкрай загальмовували ґрунтогенез. Однак найменші потепління в епохи холоду відразу ж активізували ґрунтогенні процеси. Так, у *причорноморський* (заклучний для плейстоцену) час, що його маркує однойменний лесовий стратиграфічний горизонт, майже скрізь сформувався в цих лесах середньо-причорноморський ґрунт. У бузькому лесі (продукт передостаннього холодного ритму, синхронного середині вюрмської епохи — віслінський стадіал — осташківське зледеніння) діагностуються два-три ембріональні ґрунти; в дніпровському (риська — дніпровська епоха) є два-три ґрунти тундрового габітусу; в тилігульському лесі (окське зледеніння — ельстер II — міндель II) — два-три ембріональні ґрунти; в скульському (наревське зледеніння — ельстер I — міндель I) — один-два. Показово, що ембріональні ґрунти знаходяться переважно в підшві лесових горизонтів, маркуючи цим часи повернення тепла в загальному тренді похолодання. Найчастіше простежуються ембріональні ґрунти в лесах на півдні, що є цілком природним, У результаті формування *«тепліших»* ембріональних ґрунтів, а деякі леси на вододільних плакорах взагалі заміщуються *ґрунтовими відкладами* (наприклад, світло-брунатним суглинком *скульського* часу). Ембріональні ґрунти, як і повнопрофільні, мають певні зональні ознаки.

Відклади теплих ритмів (*широкінського, мартоносського, лубенського, завадівського, прилуцького, вітачівського, дофинівського, голоценового*) зазвичай репрезентовані світою з одного-п'яти (частіше одного-двох) ґрунтів, які нагадують про стадійність формуван-

ня самої свити (початкова, оптимальна, фінальна) за трендом зміни екологічних умов тогочасного ґрунтогенезу від вологих до більш аридних з оптимумом усередині, під час якого можуть формуватися до двох здебільшого різногенетичних ґрунтів, які до того ж змінюються зонально з півночі на південь.

Зональна диференціація ландшафтів та їх ґрунтових компонентів, розпочата в пліоцені та *еоплейстоцені*, продовжувала посилюватися в ранньому плейстоцені, причому особливо помітно в його теплі ритми. Так, у *широкінський* час на півночі України панували лісолучні ландшафти з лучно-черноземоподібними ґрунтами теплопомірної фації (клімату). Ґрунтогенез оптимуму гальмувався під час похолодання. У центрі та на півдні України вони заміщувалися ґрунтами, сформованими в лісостепових умовах субаридного, близького до субтропічного, клімату. Про аридний характер ґрунтогенезу на півдні свідчить значне поширення там галоморфних (у тому числі загіпсованих) ґрунтів з численними карбонатними конкреціями. У складі провідного ґрунтотворника всіх епох простежуються релікти пліоценової флори.

У *приазовський* час сформувалися в екологічних умовах холодного бореального клімату лесово-степові ландшафти зі збідненими трав'янистими і березово-сосновими ценозами з поодинокими екземплярами широколистих порід. Останні разом з оглиненістю й озалізненням лесоподібних суглинків засвідчують певну мезофільність флори, зумовлену м'якістю клімату в першу в постпліоцені перигляціальну епоху.

Причорноморський час — останній холодний ритм плейстоцену (W_3 , беллінг-стадіал — карельське зледеніння) — характеризується на більшій частині України перигляціальним кліматом, сприятливим для лесогенезу. Полісся, захід України, середнє Придніпров'я були зайняті перигляціальним лісостепом, а центр і південний схід — таким же перигляціальним степом (у Приазов'ї, Причорномор'ї та Криму — ксерофітним). Наведене підтверджує давно встановлений факт чергування на території України палеокліматичних ритмів двох різко протилежних умов ґрунтогенезу: 1) перигляціальних (не на всій території України, в деякі періоди — льодовикових); 2) бореальних, субтропічних.

У *холодні* ритми, які чергувалися з теплими, були поширені ландшафти від льодовикових до степових бореальних. За температурними та іншими характеристиками окремі холодні етапи розрізнялися як в часі, так і в просторі індивідуальними проявами зональності. Льодовикові ландшафти були характерними для частини Середнього Придніпров'я в дніпровській (можливо, в тилігульській і тясминській), а для північно-західної України — тилігульській, дніпровській (можливо у сульській і приазовській) часи. Перигляціальні умови домінували в усі холодні епохи. Для них була влас-

тива певна широтна зональність: поблизу материкових льодовиків, а в ті холодні періоди, коли льодовики не досягали території України (на півночі та північному заході), палеоклімат і палеоландшафти були холодними і вологими, наближеними до лісотундрових; у південній смузі — прохолодними сухостеповими.

У теплі ритми ландшафти дуже урізноманітнювалися — від субтропічних до бореальних сухостепових. Палеоландшафти широкинського, лубенського і завадівського ритмів були теплішими і вологішими, ніж сучасні, що засвідчують пліоценові релікти у складі їх флори. На півдні часто вони наближались до середземноморських (літо жарке, зима м'яка, червоно-брунатний тип ґрунтогенезу). У мартоноський і завадівський часи клімат був найтеплішим, а в лубенській — дещо помірнішим. Дрібна ж ритміка з інтервалами похолодань виявлялася навіть під час теплих ритмів. У всі теплі післязавадівські ритми криві палеокліматів переміщуються в холодний бік: зростають помірність, континентальність і загальна сухість клімату в теплі ритми; в холодні ж періоди, починаючи з тилігульського часу, геоекологічні умови стають настільки холодними і сухими, що оформляються зони перигляціального ландшафтів з наростаючою аридизацією в пізньому плейстоцені. Означені тенденції фіксуються на палеокліматичних кривих до пізнього зледеніння включно (14 – 10,3 тис. років тому). Вони ж підтверджуються еволюційним трендом пліоцен-плейстоценового ґрунтогенезу (табл. 22.4).

Ґрунти голоцену та плейстоцену, як і фанерозою загалом, дають усі підстави для прогнозування тренду ґрунтогенезу при зміні його геоекології, передусім у зв'язку зі зниженням або підвищенням глобальних температур. Саме «теплі» продукти ґрунтогенезу та їх «холодні» ґрунтолітогенні інваріанти палеоландшафтів є гранично стабільним матеріальним (речовинно-енергетично-інформаційним) «пам'ятником» унікальному натурному експерименту, поставленого в біосфері планети самою природою. Палеогеографічні дані з історії її розвитку у фанерозої, а особливо в пліоцен-плейстоцені, є дійсно надійною основою для побудови моделі розвитку ґрунтів у ще не завершеному останньому міжльодовиков'ї — голоцені, нижньою межею якого є 10 тис. років тому, тобто десь у підшві пребореалу (на рівні від 13,3 до 7,8 тис. років тому).

Однак деякі автори позначають цю межу близько 8 – 7,8 тис. років тому — під атлантичними верствами Бліта-Сернандера. Останнє для України має переконливі палеопедологічні підтвердження: нижче від цієї межі в осадовій товщі є прошарки лесів (маркери перигляціального клімату), а вище вони відсутні. Межа на рівні 10 тис. років тому є менш вдалою, оскільки вище й нижче від неї є не лише викопні бореальні ґрунти, а й ті самі прошарки лесів. Через це припущення про початок голоцену 7,8 тис. років тому видається все-таки більш виправданим.

Таблиця 22.4. Фосильні маркери пліоцен-плейстоценової еволюційної ритміки ґрунтогенезу в межах сучасних природних зон України (М.Ф. Веклич, Н.О. Сіренко, Ж.М. Матвіїшина)

| Ритм | Лісостеп | | Степ | |
|-----------|---|--|--|--|
| | північний | центральний | північний | південний |
| <i>Hl</i> | Сірі лісові, чорноземи типові, опідзолені | | Чорноземи звичайні | Чорноземи південні |
| <i>Df</i> | Бурі оглеєні | Дернові, чорноземоподібні | Бурі степові, чорноземи борошністо-карбонатні, лучно-чорноземні | Сіро-бурі напівпустельні, чорноземи південні, каштанові, лучно-чорноземні, солонцюваті |
| <i>Vt</i> | Дернові (в тому числі оглеєні), бурі лісові (і карбонатні) | Буроземоподібні | Буроземоподібні остеповілі | Червоно-бурі, в тому числі солонцюваті |
| <i>pl</i> | Бурувато-сірі лісові, чорноземоподібні | Чорноземи типові, бурі лісові остеповілі | Чорноземи буроземоподібні | Чорноземні, каштанові, солонцюваті |
| <i>kd</i> | Дернові, світло-сірі лісові (переважно оглеєні) | Чорноземоподібні, лучно-чорноземні, сірі лісові | Чорноземи вилугувані, опідзолені, глеє-елювійовані | Чорноземи (між звичайними й південними) |
| <i>zv</i> | Темні лучні, бурі лісові лесивійовані | Бурі та жовто-бурі лісові, червонувато-брунатні | Брунатні, лучно-брунатні вилугувані | Брунатні карбонатні остеповілі, сіро-коричневі |
| <i>lb</i> | Чорноземоподібні, лучні, бурі та сірі лісові оглеєні | Чорноземоподібні, бурі лісові лесивійовані | Чорноземоподібні, брунатно-бурі | Темні субтропічно-степові, солонцюваті, боро-, лучно-брунатні |
| <i>mr</i> | Темні лучні, лучно-чорноземоподібні, бурі лісові оглеєні | Лучно-брунатні, брунатно-лучні вилугувані, бурі лісові | Червонувато-брунатні, брунатно-бурі, брунатні вилугувані | Червонувато-брунатні та темні злиті |
| <i>Sh</i> | Дернові (в тому числі оглеєні), темні лучні | Червонувато-брунатні вилугувані, бурі лісові | Темно-брунатні вилугувані й карбонатні | Червоні середньосередземноморські, в тому числі загіпсовані |
| <i>kr</i> | Бурі й червонувато-бурі лісові, лучні | Червонувато-бурі вилужені | лісові, в тому числі | |
| <i>bv</i> | Брунатно-бурі, темні лучні, жовто-коричневі | Коричневі, лучно-брунатні (вилугувані й лесивійовані) | Червонувато-брунатні карбонатні, темні вилугувані | Червоно-брунатні карбонатні, в тому числі загіпсовані |
| <i>bd</i> | Жовто-бурі, темні лучні | Червонувато-темно-брунатні (лучні) | Червонувато-темно-брунатні (в тому числі лучні) | Червоно-бурі саванно-степові, в тому числі засолені |
| <i>jr</i> | Червоноземи | Брунатно-червоні вилугувані | Червоно-брунатні карбонатні | Червоні карбонатні |
| <i>st</i> | Червоноземи | | Червоно-брунатні вилугувані | Червоно-брунатні карбонатні, темні злиті |
| <i>Lm</i> | Темні гідроморфні вилугувані субтропічні ґрунти | | Брунатно-лучні та лучно-брунатні карбонатні, в тому числі засолені | |
| <i>iv</i> | Озерно-болотні та червоноземи оглеєні | | | Червоні й брунатно-червоні лесивійовані |
| <i>bl</i> | Бурувато-сірі континентальні конгломерати, глини, сіроколірні ґрунти па-леоландшафтів помірного клімату | | | |

Примітка: починаючи з *iv*-ритму, всі ґрунтогенні ритми переривались ґрунтолітогенезом (у пліоцені) і лесогенезом (після *sh*-ритму).

Пізньокайнозойська епоха взагалі відрізняється своїм надзвичайно чітким поділом на поліваріантні палеоетапи — холодні (лесогенні, льодовикові) та теплі (ґрунтогенні). Екстремум холоду у пліоцен-плейстоцені було пройдено впродовж етапу холодних ритмів на березансько-бузькому відрізку часу. Саме тоді площі льодовиків, що охопили акваторію планети, порівняно з іншими холодними етапами цієї епохи, були найбільшими — вони зайняли 40 млн км² планетарної суші (30 %), а *криолітозона* (О.О. Киреев) розширилася до 27 млн км² (ще 20 % суші + лід, що скував 50 % Світового океану). Це втричі перевищує площу сучасних льодовиків, які все ще займають 11 % земної суші, консервуючи в собі до 30 млн км³ води. Прикритий шестиметровою товщею лесового пилу суцільний льодовий панцир тогочасного Льодовитого океану поєднав Євразію та Північну Америку в єдиний, неповторний свого роду суперматерик Арктиду (С.В. Томірдіаро), на якому півроку впродовж полярного дня панувала в унікальних тундро-саванових ландшафтах з табунами мамонтів тропічна спека, а півроку полярної ночі — сильний холод.

Тому не випадковою є гіпотеза про те, що наступний за голоценом холодний ритм також має бути лесогенним, тобто своєю геоекологією та тривалістю нагадувати хоча б причорноморський, останній перед голоценом, холодний палеоритм. Можливо, що вже також пройденим (чи минає тепер) є й час найбільш помірних теплих ритмів, найпомірнішим з яких був дофінівський. Прогнозувати зміни клімату та ландшафтів (у тому числі їх ґрунтово-ценотичних компонентів) по території та акваторії України, — це завдання всіх наук про Землю та її мешканців, у тому числі ґрунтознавства та палеоґрунтознавства. Для України особливо важливим є прогнозування подальших природних змін ґрунтів, як і ландшафтів загалом та клімату, для того щоб відокремити дії природних процесів і антропогенного навантаження (наприклад, прогноз великих засух, повеней, морозів та інших катастрофічних явищ).

Голоцен в Україні, якщо його розглядати (за М.Ф. Векличем) у межах 13,3 тис. років тому, налічує 24 палеоетапи (табл. 22.5), впродовж яких ландшафти та їх ґрунтові компоненти змінювалися від лісових субарктичних і бореальних, лісостепових бореальних до лучних і степових бореальних і суббореальних. Ґрунтовий покрив голоцену по латералі є сукупністю різних СІП («педокомплексів») неоднакової стратиграфічної повноти: ґрунти, перешаровані неґрунтовими відкладами; індивідуальні ґрунти та їх релікти + наймолодший ґрунт; полігенетичні (поліхронні) ґрунти; наймолодший пізньоголоценовий ґрунт (один, хоч торф'яні, субаквальні, алловіальні та багато інших голоценових ґрунтів вочевидь є складними полігенетичними утвореннями, укомплектованими фактично кількома ґрунтами, ґрунтовими та іншими утвореннями).

Таблиця 22.5. Еволюція ґрунтогенезу в ландшафтах голоцену (синхронізація зі схемами Бліт-Сернандера та М.Ф.Веклича)

| Наноетап | | Мік-роетап | Вік | | + °С** | Геоекологія ґрунтогенезу |
|----------|-------------------------------|-------------------------------|-----------|-------|---|---|
| | | | підшви | етапу | | |
| SA* | hl _{c1} | c ₁ ⁵ | 1994–2004 | 10 | | Рекордне потепління |
| | | | 1980–2004 | 20 | | Вторинне потепління |
| | | | 1940–1980 | 40 | | Стабілізація t °С |
| | | | 1840–1940 | 100 | 15 | Підвищення t °С |
| | | c ₁ ⁴ | 700 | 600 | 12,8 | Строката СІП набуває сучасних рис, зберігаючи релікти попередніх екологічних умов, які сприяли осолонцюванню ґрунтів |
| | | c ₁ ³ | 1100 | 400 | 14,1 | |
| | | c ₁ ² | 1600 | 500 | 12,9 | |
| | hlc ₁ ¹ | 2100 | 600 | 14,1 | | |
| SB | hl _{b2} | b ₂ ⁶ | 2800 | 700 | 12,0 | Реліктові сліди засолення-осолонцювання нагадують про специфічну екологію тодішнього ґрунтолітогенезу — його аридизацію, континенталізацію тощо |
| | | b ₂ ⁵ | 3300 | 500 | 14,4 | |
| | | b ₂ ⁴ | 3800 | 500 | 12,8 | |
| | | b ₂ ³ | 4200 | 400 | 15,3 | |
| | | b ₂ ² | 4500 | 300 | 13,0 | |
| | | h _{b2} ¹ | 4800 | 300 | 14,1 | |
| AT | hl _{b1} | b ₁ ⁶ | 5300 | 500 | 12,8 | Оформлення сучасних природних зон та екології ґрунтогенезу. При тепліших і вологіших умовах сформувалися перші короткопрофільні аналоги сучасних ґрунтів, помарковані луговістю, підвищеним гідроморфізмом тощо |
| | | b ₁ ⁵ | 5800 | 500 | 16,1 | |
| | | b ₁ ⁴ | 6300 | 500 | 11,9 | |
| | | b ₁ ³ | 6900 | 600 | 14,3 | |
| | | b ₁ ² | 7400 | 500 | 13,9 | |
| | h _{b1} ¹ | 7800 | 400 | 16,0 | | |
| BO | hl _{a2} | a ₂ ⁴ | 8400 | 600 | 11,0 | Бореальне потепління на тлі останнього рецидиву холоду перед атлантичним оптимумом |
| | | a ₂ ³ | 9000 | 600 | 13,1 | |
| | | a ₂ ² | 9800 | 800 | 10,9 | |
| PB | hla ₂ ¹ | 10 500 | 700 | 13,0 | Похолодання з теплими перервами | |
| DR-3 | hl _{a1} | a ₁ ⁴ | 11 200 | 700 | 10,0 | Старт hl з тундро-степовим ґрунтолітогенезом, надмерзлотним гідроморфізмом, криогенним окарбоначуванням, засоленням тощо |
| AL | | a ₁ ³ | 11 600 | 400 | 12,9 | |
| DR-2 | | a ₁ ² | 12 500 | 900 | 9,9 | |
| BL | | hla ₁ ¹ | 13 300 | 800 | 11,1 | |
| DR-1 | pcf — final плейстоцену | 14 300 | 1000 | <9 | Останній лесогенний ритм плейстоцену в перигляціальних тундростепах (W ₃) | |

* Індекси Бліта-Сернандера: SA — субатлантика; SB — суббореал; AT — атлантичний оптимум; BO — бореал; PB — пребореал; DR — дріас (від *Dryas octopetala* — трава куріпки): III — субарктичний (молодий) дріас; II — давній дріас; I — стародавній дріас; AL алерьод; BL — бейлінг-стадіал.

**Середньорічна глобальна t °С (сучасна — 14,2).

Еволюційний тренд новітнього ґрунтогенезу в Україні, як і його доголоценових попередників, має, за М.Ф. Векличем та ін., всі ознаки *циклічно-коливальної стадійності* і *просторової диференціації*, фатально заданих чіткою залежністю типу ґрунтогенезу від геоекологічних умов його ландшафтно-біокліматичного довкілля.

Докладна періодизація голоцену (М.Ф. Веклич) ґрунтується в палеоландшафтах на чітких інваріантах (від 24 до 33) різнотипного ґрунтогенезу, які переконливо свідчать про те, що перехід від одного з них до сусіднього геохронологічно (хроноґрунтостратиграфічно. — *Авт.*) відбувся майже миттєво — у *пізньому голоцені*, протягом півстоліття (тривалість плейстоценових «стрибків» ґрунтогенезу становила близько 1000 років, а в пліоцені — значно більше). Мезокліматичні зміни екології ґрунтогенезу (1,7 – 2,0 тис. років) пов'язують зі зміною параметрів земної орбіти та інших планет Сонячної системи, а також з періодичними змінами активності Сонця, що відбуваються один раз у 500 — 1000 років). У голоцені найбільша зволоженість ґрунтогенезу характерна для атлантичного максимуму. Відтоді в ґрунтових профілях однозначно фіксуються ознаки явної аридизації та континенталізації клімату.

Кліматичні осциляції нижчого, ніж мезорівень, рангу синхронізуються з відрізками часу, кратними основному періоду активності Сонця (близько 11 років). В останнє століття виявилася така, чітко зафіксована точними метеоданими, тенденція в термічному (фаціальному) супроводі (режимі) сучасного ґрунтогенезу: підвищення температур (1860 – 1940); стабілізація температур (1940 – 1980); вторинне потепління (1980 – 2004); рекордне підвищенням температури в останнє десятиліття.

Сценарії майбутнього (постголоценового) ґрунтогенезу у зв'язку зі змінами глобальних температур на декілька градусів також спираються на аналіз ґрунтових покривів, сформованих, як упродовж голоцену, так і в попередні палеоепохи з міжльодовиковими геоекологічними умовами, дещо аналогічними сучасним (кайдацький, прилуцький часи). Останній міжльодовиковий період одностаїно визнається ще не завершеним. Водночас уся логіка наведеної вище ґрунтово-екологічної інформації свідчить про те, що голоценовий міжльодовиковий період має з фатальною заданістю змінитися періодом зледеніння з його лесогенним трендом формування осадових субстратів.

Слід наголосити, що викладена, переважно оригінальна, інформація з палеоґрунтознавства має не лише теоретичний інтерес, а й доволі міцні передумови суто практичного застосування. Так, на неї вже тепер є попит для здійснення рекультивації земель, оскільки багато викопних ґрунтів подібні до сучасних (глибокі чорноземи прилуцького палеоритму тощо). На нашу думку, палеоґрунти і педоліти, сформовані в аридніших, ніж сучасні, палеоландшафтних умовах, як експоновані кар'єрними розробками мінеральної сировини апріорно

придатні для фіторекультивациі через їх феноменально високу родючість, якщо вона не порушена галогенезом, оглеєнням, злитизацією, опідзолюванням та іншими агроекологічно негативними ЕГП. Такими родючими субстратами можуть бути бурі, чорноземоподібні, лучно-чорноземні ґрунти *df, vt, pl* палеоетапів; *кайдацькі* буроземні та лучні ґрунти; *буро-коричневі завадівські* ґрунти субтропічного габітусу. Леси (*рґ, bg, ud, ts, dn, tl, sl, pr*) також виявляють при **фіторекультивациі** значну потенційну родючість, яка в разі вирощування на них бобових рослин перевищує чорноземи (М.О. Бекаревич, М.Т. Масюк). Фосильні ж червоноколірні фералітні волого-субтропічні ґрунти *lb, mr, sh* ритмів («шоколадні леси», за В.І. Крокосом) з їх оглиненістю, збагаченістю Fe – Mn конкреціями є екологічно погіршеними порівняно з лесами. Ще гіршими для фіторекультивациі є червоно-бурі глини *пліоцену*, хоча вони і виявляють здатність до самозаростання специфічною рослинністю (*Chenopodiaceae* тощо), а отже, заслуговують на поглиблене дослідження шляхів їх *прискореної фіторекультивациі*. Передусім це стосується викопних ґрунтів, сформованих у помірно-теплих аридно-степових палеоландшафтах таких еко-еволюційних етапів, як *il, br, sv (пізній пліоцен)*, *kz, aj, os (середній пліоцен)*, *sg, bl (ранній пліоцен)*, особливо при полегшеному гранулометричному складі (опіщанені, супіщані, легкосуглинисті). Усі ці хроностратиграфічні горизонти теоретично можуть бути в ексгумованих педолітах названих кар'єрів, що прорізають собою найвищі топопозиції *міоценової* суші. Саме верхні екогенетичні неогоризонти гребизною 30 – 50 см виконуватимуть функцію екоґрунтів (І.А. Соколов), для термінового освоєння яких для рослин потрібно забезпечити щонайсприятливіші ґрунтово-екологічні режими при *фіторекультивациі*. Використання з цією метою викопних ґрунтів з їх законсервованою родючістю суттєво поповнить резерви реставрації *геодерми планети*, через що фосильні ґрунти підлягають збереженню, не менш імперативному, ніж корисні копалини (полтавські скляні піски; марганцева, залізна, сірчана, галітна та інші руди), заради яких було відкрито кар'єри. Інші види рекультивациі (створення ставків, доріг, насапання нижніх горизонтів техноземів, ґрунтоземів тощо) також потребують еко-еволюційного обґрунтування.



Контрольні запитання і завдання

1. Що є предметом палеоґрунтознавства та що таке доголоценовий ґрунтогенез?
2. Кого з учених, причетних до становлення палеоґрунтознавства, Ви знаєте?
3. Що таке давні, реліктові, поховані та сучасні ґрунти?
4. Якою є роль часу в еволюції ґрунтогенезу на Землі?
5. Опишіть викопні ґрунти силуру, девону, карбону, пермо-тріасу, крейди.
6. Про що свідчать червоноколірні утворення та яке їх значення?
7. Охарактеризуйте еволюцію ґрунтогенезу в пізньому кайнозой та її причини.
8. Які закономірності та причини еволюції ґрунтогенезу в плейстоцені?
9. Чим відрізняється екологія ґрунтогенних та лесогенних епох?

Розділ 23

БОНІТУВАННЯ ҐРУНТІВ

Бонітування є одним з ключових, резюмуючих розділів ґрунтознавства, який вивчає методи, способи та результати оцінки якості ґрунтів за їх родючістю. Першовитоки зацікавленості якістю земель сягають у сиву давнину тисячоліть, коли тільки-но починало зароджуватися ставлення перших людських спільнот до певних моментів їхньої діяльності. При цьому на початку землеробства в енеоліті важливість родючості ґрунтів для усіх етносів і народностей одностайно зафіксувалася в різних регіонах планети в образі Землі-Матері. Її оцінки завжди мали своє історичне пояснення, були зумовлені соціальною позицією оцінювачів, їх світоглядом, рівнем культури, інтелектуального та морального розвитку людини. Неабияку роль у характері таких оцінок відігравали цілі, що при цьому переслідувалися, методи та засоби, які при цьому застосовувалися тощо. Саме поняття *бонітування* походить від лат. *bonitas* — доброякісність, дослівно означаючи якісну оцінку ґрунтів, тобто порівняльну оцінку їх якості за потенційною родючістю (біопродуктивною здатністю) щодо природних або культурних (сільськогосподарських) фітоценозів. Зважаючи на це, *бонітування ґрунтів* небезпідставно вважають розділом ґрунтознавства, який вирішує проблему спеціалізованої (прикладної) класифікації ґрунтів за їх потенційною родючістю, побудованою на об'єктивних ґрунтових показниках, скоригованих з біопродуктивністю або врожайністю сільськогосподарських культур та їх біологічною повноцінністю за певних систем землеробства (екстенсивних, інтенсивних, адаптивних, екологізованих, ґрунтозахисних, біосфероцентричних).

Класичним показником якості ґрунтів є бонітет, тобто виражена в балах оцінка конкретного ґрунту щодо еталонно родючого ґрунту, бонітет (бал) якого прирівнюється до 100. У звуженому розумінні *бонітування ґрунтів* є процедурою порівняння родючості різних класифікаційних таксонів (типів, видів, різновидностей, варіантів) ґрунтів, наприклад чорноземів глибоких і змитих, опідзолених, реградованих; чорноземних і сірих лісових ґрунтів; лучних і солонцюватих тощо. При визначенні відносної (порівняльної) якості територіально поєднаних, але класифікаційно розведених по різних таксонах, ґрунтів прийнято говорити про *бонітування ґрунтового покриву*.

Подальшим розширенням означених оцінних процедур є узагальнена оцінка земель, яка містить консолідовану інформацію про

якість конкретних ґрунтів і ґрунтового покриву певної території (фермерського, орендного, індивідуального, приватного господарства, сільської чи міської ради, району, області, автономії), поєднану з даними про їх економічну (в тому числі грошову) цінність, біосферну (екологічну) значущість, позаекономічну цінність землі. При оцінці земель береться до уваги поряд з бонітетами родючості ґрунтів і ґрунтового покриву також економічна характеристика конкретних ландшафтів як географічного простору (площі земельних ресурсів, відстані до адміністративних центрів, залізничних станцій, складів агрохімікатів тощо).

Бонітування ґрунтів та оцінка земель здавна органічно ввійшли обов'язковою складовою частиною до земельного кадастру (фр. *cadastre* від пізньюлатинського *capitastrum* — реєстрація, реєстр, початкове значення — перепис населення, що підлягає оподаткуванню), тобто державної системи вивчення, оцінки, обліку і розподілу між землевласниками земельного фонду держави, комплект достовірної інформації про природний, господарський, екологічний, правовий стан земель. Зародившись у стародавньому світі кілька тисячоліть тому як інструмент однієї з форм поземельного оподаткування, земельний кадастр дотепер відіграє важливу народно-господарську роль, але вже як інструмент раціонального використання та охорони земельних ресурсів у рамках земельного фонду держави.

Історія бонітувальних та землеоцінних робіт. Перші відомості про землеоцінні роботи дійшли до нас з давнього Єгипту, Месопотамії, Римської імперії, де потреба в оцінці земель виникла у зв'язку з необхідністю оподаткування в системі тодішнього землеволодіння, яке ґрунтувалося на праці рабів. У Китаї стягнення поземельного податку залежно від якості ґрунту провадилося вже в II ст. до н.е. В Японії земельний кадастр було запроваджено в III ст., в Ємені та Ірані — в V ст. н.е. В Англії земельний кадастр запроваджено в XI ст. Вільгельмом Завойовником, а в Київській Русі в той же період було запроваджено «Руську правду» на зразок візантійського земельного кодексу. Уявлення про ґрунти в Київській Русі суттєво відрізнялися від сучасних. У Московії земельний кадастр увійшов складовою частиною до «Писцевих книг», які регулярно виходили з XV по XVII ст., посприявши цим розвитку географії та картографування ґрунтів. У 1766 р. у Російській імперії розпочалося «Генеральне межування» з метою інвентаризації ґрунтів імперії, що постійно розширювала свої володіння, а на початку XIX ст. постало завдання створення земельного кадастру. До 1879 р., коли вийшла карта В.І. Чаславського, з метою загальнодержавної оцінки земельних ресурсів головним методом земельних кадастрових робіт був метод опитування місцевого населення. Оригінальний метод оцінки придатності земельних ділянок під рілля було винайдено в Європі однією з найдавніших систем

землеробства (підсічною або вогневою) — їх цінність визначали за складом та якістю дерев'янистих і трав'янистих рослин. Цей метод став прообразом сучасної методики оцінки якості ґрунтів за допомогою рослин-індикаторів (фітоіндикаторів).

Революцію в методиці оцінки і земель здійснив В.В. Докучаєв, який розробив зовсім новий підхід, в основу якого поклав створене ним вчення про ґрунт як цілком самостійне природно-історичне утворення. Завдяки цьому він в останню чверть XIX ст. у творчій співпраці зі своїм найближчим помічником і соратником М.М. Сибірцевим розробив природно-історичний метод оцінки земель. Його передумовою був розподіл землеоцінних робіт на дві взаємозв'язані частини:

- визначення природної «правоздатності» ґрунтів, тобто їх потенційної родючості, вираженої сукупністю найважливіших властивостей ґрунтів;

- сільськогосподарсько-економічне обстеження ґрунтів.

Перший блок робіт вважався фундаментальним і провадився ґрунтознавцями, слугуючи основою для другого, що виконувався спеціалістами-статистиками. Цим В.В. Докучаєв чітко розмежував бонітування ґрунтів і економічну оцінку земель. Обидва вони були апробовані при оцінці земель Нижньгородської губернії, коли було підтверджено обов'язковість використання властивостей ґрунтів для їх бонітування. Творчо розвиваючи ідеї В.В. Докучаєва, М.М. Сибірцев розробив докладну методику ґрунтово-оцінних робіт і концепцію ґрунтово-оцінного районування, зробивши акцент на обов'язковості обліку умов мінерального живлення рослин та зонально-регіонального підходу до бонітування ґрунтів. Учення В.В. Докучаєва про цілісну та неподільну природу (живу й мертву) та встановлені ним закони константності між складовими частинами та властивостями ґрунту, чинниками та умовами ґрунтоутворення було покладено в подальшому в основу засадового принципу бонітування, підтвердженого досвідом оцінки земель Нижньгородської губернії, яку було проведено під керівництвом В.В. Докучаєва. Ці нароби були методичною основою бонітування ґрунтів у Радянському Союзі. За цим методом бонітувальні шкали складали на основі ґрунтових властивостей (уміст гумусу, поживних елементів, рН, водно-фізичні параметри тощо) щодо еталонно родючого ґрунту, яким було визнано чорнозем типовий глибокий плакоровий. У цю шкалу вносилися поправки з огляду на середню врожайність головних сільськогосподарських культур на різних ґрунтах. В іншому варіанті бонітування використовували винятково ґрунтові властивості, від яких суттєво залежить урожайність вирощуваних культур, підтверджена в багаторічних експериментах (І.І. Гантімуров, С.Н. Тайчинов). Застосовувався також підхід, коли бал бонітету розраховувався винятково

за даними про середню врожайність сільськогосподарських культур (В.П. Кузьмичов). Кореляція між властивостями ґрунтів та врожайністю вирощуваних культур виявляється тим тіснішою, чим менше ґрунти змінені господарською діяльністю. На освоєних землях відмінність у продуктивності може бути зумовлена різним ступенем окультуреності ґрунтів, застосуванням інтенсивних агротехнологій тощо. Тому В.В. Докучаєв вважав, що при оцінці земель потрібно використовувати дані про врожайність, добуті в однакових умовах господарювання.

Це правило зберегло своє вирішальне значення і при бонітуванні ґрунтів та оцінці земель на сучасному етапі, коли важливо знайти узгоджені показники, що об'єктивно і всебічно характеризують родючість ґрунтів, залежно від комплексу природних і господарських чинників, які, в свою чергу, визначаються умовами ґрунтогенезу та характером використання земельних угідь у сучасних соціально-економічних умовах.

Україна, територія якої витягнута у широтному напрямку понад 1300 і в меридіональному — на 800 км, характеризується надзвичайно високою варіабельністю ґрунтово-біокліматичних та інших умов. Наприклад, у Закарпатті річна кількість опадів перевищує 1100 мм, а на півдні степу становить лише 275 – 350 мм. Випаровуваність, навпаки, збільшується від 500 мм на рік у західних регіонах до 1100 мм на південному сході. Велике розмаїття притаманне також рельєфу, геоструктурі, гідрології, рослинності, ландшафтам, а отже, й їх найсуттєвішому компоненту — ґрунтовому покриву, характер використання, охорони, поліпшення та оцінки якого є прив'язаними до природних умов.

Повний та всебічний облік взаємовпливу сукупності природних і господарських умов на рівень сільськогосподарського виробництва і родючості ґрунтів стає можливим лише при врахуванні особливостей ґрунтового покриву, дані про який отримують його польовим обстеженням та моніторингом. Проте добуті при цьому дані, з огляду на їх відому специфічність, не завжди можуть бути практично застосованими при оцінці земель. Вирішення цієї проблеми спрощується за допомогою агрономічної інтерпретації відомостей про ґрунтовий покрив, що дає змогу упорядкувати весь спектр геоecологічних та внутрішньоґрунтових параметрів, які характеризують земельний фонд і визначають у кожному конкретному випадку «правоздатність ґрунтів» (В.В. Докучаєв). Така інтерпретація ґрунтується передусім на агроvиробничому групуванні ґрунтів, природно-сільськогосподарському, ґрунтово-ecологічному, ландшафтно-ecологічному, меліоративному районуванні, бонітуванні ґрунтів та їх класифікації за придатністю, на економічній, грошовій, ecологічній оцінках земель.

Агровиробниче групування ґрунтів. За результатами першого туру великомасштабних обстежень ґрунтів України до інвентаризаційного списку ґрунтів було включено близько п'яти тисяч ґрунтових відмінностей (з урахуванням різновидностей за гранулометричним складом та розрядів за материнськими та підстилаючими породами). Проте далеко не всі ці відмінності можуть слугувати підставою для адекватної диференціації прикладних (виробничих) підходів щодо використання, поліпшення, оцінки тощо. Першим кроком агрономічної інтерпретації даних про ґрунтовий покрив є скорочення в прикладних цілях кількості ґрунтових виділів цілеспрямованим їх групуванням.

Існує низка підходів до групування ґрунтів. Вони можуть мати вузькоспеціальний характер, наприклад, свого часу при освоєнні цілинних земель практикувалося виділення кількох великих груп ґрунтів за придатністю під різні угіддя (рілля, пасовища, сіножаті, багаторічні насадження). В принципі ґрунти можна згрупувати, виходячи з будь-якого завдання, вичленувавши істотні для цього ознаки. Однак завжди доцільніше мати більш універсальне групування ґрунтів адекватне найширшому колу теоретичних і прикладних питань. Таким є агровиробниче групування ґрунтів за такими критеріями:

- ▶ генетична зближеність ґрунтів, що зумовлює їх профільну подібність, однотипність фізико-хімічних, хімічних, фізичних властивостей та екологічних режимів;
- ▶ однорідність або навпаки комплексність ґрунтового покриву;
- ▶ ступінь прояву негативних процесів (ерозія, засолення, перезволоження), які обмежують діапазон можливого використання ґрунтів і зумовлюють потребу у певних меліораціях;
- ▶ зближений у підсумку рівень родючості ґрунтів.

Агровиробниче групування ґрунтів України ґрунтується на уніфікації ознак і стандартному кодуванні 222 агрогруп та їх підрозділів у номенклатурному списку, затвердженому Держкомземом. Кожна група має свій номер і поділяється на розряди за гранулометричним складом з узгодженим кодуванням (а — пухкопіддані, б — глинисто-піщані, в — супіддані, г — легкосуглинкові, д — середньосуглинкові, літерами позначено щєбенистість і кам'янистість).

Оскільки ґрунти з однаковою назвою завжди мають певні розбіжності в екологічних режимах, це спричиняє відповідні відхилення у властивостях, а отже, і в агровиробничих показниках, які впливають на доцільне і припустиме використання земель. Найчастіше такі ситуації пов'язані з відмінністю в ландшафтних умовах залягання ґрунтів. У зв'язку з цим їх агровиробничі групи доповнюються ландшафтною характеристикою 16 підгруп, які поділяють за відповідними ухилами (від 0° до >12°):

| | | |
|------|----------|--|
| I | 0 – 1° | широких вододільних плато і стародавніх терас; |
| II | | те саме з рясними западинами; |
| III | | вузьких ерозійно небезпечних плато; |
| IV | | моренно-зандрових рівнин; |
| V | | днищ балок; |
| VI | | заплав високого рівня; |
| VII | | заплав низького і середнього рівнів; |
| VIII | 0 – 3° | односкатних схилів простої форми; |
| IX | | схилів складної форми з улоговинами; |
| X | 3 – 5° | односкатних схилів простої форми; |
| XI | | схилів складної форми з улоговинами; |
| XII | 5 – 7° | односкатних схилів простої форми; |
| XIII | | схилів складної форми з улоговинами; |
| XIV | 7 – 10° | } схилів. |
| XV | 10 – 12° | |
| XVI | >12° | |

Агровиробнича група отримує назву, складену з екогенетичної приналежності ґрунтів, різновидності гранулометричного складу і місцеположення за рельєфом. Нумерація груп складається з трьох шифрів: порядкового номера агрогрупи, індексу гранулометричного складу і шифру умов залягання. Наприклад, «темно-сірі опідзолені, реградовані ґрунти та чорноземи опідзолені і реградовані слабкозмиті легкосуглинкові на схилах крутизною 5 – 7°» позначаються шифром «49 гХ», де «49» є шифром (порядковим номером) власне агрогрупи, тобто показником генетичної приналежності об'єднаних у групу ґрунтів; «г» — шифром гранулометричного складу; «Х» — підгрупи за умовами залягання. «Лучно-чорноземні середньосуглинкові ґрунти та їх слабкосолонцюваті відміни у комплексі з солонцями (10 – 30 %) терасових рівнин з рясними западинами» позначають шифром «124 дП».

Об'єднані у номенклатурний список агровиробничі групи ґрунтів є основними одиницями бонітування ґрунтів, економічної та грошової оцінки сільськогосподарських земель, класифікації їх за придатністю, а також базовим ґрунтово-екологічним виділом при розробці проектів раціонального використання земель, окультурювання і охорони ґрунтів.

Бонітування ґрунтів є порівняльною оцінкою ґрунтової родючості, яка виражається в балах придатності ґрунтів для вирощування сільськогосподарських культур. Упродовж тривалого часу бонітування ґрунтів у СРСР ігнорувалося і лише з шестидесятих років минулого століття інтерес до нього поновився, однак без єдиного методичного підходу. Часто за критерій бонітування ґрунтів приймали величину зібраного врожаю: за 100-бальний еталон приймали ґрунт, де було зафіксовано найвищий урожай (без економічних поправок, а урожай, як зазначено, залежить не лише від родючості, а й від затрат живої й уречевленої праці). Методи бонітування з урахуванням властивостей ґрунтів є найоб'єктивнішими, але з їх

широкої гами далеко не всі властивості є достатньо впливовими для родючості. У зв'язку з цим за критерій бонітування ґрунтів бажано приймати стабільні властивості, які істотно впливають на врожай сільськогосподарських культур, тісно з ним корелюють і повністю охарактеризовані в матеріалах ґрунтових обстежень.

Встановлення цих властивостей є непростостою проблемою, до вирішення якої залучають кореляційний аналіз типових морфогенетичних ознак ґрунтового профілю і даних лабораторних аналізів. Ретельно підібраний комплект цих показників обробляють на ЕОМ за кожною агропромисловою групою ґрунтів з додержанням правил варіаційних рядів з імовірнісною оцінкою відповідності фактичного розподілу нормальному і визначенням критеріїв точності середніх величин. Найбільший зв'язок з урожаєм виявляють такі показники: грубизна гумусових горизонтів, уміст гумусу та фізичної глини. Ці помічені ще В.В. Докучаєвим властивості вважають основними при бонітуванні. До них додають модифікаційні ознаки, які виявляються локально, на певних ґрунтах, зазвичай не призводячи до зниження родючості (засолення, солонцюватість, оглеєння, еродованість, щербеність тощо).

Принципово важливим для процедури бонітування ґрунтів залишається постулат про обов'язковість оцінки родючості, а відповідно й бонітету ґрунту в тандемі «рослина-ґрунт», оскільки вимоги різних сільськогосподарських культур до ґрунтових умов суттєво відрізняються. Та й тіснота зв'язку між властивостями ґрунтів та їх родючістю також багато в чому визначається гідротермічними умовами з їх граничною ландшафтно-просторовою варіабельністю. Тому порівняння вмісту гумусу (одного з найважливіших критеріїв розрахунку балів бонітету) між ґрунтами, наприклад, Харківщини і Тернопільщини втрачає сенс: попри меншу гумусованість тернопільських ґрунтів, урожаї на них вирощують суттєво вищі за рахунок більшої зволоженості цієї лісостепової провінції (спрацьовує принцип взаємозаміни екологічних чинників), що і засвідчується в таких випадках спотворенням кореляційних зв'язків, підкреслюючи некоректність зіставлення врожайності сільськогосподарських культур на аналогічних, але розташованих у різних гідротермічних умовах ґрунтах. Це є причиною того, що шкали бонітетів прив'язуються до еталонного ґрунту, визначеного експертним шляхом для обмежених територій природно-сільськогосподарських районів.

Розробка бонітувальних шкал передбачає встановлення бонітетів ґрунтів за їх окремими властивостями, визначення часткового впливу конкретних показників якості ґрунтів (бонітетів) на врожайність кожної з культур, під які розробляють ці шкали, і, насамкінець, розрахунок загальних балів бонітетів щодо цих культур за повним комплектом агропромислових груп ґрунтів природно-сільськогосподарського району.

Бали бонітету за окремими властивостями розраховують щодо еталонних для кожної сільськогосподарської культури агровиробничих груп ґрунтів, що оцінюють у 100 балів:

$$B_{ij} = \frac{P_{ij}}{P_{eij}},$$

де B_{ij} — бал бонітету за i -м показником властивості агрогрупи ґрунтів для j -ї сільськогосподарської культури; P_{ij} — i -й показник властивості агрогрупи, за яким визначається бонітет; P_{eij} — аналогічний показник агрогрупи ґрунтів, прийнятої за еталон для j -ї культури.

Частковий вплив окремих ознак (властивостей) ґрунтів на врожайність обраної культури обчислюють, виходячи з коефіцієнта детермінації, розрахованого за формулою $K_{dij} = r_{ij}^2$, де K_d — коефіцієнт детермінації; r_{ij} — коефіцієнт кореляції між урожайністю j -ї культури чи балу за урожайністю і окремим (i -м) показником властивості ґрунту у балах.

Загальні бали бонітету розраховують за формулою

$$B_{3j} = \frac{B_{1ij}K_{d1ij} + B_{2ij}K_{d2ij} + \dots + B_{nij}K_{dnij}}{K_{d1ij} + K_{d2ij} + \dots + K_{d2ij}},$$

де B_{1ij} , B_{2ij} , B_{nij} — бали бонітетів за окремими властивостями ґрунтів за j -ю культурою; K_{d1ij} , K_{d2ij} , K_{dnij} — коефіцієнти детермінації за окремими властивостями за j -ю культурою.

Бали бонітету коригують внесенням поправок на модифікаційні властивості (множенням на відповідні понижуючі коефіцієнти, визначені диференційовано для різних природно-сільськогосподарських регіонів та вирощуваних культур).

Бонітування ґрунтів поділяють на спеціалізоване та загальне.

Спеціалізоване бонітування вирішує завдання оцінки родючості ґрунтів щодо окремих сільськогосподарських культур, відображуючи здатність ґрунту забезпечувати їх суто біологічні потреби. В Україні таке бонітування ґрунтів здійснено щодо таких культур: озимі жито та пшениця, овес, ячмінь, соняшник, кукурудза, цукрові буряки, картопля, льон.

Загальне бонітування провадять зважуванням балів бонітетів за окремими культурами та їх часткою у структурі посівних площ.

Шкали бонітету структурують за 100-бальною замкненою шкалою, хоч принципово припустимою є також побудова розімкнених шкал, де показники можуть перевищувати 100, однак вони є незручними в користуванні, ускладнюючи сприйняття бонітетів.

Бонітування ґрунтів природних екосистем кормового призначення та багаторічних (садових, виноградних, хмелярських, горіхо-

плідних тощо) насаджень має свою специфіку, пов'язану з тим, що матеріали обстежень ґрунтів цих угідь є менш інформативними порівняно з орними землями. Для збільшення обсягу вихідної ґрунтово-екологічної інформації збирання і обробку даних про властивості ґрунтів провадять не по природно-сільськогосподарських районах, а по більших територіях (переважно провінціях), а агро виробничі групи ґрунтів також укрупнюють з огляду на ландшафтно-екологічні та господарські особливості цих угідь. Фактично ці групи для сіножатей і пасовищ відповідають типам природних кормових угідь, які є геоботанічним таксоном, по якому накопичено значні інформативні масиви щодо фітопродуктивності, флористичного розмаїття, флуктуацій, сукцесій, отавності, хімізму, кормової якості, фітотерапевтичності тощо.



Контрольні запитання і завдання

1. Опишіть критерії об'єднання ґрунтів у агро виробничі групи. **2.** Охарактеризуйте особливості використання агро виробничого групування ґрунтів. **3.** Розкрийте поняття про бонітування ґрунтів. **4.** Як розраховують бал бонітету?

Розділ 24

КАРТОГРАФУВАННЯ ҐРУНТІВ

Ґрунтові обстеження (зйомка ґрунтів) ставлять за мету вивчення та картографічної фіксації в певних масштабах умов ґрунтогенезу, морфогенетичних та інших ознак, складу і властивостей ґрунтів. Матеріали цих обстежень широко застосовують у різних галузях народного, передусім сільського, господарства та мають велике теоретичне значення. Зокрема, вони є основою земельного кадастру, широко використовуються при обліку та оцінці земель, бонітуванні ґрунтів, моделюванні перспективних стратегій аграрного виробництва. Матеріали ґрунтових обстежень є тим обов'язковим блоком землевпорядного проектування, який забезпечує високу якість розроблених проектів та моделей. Ґрунтові карти, агрохімічні, екологічні картограми та аналітичні матеріали, що їх супроводжують, є одним з основних джерел геокоінформації, вкрай необхідної для вирішення питань раціонального розміщення сільськогосподарських угідь, правильного проектування систем сучасних сівозмін та застосування добрив, орієнтованих на фермерські господарства та ПСП нового типу, добору культур, розробки протиерозійних і агро меліоративних заходів, рекультивації післякар'єрних земель тощо. Їх використовують також як основу для різних прикладних пошуків — ґрунтово-меліоративних, ґрунтово-ерозійних, агрохімічних тощо.

Масштаб обстеження ґрунтового покриття обирається з огляду на СІП, його строкатість чи однорідність, наявність еродованості, дефльованості, меліорованих земель, рівень інтенсивності їх використання. Залежно від прийнятого масштабу ґрунтового обстеження (зйомки) поділяють на детальні (1 : 200 – 1 : 5000), великомасштабні (1 : 10 000 – 1 : 50 000), середньомасштабні (1 : 100 000 – 1 : 300 000) і дрібномасштабні (дрібніше 1 : 300 000).

Детальна ґрунтова зйомка здійснюється з метою ретельного вивчення ґрунтів на невеликих за площею територіях (дослідних полях, сільськогосподарських дослідних станціях, сортовипробувальних ділянках). За сучасних умов детальні зйомки виявилися перспективними щодо невеликих агроформувань (фермерські, орендні, приватні господарства тощо), а також найбільш уживаними при складанні робочих проектів рекультивації порушених земель. Вибір конкретного масштабу при цьому здійснюється виходячи з площі обстежуваної ділянки та потрібного ступеня деталізації, зумовленої

перспективами подальшого використання земель Так, при площі рекультивованих ділянок, менших за 1 га, застосовується масштаб 1 : 1000 у разі сільськогосподарського напряму рекультивації і 1 : 2000 за інших її напрямів (будівництво, лісорекультивація, створення ставків тощо), при площі об'єктів 1 – 5 га — масштаб 1 : 2000 у разі подальшого їх використання під рілля і багаторічні насадження і 1 : 2000 – 1 : 5000 (залежно від строкатості чи однорідності ґрунтового покриву) за інших видів використання. Ділянки площею 5 – 50 га, зазвичай, обстежують у масштабі 1 : 5000.

Середня кількість свердловин і шурфів, що закладаються в розрахунку на 100 га, при детальних ґрунтових зйомках найбільш застосовуваних масштабів (з урахуванням категорій складності ґрунтового покриву) є такою: при масштабі 1 : 5000 і I категорії складності — 20, II — 30 і III — 40; у масштабі 1 : 2000 — відповідно 60, 80 і 120, у масштабі 1 : 1000 — 200, 300 і 400. Роздільна здатність детальних ґрунтових зйомок така, що досягається відображення ґрунтових контурів, які займають у природі від 40 м² (при масштабі 1 : 1000) до 800 м² (при 1 : 5000)

Ґрунтові обстеження середніх масштабів призначені для картографування ґрунтів адміністративних районів і областей, а також для відображення ґрунтового покриву великих виробничо-господарських територій з екстенсивним землеробством. Для України такі обстеження з виконанням польових робіт є неактуальними, оскільки на сьогодні держава має в наявності досить повну й вельми докладну інформацію про ґрунти свого земельного фонду. Середньомасштабні ґрунтові карти складають переважно *камеральним способом* методом генералізації великомасштабних карт. Одним з найраціональніших методів складання карт середніх масштабів є послідовне зменшення фотомеханічним способом великомасштабних ґрунтових карт, нанесених на відбитки топографічних карт (трапецій у прийнятій системі розграфки). На зменшених відбитках, змонтованих у рамках трапецій необхідного чи перехідного масштабу, провадиться генералізація вихідних ґрунтових виділів як за контурами, так і за номенклатурою. Цей метод забезпечує високу точність картографування. Дрібномасштабні ґрунтові карти складають на всю територію України, а за її межами в країнах СНД також на територію адміністративних областей та країв, що займають великі площі. Ґрунтовий покрив на цих картах генералізують і зображують схематично з ілюстрацією основних закономірностей поширення переважаючих СІП. Такі карти є основою для природно-сільськогосподарського, агроґрунтового, ґрунтового-екологічного районування на високих таксономічних рівнях, а також для аргументації перспективних напрямів спеціалізації сільськогосподарського виробництва.

Найбільш поширеним і важливим видом робіт з картографування ґрунтів є великомасштабні ґрунтові обстеження, які обов'язково

передбачають польове обстеження ґрунтів (або коригування матеріалів раніше проведеного обстеження).

В Україні, як і в інших країнах зі значною просторовою зміною ґрунтів, наявністю ерозії та складною меліоративною обстановкою ґрунти обстежують у масштабі 1 : 10 000. Окремі території, що вирізняються однорідністю ґрунтового покриву (генезису ґрунтів, їх літології, гранулометричного складу ґрунто-підґрунта, за нескладної меліоративної ситуації, відсутності ерозії тощо), припустимо обстежувати у масштабі 1 : 25 000. Обстеження у масштабі 1 : 50 000 сьогодні практикуються дуже рідко, а в Україні не провадяться взагалі.

У межах одного великого землекористування окремі ділянки (виноградники, сади, хмільники, зрошувані, осушені, рекультивовані землі) можуть бути обстежені в більшому масштабі, ніж прийнятний для всього господарства.

ґрунти обстежують у три етапи: підготовчий, польовий, камеральний.

Підготовчий етап розпочинається вибором масштабу (масштабів) обстеження з огляду на категорію складності місцевості, попередні обсяги польових і камеральних робіт. Складають календарні плани, збирають, вивчають і систематизують опубліковані і рукописні матеріали щодо кліматичних, геологічних, геоморфологічних, геоботанічних, ґрунтових умов району обстежень, а також ретроспективні матеріали, що характеризують спеціалізацію сільського господарства, стан агротехнологій, меліоративні заходи, врожайність сільськогосподарських культур, результати робіт дослідних станцій, сортодільниць, передових господарств. Добирають, а в разі потреби виготовляють планово-картографічну основу трьох видів — матеріали аерофотозйомки (фотоплани з нанесеними горизонталями, контактні відбитки), топокарти і плани землекористування, відкориговані і приведені у відповідність з сучасним обліком земель, актуалізованим земельною реформою. Масштаб фотопланів, топокарт і планів землекористування повинен бути більшим або дорівнювати прийнятому масштабу ґрунтових обстежень, масштаб контактних відбитків може бути значно більшим, дорівнювати чи навіть бути дещо дрібнішим (наприклад, 1 : 5000 – 1 : 18 000 при десятитисячному масштабі обстеження). За наявності і спільного застосування всіх названих планово-картографічних матеріалів окомтурювання ґрунтових виділів здійснюють безпосередньо на фотопланах чи аерофотознімках, що мають найбільшу інформативність; топографічні карти є незамінними при встановленні конфігурації ґрунтових виділів залежно від рельєфу (загалом, геоморфологічних елементів), а план землекористування надає точну інформацію про сучасний склад земельних угідь обстежуваного господарства.

Застосування аерофото-, а за можливості і космічних матеріалів на порядок підвищує точність ґрунтового картографування, оскільки вони

відображують увесь комплекс ґрунтогенно важливих ландшафтно-екологічних ознак, а отже, об'єктивізують фіксацію на картах просторових контурів ґрунтів. Для дешифрування границь ґрунтів використовуються як прямі ознаки, зчитувані на фотозображенні (тон, тінь, малюнок, форма контуру), так і непрямі (об'єкти антропогенної діяльності, ландшафтоформувальні процеси, рельєф, рослинність). Найбільш інформативними є аерокосмічні фотознімки територій з найменшою розораністю або з поширенням ґрунтів зниженої чи, навпаки, підвищеної родючості, що індукується за зображенням рослинності (особливо на кольорових картах). Метод фітодіагностики є дуже результативним.

Дешифрувальні ознаки мають чітко окреслені зональні риси. Так, у Поліссі розорані дерново-підзолисті ґрунти дешифруються переважно за світлим, ясно-сірим та сірим тонами фотозображення (залежно від стану угідь під час проведення аерокосмічної зйомки). За тоном і місцем розташуванням (у рельєфі) розпізнають автоморфні, напівгідроморфні і гідроморфні ґрунти. За формами контурів, малюнком фотозображення і об'єктами людської діяльності чітко дешифрують болотні ґрунти і торфовища (осушені). Безпомилково за тоном, малюнком і формою контуру розпізнають ґрунти на пісках, елювії кристалічних порід, рендзини тощо.

У Лісостепу та Степу особливо ефективним є контурне дешифрування ґрунтових виділів, а провідними нерідко виступають непрямі ознаки. Наприклад, розорані чорноземи, лучно-чорноземні і намиті ґрунти відображуються на аеро- та космічних знімках темними тонами. При розгляді стереомоделі досить легко фіксуються контури цих ґрунтів, оскільки перші приурочені до рівнин і схилів плато, другі — до мезознижень, треті — до делювіальних шлейфів і тальвегів. За тоном, плямисто-розгалуженим малюнком і місцем у рельєфі достовірно дешифрують середньо- і сильнозмиті ґрунти. Інтразональні ґрунти читаються не менш зримо. Так, солонці дешифрують за точковим малюнком фотозображення, солончаки — за світлим тоном і плямистим малюнком, глеєсолоді — за округлою формою контуру і світлим тоном, дефльовані ґрунти — за димчастим нечітким малюнком.

Аерокосмічна фотокартоснова кардинально змінила зміст і співвідношення традиційних стадій ґрунтово-пошукових робіт. Передусім актуалізується значущість *підготовчого етапу*, коли вивчення ландшафтних особливостей обстежуваної території стає значно точнішим, оскільки цьому сприяє аналіз ґрунтових, топографічних карт, різних схем районування, який виконується на основі новітніх високоточних аерокосмічних фотоматеріалів. Одразу ж провадиться попереднє контурне дешифрування ґрунтів елементарних ландшафтів з урахуванням комплексу дешифрувальних ознак. За характером природно-територіальних (ландшафтних, біогеоценотичних) комплексів і СІП відбирають еталонні аерознімки, на яких

здійснюється морфологічний синтез структури аерофотозображення по контурах з їх умовною індексацією (зіставленням дешифрувальних ознак тощо). Такі узагальнення полегшують складання ґрунтової карти-гіпотези поширенням внутрішнього змісту контурів еталонних аерокосмічних знімків на реальні ґрунтові контури (з використанням комплексу діагностичних дешифрувальних ознак).

Рекогносцирувальне ґрунтове обстеження території, яке виконують по маршрутах, що перетинають різні елементи рельєфу і земельні угіддя, дає змогу підтвердити вже безпосередньо в ландшафтній обстановці основні закономірності поширення ґрунтів, встановлені на аерокосмічних фотоматеріалах за прямими (тон, малюнок, форма контуру) та непрямыми (об'єкти людської діяльності, наприклад, терасований рельєф, рівні чи звивисті дороги, геометричні форми полів сівозмін; характер рослинності на орних угіддях, деградаційні процеси — ерозія, зсуви тощо) дешифрувальними ознаками.

Польовий етап передбачає закладання розрізів з метою вивчення морфогенетичних ознак ґрунтів як головного критерію їх діагностування та для відбору зразків. Кількість розрізів залежить від прийнятого масштабу обстеження і категорії складності території, зумовленої характером ландшафтно-екологічних умов ґрунтогенезу і частотою просторової зміни ґрунтових контурів. Оконтурювані на карті виділи ґрунтів обов'язково повинні бути документовані описом розрізів з додержанням кондицій зйомки, обов'язкових для обраного масштабу. Це виражається передусім у мінімальних розмірах оконтурюваних ґрунтових виділів. З урахуванням графічної точності масштабу мінімальним вважають ґрунтовий контур площею 25 мм² плану. Таку граничну площу приймають для контурів, що мають різко виражені на місцевості межі переважно за рельєфом і ступенем зволоження і чітко відображені на аерокосмічних фотоматеріалах. Раціональною величиною контуру, що має чітко виражені межі, прийнято вважати 50 мм², а для контурів з нечіткою межею — 400 мм² плану. Чітко виражені контури добре помітні в натурі, зокрема, за кольором поверхневих горизонтів. Нечітка виразність властива найчастіше екогенетично зближеним ґрунтам, сформованим на однакових елементах рельєфу, які мають подібне зволоження, і характеризуються поступовими переходами (табл. 24.1).

Усі розрізи прив'язують на місцевості і наносять на планову основу з точністю ± 3 мм на плані. Розрізи описують у польових журналах, де зазначають умови ґрунтогенезу (мезо- і мікрорельєф, експозиція, крутість і характер схилу; наявність ерозії, дефляції, дренажу, меліоративний стан, угіддя, рослинність, її стан, характер поверхні, у тому щобеністість і кам'янистість; глибина залягання підґрунтових вод; материнські та підстилаючі породи; глибина та характер скипання з НСІ), дається прив'язка розрізу, описується будова профілю за морфологічними ознаками генетичних горизонтів.

Таблиця 24.1. Припустима похибка оконтурування ґрунтових виділів при різних масштабах зйомки та видах картооснови

| Виразність меж ґрунтів за рельєфом і фототінями | | Аерофотоматеріали | | Інша картооснова | |
|---|---------------------|-------------------|------------|------------------|-----------|
| | | 1 : 10 000 | 1 : 25 000 | 1 : 10 000 | 1 : 25000 |
| Різка | міліметрів на карті | 0,5 | 0,5 | 2,0 | 2,0 |
| | метрів на карті | 5 | 12 | 20 | 50 |
| Чітка | міліметрів на карті | 2,0 | 2,0 | 4,0 | 4,0 |
| | метрів на карті | 20 | 50 | 40 | 100 |
| Нечітка | міліметрів на карті | 10 | 10 | 10 | 10 |
| | метрів на карті | 100 | 250 | 100 | 250 |

Зроблений опис надає підстави для попередньої (польової) назви виду ґрунту, охарактеризованого закладеним розрізом.

З виділених при описі генетичних горизонтів у типових розрізах відбирають зразки для їх аналізу у кількості, визначеній масштабом зйомки та категорією складності території (з розрахунку, щоб усі поширені на обстежуваній території види, різновидності, культурні варіанти ґрунтів були охарактеризовані аналітичними показниками). Виходячи з характеру ґрунтового покриву, лабораторні аналізи повинні забезпечити необхідну повноту характеристики властивостей ґрунтів, істотних з огляду на їх генезис, екологію, класифікацію та сільськогосподарського використання (вміст гумусу, ЄКО, склад увібраних катіонів, рН, гідролітична та обмінна кислотність, гранулометричний склад, водна витяжка, вміст рухомих і валових запасів поживних речовин, вуглекислоти, гіпсу тощо).

Камеральний етап є завершальним у ґрунтових обстеженнях, він включає лабораторні аналізи ґрунтів, складання і виготовлення авторських оригіналів карт і картограм, обчислення площ, складання технічного звіту (ґрунтового нарису), рекомендацій щодо раціонального використання земель та окультурюванню ґрунтів, у яких широко використовують результати лабораторних аналізів відібраних зразків ґрунтів, материнських порід, підґрунтових вод тощо. На підставі результатів лабораторних аналізів і обробки польових матеріалів уточнюють назви ґрунтів і зіставляють дані польового визначення гранулометричного складу з даними механічного аналізу. Уточнення фіксують у польовій ґрунтовій карті, в разі потреби вносять зміни в найменування та шифри ґрунтів, ступінь гумусованості, засолення, солонцюватості тощо. Обчислюють площі виділених на карті ґрунтів, ув'язують їх з площами інших нанесених на карті контурів і на підставі цього складають експлікацію ґрунтів, узгоджену з видами земельних, передусім сільськогосподарських, угідь.

Авторський оригінал ґрунтової карти складають ретельним перенесенням уточнених контурів і шифрів ґрунтів на планову основу з лавсанової плівки: викреслюють видавничий (штриховий) оригінал ґрунтової карти, де показують контури і шифри ґрунтів, гранулометричний склад, літогенне підґрунтя, еродованість, засолення,

оглеєння; ґрунтові розрізи, з яких відібрані зразки для аналізів, обов'язкові та додаткові елементи ситуації, атрибути оформлення карти (легенду, пояснювальні графи до неї тощо). Видавничий оригінал ґрунтової карти розмножують необхідним накладом, одна частина якого ілюмінується, а інша — використовується для виготовлення картограм.

Картограми є додатковими матеріалами, за допомогою яких ілюструються певні прикладні особливості ґрунтів. Провідною й обов'язковою є *картограма агровиробничого групування ґрунтів*, яка є найбільш інформативною щодо агрономічної та землеоцінної інтерпретації матеріалів ґрунтових обстежень. У разі потреби складають інші картограми: охорони ґрунтів від ерозії та дефляції, гідротехнічної та хімічної меліорації, раціонального використання земель та поліпшення природних кормових угідь, бонітування ґрунтів. Для господарств, де понад 20 % зайнято солонцевими ґрунтами, доцільно виготовляти картограму солонців і солонцюватих ґрунтів. На картограмі заселення ґрунтів відображують ґрунти, об'єднані за ознаками галоморфізму (ступінь, глибина, хімізм засолення), на картограмі кам'янистості ґрунтів — ділянки з різним ступенем кам'янистості, різні за розмірами і розміщенням каменів. Ступінь кам'янистості ґрунтів устанавлюють за відсотком покриття їх камінням (слабко-, середньо-, сильнокам'янисті) або за кількістю каменів у 30-сантиметровому шарі (мало-, помірно-, багатокам'янисті).

Технічний звіт є нарисом про ґрунти обстеженого землеволодіння, тобто пояснювальним текстом до ґрунтової карти, де наводять загальні відомості про господарство в історичній ретроспективі, описують природні (ландшафтно-біокліматичні) умови, що впливають на ґрунтогенез та його еволюцію, дають агрогенетичну та екологічну характеристику ґрунтів, агровиробничих груп, рекомендації щодо їх поліпшення та використання (екологізовані моделі окультурювання та раціонального використання земель), пояснення до картограм, експлікацію ґрунтів та агрогруп по угіддях, зведену відомість лабораторних аналізів ґрунтів та інші табличні матеріали.

Матеріали великомасштабних ґрунтових обстежень підлягають періодичному (у середньому один раз у 15 років) коригуванню, обсяг і зміст якого визначають при черговому аналізі вихідних матеріалів. При цьому звертають увагу на архаїчність попередньої планово-картографічної основи, масштаб колишніх обстежень і забезпечену ними точність ґрунтового картографування, зіставляють колишню та сучасну номенклатуру ґрунтів, повноту аналітичних показників, комплект і зміст картограм, передбачених методикою картографування та земельно-екологічним законодавством. На території тих користувачів та власників земель, де були проведені гідромеліорації, коригування ґрунтових карт провадять не пізніше від п'яти років після завершення будівництва осушувальної чи зрошу-

вальної мережі, оскільки кардинальна зміна водно-сольового режиму практично позбавляє достовірності раніше складені ґрунтово-картографічні матеріали. На меліорованих землях взагалі доцільно провадити спеціальні ґрунтово-меліоративні обстеження з додатковим ретельним дослідженням водно-фізичних властивостей ґрунтів і сольовою зйомкою.

У перспективі передбачається під час польового етапу щонайширше застосовувати дистанційні методи картографування ґрунтів, передусім кольорових і спектрзональних аерокосмічних фотознімків, зондування променями позаоптичного діапазону, які суттєво зменшують обсяги польових робіт завдяки експрес-дистанційному діагностуванню ґрунтів без обов'язкової закладки великої кількості ґрунтових розрізів.

Матеріали ґрунтових обстежень є базовими документами при розробці проектів раціонального використання, поліпшення, охорони земель, стратегій окультурювання та підвищення родючості ґрунтів, їх бонітування, спеціальних (у тому числі екологічних) обстеженнях земель, їх обліку, оцінці тощо.

Діапазон проектних робіт, які ґрунтуються на геоєкоінформації про ґрунтовий покрив, є дуже широким, але найбільша роль належить землевпорядному проектуванню. При організації території сучасних приватних та інших сільськогосподарських підприємств проектні рішення приймають з обов'язковим урахуванням тенденцій природного та антропогенного ґрунтогенезу, агрогенетичних властивостей та екологічних режимів ґрунтів. Це полегшує вибір шляхів (моделей) раціонального використання земель під різні угіддя, формування сівозмін за умов, коли земельною реформою актуалізовані перспективи зменшення орних площ, протиерозійного та протидефляційного захисту, враховано наявність у ґрунтах негативних водно-повітряного або сольового режимів, незадовільних фізико-хімічних та інших властивостей. У складі орних земель аналізують можливість і доцільність вирощування конкретних культур, агротехнологія яких не лімітується властивостями ґрунтів та їх екологічними режимами. Нарізку ланів в оновлених сівозмінах здійснюють так, щоб у їх межі потрапляли екогенетично зближені ґрунти.

При організації території під багаторічні насадження (сади, ягідники, виноградники, хмільники, горіхоплідні, дендропарки, лісо-смуги) дуже важливо характеризувати не лише ґрунти, а й літогенне підґрунтя (наявність окарбонатованих, піщаних, щербенистих, засолених, солонцюватих, оглеєних горизонтів, прошарків тощо). Проектування сіножатей враховує гідроморфність, а пасовищ — засолення і озалізення (таке використання посилює ці небажані якості), а також піщаний гранулометричний склад (через небезпеку знищення дернини, аридизації, розвитку дефляції).

Протиерозійна організація території враховує дані про поширення та площі різною мірою еродованих ґрунтів та їх відсоток у межах схилів різної крутизни.

Принципово важливим є використання ґрунтово-картографічних матеріалів при розробці проектів гідромеліорації. Залучення земель до зрошування, визначення зрошувальних і поливних норм, запобігання вторинному засоленню та підтопленню на проектному рівні ґрунтується на конкретних властивостях ґрунтів. Це саме стосується проектів ренатуралізації осушених гідроморфних ґрунтів, для розробки яких потрібна інформація про ґрунти по периметру раніше осушених та їх ландшафтного (геоекологічного) оточення для прогнозування водного режиму і відповідно продуктивності під впливом пониження ґрунтових вод, розрахунків міждренних відстаней і визначення можливого використання таких земель, зокрема щодо структури посівів, у тому числі багаторічних трав, просапних культур.

Проекти рекультивації земель і землювання малопродуктивних угідь враховують грубизну ґрунтового профілю та залишків його родючих горизонтів, уміст гумусу, наявність токсичних сполук, засолення, лужність.

Ґрунтові карти є незамінними під час агрохімічних та екологічних обстежень різних ґрунтів, а також ґрунтово-геоботанічних обстежень природних кормових угідь, основна таксономічна одиниця яких («тип природних кормових угідь») кореспондує з ґрунтовими таксонами, в зв'язку з чим геоботанічне картографування здійснюється з використанням ґрунтових контурів. Усі види оцінки сільськогосподарських земель (економічна, екологічна, грошова, ґрунтово-бонітувальна) провадять на основі матеріалів ґрунтових обстежень, оскільки загально визначеними стандартними одиницями оцінки є агровиробничі групи ґрунтів.



Контрольні запитання і завдання

1. Що Вам відомо про масштаби картографування ґрунтів та їх вибір?
2. Які вимоги висуваються до точності ґрунтових карт?
3. Опишіть застосування аерокосмічних фотоматеріалів при ґрунтових обстеженнях.
4. Як використовують морфологічні ознаки ґрунтів під час ґрунтової зйомки?
5. Які ви знаєте картограми, що складають при ґрунтових обстеженнях?
6. Як використовують матеріали ґрунтових обстежень?
7. Розкажіть про етапи та завдання обстеження ґрунтів під час земельної реформи.

Розділ 25

ҐРУНТОВО-ЕКОЛОГІЧНИЙ МОНІТОРИНГ

Моніторинг ґрунтів — це система спостережень з метою своєчасного виявлення змін у напрямках ґрунтогенезу, їх оцінки, запобігання та ліквідації наслідків впливу на ґрунти негативних процесів. Він є складовою частиною моніторингу земель, загалом, довкілля, і має на меті збирання, опрацювання, передавання, збереження та аналіз геоєкоінформації про їх сучасний екологічний стан, а також розробку науково аргументованих рекомендацій (моделей, сценаріїв, стратегій) для прийняття рішень щодо запобігання негативним змінам цього стану згідно з вимогами екологічної безпеки. Термін «моніторинг» (буквально спостереження, оцінка, прогнозування — від англ. *monitor* — нагадування, нагляд) запроваджено до понятійного апарату ґрунтознавства та інших наук у 70-х роках ХХ ст. Здавня відомий, він набув особливої популярності напередодні Стокгольмської конференції ООН з оцінки навколишнього середовища (5 – 16 червня 1972 р.). Перші пропозиції щодо моніторингу розробили в 1971 р. експерти СКОПЕ, які цим терміном істотно розширили зміст відомого поняття «контроль» — спостереженнями, отриманням інформації та активними діями щодо цілеспрямованого (екологічно орієнтованого, ноосферного) регулювання навколишнього природного середовища.

Якби такі підходи були реалізовані до ери техногенезу, коли у великих масштабах зросли навантаження на ґрунти, напевно можна було б уникнути більшості екоцидних наслідків, що посилилися повсюдно на планеті — ерозія, дефляція, переущільнення кореневмісного шару, деградаційні явища на меліорованих землях, в урболандшафтах, хомогенне, радіогенне, біогенне забруднення ґрунтів, рослин, водних джерел, ландшафтів, БґЦ, екосистем, біосфери загалом.

Через це й виникла потреба переходу від локальних одноразових спостережень, які неадекватно оцінювали екологічний стан ґрунтового покриву, до його геоєкосистемної просторово-часової оцінки. Теоретична значущість такого переходу є очевидною, оскільки як ґрунт, так і ґрунтовий покрив у цілому є дуже динамічними за своїми екологічними режимами та дуже строкатими (розмаїтими) в просторі, а отже, їх коректний моніторинг унеможливорюється без застосування відповідних просторово-часових методів.

Збагативши уявлення про «контроль навколишнього середовища», «моніторинг» потіснив близькі до нього уявлення про систему

тих регулюючих механізмів, які здавна називались управлінням, оптимізацією, гармонізацією (наприклад, окультурювання ґрунтів О.М. Гринченко неодмінно пов'язував з цілеспрямованим регулюванням тренду природного ґрунтогенезу з метою підвищення родючості ґрунтів та врожайності вирощуваних сільськогосподарських культур). Нині поняття «моніторинг» трактується як система регулярних спостережень за станом одного або кількох найсуттєвіших компонентів довкілля у просторі та часі з цілком певними цілями, згідно із спеціально розробленими програмами.

Ґрунтово-екологічний моніторинг поєднує специфічні цілі суто ґрунтового стеження з можливим розширенням їх до тих загально-визнаних меж, які в повному обсязі охоплює екологічний моніторинг, здійснюваний мережею станцій спостережень за найважливішими компонентами біосфери, що перебувають під впливом природних і техногенних чинників та процесів. Найбільш суттєві для моніторингу чинники певним способом вибирають з усього розмаїття ґрунтово-екологічних об'єктів з огляду на їх придатність для виявлення, оцінки, прогнозування, регулювання та оптимізації екологічно стану ґрунтів як найважливіших компонентів ландшафтів, БГЦ, екосистем тощо.

Ґрунтово-екологічний моніторинг як найважливіший блок моніторингу земель (загалом довкілля) здійснюється провідними фахівцями земельних відділів, екології та природних ресурсів, згідно з розпорядженням Кабінету Міністрів України. Головним його завданням є прогноз еколого-економічних наслідків деградації земельних ділянок, їх запобігання та усунення.

Моніторинг ґрунтів поставляє інформацію для вироблення рішень, спрямованих на стабілізацію та якісне поліпшення (окультурування) ґрунтів, екологізацію землеробської діяльності, передбачаючи при цьому досягнення кінцевого результату у вигляді розширеного відтворення родючості ґрунтів та їх охорони від деградації та забруднення. Така стратегічна екологічна мета досягається за рахунок вирішення цілком конкретних завдань, з яких *інформаційне завдання* є пріоритетним від самого початку моніторингу. Воно є двоетапним.

I етап. Збирання ґрунтогенної геоєкоінформації (розд. 26), яка забезпечує потреби моніторингу в ґрунтово-картографічних матеріалах (ґрунтові карти і прикладні картограми, ґрунтовий нарис, матеріали агроґрунтового, природно-сільськогосподарського, ґрунтово-екологічного, ландшафтно-екологічного, меліоративного, геоморфологічного та інших видів районування території, рекомендації з раціонального використання земель, захисту від ерозії тощо), матеріалах землевпорядного проектування (організація території, сільськогосподарських угідь, сівозмін, контурно-меліоративного землеробства; землеоцінні, бонітувальні та інші земельнокадастрові матеріа-

ли; аерокосмічні фотознімки тощо), аналітичних матеріалах (агрохімічні картограми, системи застосування органічних і мінеральних добрив, мікродобрив, гіпсу, вапна та інших хімічних меліорантів, у тому числі місцевих, пестицидів; результати радіологічного і токсикологічного контролю), агрокліматичній (характеристика погоди, імовірність злив, зсувів, затоплення, повеней, паводків, ураганів, смерчів та інших катастрофічних явищ) і гідрологічній інформації (в тому числі про можливі джерела забруднення за різної спрямованості й інтенсивності використання сільськогосподарських угідь).

II етап. Налаштування регулярних поточних спостережень, результати яких отримують за допомогою узгоджених (ДЕСТи тощо) методик, а отже, поставляють об'єктивну, систематичну, повну, а, головне, оперативну геоекоінформацію про ґрунтові компоненти ландшафтів на всіх видах землекористування. Така інформація є дуже зручною для подальшої переробки, забезпечуючи цим необхідний ступінь деталізації чи, навпаки, узагальнення, а також можливість її представлення у вигляді карт, балансових оцінок і всіляких діаграм стану забруднення в ланцюгу «забруднювач — ґрунто-підґрунтя — води — рослинність — тварина — людина». Обов'язковою передумовою для експресної передачі такої інформації є її кодування, уніфікація та автоматизація збирання й аналізу на електронних та інших носіях. Програми обробки ґрунтогенної геоекоінформації повинні бути забезпечені так званими ключами, які відстежують критичні екоситуації в ґрунтах (важкі метали, нітрати, нафтопродукти тощо) і сигналізують про їх масштаби.

Прогнозне завдання стає актуальним на етапі найближчого і більш віддаленого прогнозування екологічного стану ґрунтів, коли виникає потреба в удосконаленні самої методології моніторингу (прогнозування тощо), запровадженні нормативних трендів, методів комп'ютерного моделювання, ноосферного експериментування тощо. Проте виникає сумнів щодо надійності прогнозування як складової частини моніторингу через постійний дефіцит, трудність та перманентне запізнення збирання потрібної інформації (основна вимога до інформації, на підставі якої стає можливою розробка коректних прогнозних моделей — це тривалий хронологічний ряд результатів рівновіддалених спостережень). На цьому етапі дуже продуктивними стають методи імітаційного та математичного моделювання на ЕОМ.

Управлінське завдання полягає у видачі рішень, рекомендацій, консультацій та попереджень про джерела і причини ґрунтово-екологічних негараздів, екоцидність того або іншого виду антропогенної діяльності, необхідність зміни її спрямованості, шляхи підвищення ефективності, попередження про екстремальні геоекоситуації та шляхи виходу з них, пропозиції щодо розмірів, раціональності та рентабельності інвестування екологічно орієнтованих агротехнологій з окультурювання ґрунтів, раціоналізації землекористування чи володіння. Служба ґрунтово-екологічного моніторингу по-

винна систематично давати оцінку екологічного стану ґрунтового покриву, рівня родючості, прогноз її еволюції, і особливо оперативний матеріал щодо запобігання необоротним змінам у природно-антропогенному ґрунтогенезі, небезпечних втратою унікальних біосферних функцій ґрунтового покриву.

За змістом моніторингових завдань, їх просторовим масштабом і часовим виміром, оперативністю, методами дослідження та роботи зі споживачем розрізняють моніторинг фоновий (еталонний), виробничий, кризовий, спеціальний, науковий тощо.

Фоновий моніторинг водночас є й *еталонним*, даючи вихідну оцінку тим об'єктам спостережень, які умовно прийнято за нульову точку чи момент, щодо яких здійснюється порівняння отримуваних моніторингових даних у рамках подальших поточних регулярних визначень. З огляду на те, що для ґрунтів, які тривалий час використовувалися у сільськогосподарському та іншому виробництві, отримання такої еталонної оцінки практично є нереальним, за нульову оцінку приймають ґрунтово-екологічні параметри цілих, заповідних та аналогічних їм природних екосистем (ландшафтів, БГЦ тощо) в степах, лісах, лугах, болотах тощо (О.М. Гринченко та його школа). В разі неможливості одержати зазначену оцінку через відсутність об'єкта до еталонного фону відносять початковий цикл спостережень, умовно надаючи йому статусу нульової оцінки. Так, усі порівняння в агрохімічному блоці моніторингу ґрунтів, усі прив'язки здійснюють щодо результатів першого туру таких обстежень (усього в Україні було проведено 7 турів через кожні 5 років).

Еталонно-фоновими результатами ґрунтово-екологічних досліджень визнаються також модальні (найбільш поширені) фізичні, фізико-хімічні, біологічні, еколого-біогеохімічні (наприклад, кларки елементів у ґрунто-підґрунті) показники. Такі нульові параметри є досить репрезентативними при оцінці тенденцій техноагрохемогенного забруднення ґрунтового покриву тощо. Еталоном також вважають природну здатність ґрунтів максимально забезпечувати за конкретних кліматичних умов процес біопродукування фітоорганічних речовин без додаткових екоенергетичних вкладень.

Еталонами визнаються й оптимальні параметри ґрунтів, при створенні яких у кореневмісному шарі культурні рослини здатні максимально реалізувати свій біоекологічний потенціал. Такі еталони є дуже зручними при стандартизації екологічно орієнтованих параметрів сучасних агротехнологій окультурювання ґрунтів та раціонального землекористування.

Виробничий моніторинг є *базовим стандартом*, на який орієнтуються регулярні поточні спостереження за ґрунтовими об'єктами в просторі та часі. Дуже важливою є міжвідомча узгодженість програм і методів ґрунтово-екологічного та інших видів моніторингу земель і взагалі довкілля. Стандартний моніторинг висуває підвищені вимоги до організації (менеджменту) виконання моніторингових ро-

біт різними виконавцями, бажано керованих з єдиного координаційно-моніторингового центру (наприклад, Державної ґрунтово-екологічної служби з охорони ґрунтів і навколишнього середовища).

Кризовий моніторинг виділено у повній відповідності до вимог «СЕМ Україна» для особливо оперативного контролю гранично припустимих рівнів (концентрацій), скидань, аварійних ґрунтово-екологічних ситуацій і швидкого реагування (запобігання, локалізації, ліквідації наслідків екологічних катастроф). На сьогодні цей моніторинг лише зароджується. Кризовим щодо стану ґрунтів його названо тому, що він включає такі параметри оцінок екологічного стану ґрунту, які дають змогу помітити суттєві порушення не лише його екологічних, а й біопродуктивних функцій порівняно з середнім багаторічним рівнем, що діагностує деградаційний шлях ґрунтогенезу. Такими оцінками є критерії, що характеризують гранично припустимий рівень:

- змін властивостей ґрунту (фізичних, хімічних, фізико-хімічних, мікробіологічних) під дією антропогенного навантаження;
- самого антропогенного навантаження (механічного, хімічного, меліоративного тощо);
- максимальної стійкості ґрунту (його здатності до оборотних змін або його потенціал фізичної, хімічної, фізико-хімічної, біологічної буферності).

Актуальність кризового моніторингу в зв'язку з погіршенням екологічного стану ґрунтів і необхідністю призупинення їх деградації істотно зросла на сучасному етапі земельної реформи. Сьогодні стало очевидним завдання термінової організації ґрунтово-екологічного моніторингу на тих земельних ділянках, помаркованих усіма ознаками екоцидності попередніх господарчих впливів на ґрунти. З огляду на те, що суцільний моніторинг через його дорожнечу в Україні найближчим часом є неможливим, необхідно здійснити його усічений варіант, беручи за взірць міжнародну практику моніторингу гарячих плям (*hot spots*) з кризовим екологічним станом ґрунтів.

Спеціальний моніторинг як суто відомчий, фрагментарний є системою спостережень над одним або кількома ґрунтогенними процесами, зумовленими рівнем використання ґрунтів різними землевласниками чи користувачами земель. Таким є, наприклад, агроеліоративний моніторинг, який передбачає спостереження за так званими агроеліоративними властивостями ґрунтів, а також за рівнем і мінералізацією ґрунтових вод; радіаційний моніторинг — спостереження за динамікою радіонуклідів у ланцюгу «ґрунт — рослина — тваринницька продукція — людина». Сюди ж відносять моніторинг окремих категорій земель: урбомоніторинг — новий вид моніторингу ґрунтоподібних штучних субстратів (екоґрунтів) і поживних субстратів «закритого ґрунту»; моніторинг ґрунтів під багаторічними насадженнями — у лісах, садах, виноградниках, плантаціях горіхоплідних та лікарських культур; на пасовищах, рекультивованих зем-

лях, землях особливого призначення (військові полігони, землі водного фонду, транспорту, резерву, рекреаційні землі та ін.). Такі види ґрунтово-екологічного моніторингу у кожному окремому випадку мають свою специфіку щодо методів, вимірювання тощо.

Науковий моніторинг поставляє геоєкоінформацію про ґрунти та ґрунтогенез найвищої точності, ємності та достовірності, яка дає змогу якісно трансформувати виробничий моніторинг, значно уточнити зміст управлінських рішень і, головне, створити базу для надійного прогностичного моделювання. Такий моніторинг здійснюють при спеціальних ноосферних експериментах у багаторічних стаціонарах наукових установ, дослідних станцій тощо, під час балансових і лізиметричних досліджень. Цьому ж сприяють імітаційні та математичні моделі, матеріали дистанційного зондування (радіометричний, радіолокаційний, інфрачервоний, інші види контролю) тощо. На сьогодні цей перспективний вид ґрунтово-екологічного моніторингу в повному обсязі запроваджено лише в розвинених країнах світу, які в цьому є прикладом для України, де він розробляється в ННЦ ІГА ім. О.Н. Соколовського, на кафедрах ґрунтознавства НАУ, ХНАУ ім. В.В. Докучаєва, ЛНУ ім. І. Франка та ін.

Безпосередніми об'єктами ґрунтово-екологічного моніторингу є основні типи, підтипи, роди, види, різновидності та окультурювані варіанти зональних та азональних ґрунтів у їх ландшафтному довіклілі в межах конкретних ґрунтових провінцій з їх строкато-мозаїчним ґрунтовим покривом та різними за інтенсивністю антропогенними навантаженнями. Постійними пунктами моніторингу є цілинні ґрунти лісів, степових, заплавних та інших заповідників, заказників, пам'яток природи, еталонні варіанти дослідів з інтенсифікації сільськогосподарського використання ґрунтів (держсортодільниці, стаціонари з агрохімічного окультурювання ґрунтів, ґрунти експериментальних господарств, де впроваджено КМСЗ, фермерські, приватні та інші сільгоспдприємства). Для достовірної оцінки екологічного стану ґрунтів необхідно мати дані про клімат, літогенне підґрунтя, води (поверхневі, підґрунтові, глибинні), кількість і якість рослинницької продукції та будь-які інші параметри, які становлять інформаційний інтерес для ґрунтово-екологічного моніторингу.

Цікавим є моніторинг у гідроекології, зближеної з ґрунтознавством інтересом до раціонального використання гідроморфних ґрунтів. Його завданням є методологічно упорядковане одержання, обробка, накопичення, використання та моделювання гідроекологічної інформації (Л.М. Горев). Такий моніторинг буває імпактним (локальним), місцевим (охоплює район або область), національним (у межах однієї країни), регіональним (у межах однієї або кількох країн, а також міждержавним), глобальним (охоплює всю біосферу). Для гідроекологічного (як і для ґрунтово-екологічного) моніторингу дуже зручним є *басейновий принцип*. Він прив'язує зібрану геоєкоінформацію до конкретного басейну водної екосистеми (ґрунтово-

ценотичні компоненти долинних ландшафтів Дніпра, Сіверського Дінця, Західного й Південного Бугу тощо). Басейновий принцип придатний і для *регіонального моніторингу*, який буває національним, місцевим та локальним. Це актуалізує:

► запит на схеми ґрунтово-екологічного, ландшафтно-екологічного, геоморфологічного, природно-сільськогосподарського, агроґрунтового, меліоративного районування моніторингових територій у басейні водної системи з розбиттям головної річки, її основних приток та інших об'єктів на окремі ділянки (*елементи першого порядку*), які багато в чому визначають геоекологічні передумови ґрунтогенезу;

► розробку мережі поділу великих ділянок головної ріки та інших водних об'єктів, до яких приурочений ґрунтогенез у цьому басейні, на малі земельні (ландшафтні) ділянки з характерними для них ландшафтно-екологічними та соціально-економічними умовами (*елементи другого порядку*);

► визначення станцій (пунктів) спостереження та відбору проб на створах, які відділяють великі та малі ділянки;

► визначення положень обов'язкових (стаціонарних) і факультативних станцій (пунктів) спостережень, а також спеціалізованих пунктів для одержання інформації з ділянок річок, їхніх приток, водосховищ, озер, інших водних об'єктів з критичними геоекоситуаціями (*елементи третього порядку* — мережі гідро- та ґрунтово-екологічного моніторингу);

► розробку критеріїв, які б забезпечили аргументовану оцінку екологічного стану водних та пов'язаних з ними ґрунтових об'єктів моніторингу;

► уніфікацію, інтеркалібрування та апробацію новітніх методів і засобів інструментального аналізу вод, ґрунтів тощо;

► впровадження ГІС-технологій;

► створення інформаційно-експертних систем для оцінки, прогнозування, регулювання та оптимізації (гармонізації) водних та пов'язаних з ними ґрунтово-ценотичних екосистем.

Такий підхід дає можливість поєднувати моніторинг ґрунтів з моніторингом інших компонентів ландшафтно-екологічного середовища з метою отримання цілісного уявлення про сучасний ноосферний стан біосфери.



Контрольні запитання і завдання

1. Як визначає моніторинг земель Земельний кодекс України та як Ви розумієте в цьому контексті поняття ґрунтово-екологічного моніторингу?
2. Яку мету переслідує моніторинг ґрунтів?
3. Охарактеризуйте головні напрями та види ґрунтово-екологічного моніторингу.

Розділ 26

ІНФОРМАТИВНІСТЬ ҐРУНТОГЕНЕЗУ В БІОСФЕРІ ТА НООСФЕРІ

Загальні положення. Засновник кібернетики та інформатики Н. Вінер (1940) посприяв проникненню інформаційних масивів у науку про ґрунт. Уже в середині 70-х років минулого століття ґрунтознавці-теоретики звернули увагу на *фундаментальну інформаційну функцію ґрунту* (Г.В. Добровольський, Д.Л. Арманд) — функцію пам'яті, зокрема ґрунтогенної «пам'яті ландшафту». Невдовзі вийшли перші посібники з ґрунтової інформатики (В. Рожков), а біосферна *інформаційність ґрунтогенезу* була піддана глибокому філософському осмисленню (Г.Я. Стасьєв, Д.Г. Тихоненко, М.О. Горін, І.М. Біла та ін.), актуалізованому комп'ютеризацією ґрунтознавства, проникненням до нього аерокосмічних та геоінформаційних технологій. Д.І. Бермант і Є.С. Трофімов визначили ґрунт як пам'ять, у якій запрограмована сама можливість функціонування прив'язаних до нього сухопутних БГЦ, причому не через випадковий збіг обставин, а завдяки еколого-еволюційно відшліфованому біогеохімічному механізму адаптації біоценозів до абіотичного середовища.

Поняття і принципи інформаціології (інфології), яка перетворилася сьогодні на фундаментально-прикладну базу всіх без винятку галузей знань, цілком логічно проникли і в науку про ґрунти, зародження якої сталось всього на вісім десятиліть раніше від кібернетики Н. Вінера. Ґрунт як самостійне природно-історичне тіло утворився на певній стадії розвитку матерії, зберігши при цьому еволюційно заданий зв'язок свого структурно-речовинного складу з усіма попередніми етапами розвитку Космосу і планети Земля, відобразивши цим і всеосяжність притаманних Природі явищ.

Зародившись у палеоландшафтах силуру, ґрунт дедалі більше адаптувався до Природи і тепер функціонує та еволюціонує разом з нею, згідно із *законом інформаційної єдності*, як компонент її ландшафту (БГЦ) та надійний інформатор історії атомів. Як *інформаційна матриця* ґрунт дає можливість за своєю внутрішньо структурованою, багатоступенево організованою, інформаційною геоекосистемою зчитувати цю історію в усіх її подробицях стадій розвитку матерії — від космічної до нинішньої соціальної. О.Г. Набоких, В.І. Крокос, а за ними Б.Б. Полинов у розвиток постулату В.В. Докучаєва про ґрунт як дзеркало ландшафту (інтегратор щонайтіснішої взаємодії відомих ґрунтотворників) наголосили, що ґрунт віддзерка-

лює далеко не один лише стан сучасних ландшафтів, а й передусім є носієм інформації про екологічну передісторію, закодовану в реліктових морфогенетичних горизонтах ґрунтового профілю. Ці плідні відкриття дали потужний поштовх глибокому дослідженню викопних ґрунтів, результати яких надали змогу з дивовижною докладністю відреставрувати строкату мозаїку палеоландшафтів не лише пізнього кайнозою та більш віддалених епох, а й вивчити палеогеографічну циклічність кліматичних фонів минулого ґрунтогенезу.

У подальшому М.А. Глазовська довела причетність до сучасного ґрунтогенезу ландшафтно-геохімічних реліктів; В.А. Ковда та Г.В. Добровольський дослідили явища віддзеркалення сучасними ґрунтами практично всіх еволюційних епізодів ландшафтотворення (передусім його палеогідроморфних стадій); Д.Л. Арманд визнав ґрунт пам'яттю ландшафту, а Д.І. Берманд, Є.С. Трофімов, Г.В. Добровольський, Є.Д. Нікітін конкретизували, що ґрунт є пам'яттю підсумкової адаптації біоценозів до довкілля.

Особливо цікаві наукові погляди Р.С. Ільїна, сучасника В.І. Вернадського та В.Р. Вільямса, більшість оригінальних праць якого нині повертаються до нас з рукописів (Г.Я. Стасєв). Реставруючи цілісні картини зміщення в часі природних зон, учений значно розширив палеогеографічні межі ґрунтогенної інформаційності. Його уявлення про ландшафт, як епігеми (епігенему — від грец. *epi* — після і *genesis* — всілякі вторинні літогенетичні зміни, в тому числі ґрунтогенні в ландшафтах) В.М. Сукачов оголосив пріоритетним синонімом екосистеми (біогеоценозу). Вважаючи ґрунт серцевиною ландшафту, першоосновою його внутрішньої єдності, Р.С. Ільїн стверджував, що сучасні земні ландшафти існують лише завдяки тому, що ґрунт допускає їх існування. Стабільно функціонуючи сьогодні, ґрунт фіксує минуле, виконуючи роль основи епігеми, специфічного родоvodu історично мінливих геологічних подій та відображуючи цим відповідну зміну відомих ґрунтоформаторів. Як символ епігеми ґрунт своїм просторово мізерним розрізом (профілем) інформує нас про динаміку раніше існуючих епігем (від планетарних до регіональних масштабів). Як своєрідна точка перетину численних зв'язків ґрунт виступає похідним продуктом дуже багатьох величин, через що його малий розріз і відображує значні величини. Диференціюючись на відкритті В.В. Докучаєвим генетичні горизонти, ґрунт у такий спосіб накопичує геоінформацію про всю історію свого походження. Р.С. Ільїн фактично першим довів загальнопланетарну феноменальність ґрунтогенезу. Виходячи з аксіоми, що ґрунт фіксує сліди минулих епох, Р.С. Ільїн запровадив у геології метод ґрунтосферного актуалізму і розглянув усі літогенетичні утворення геологічного минулого як продукти давнього ґрунтогенезу. Це означає, що біосфера через посередництво ґрунтогенезу спрямовує формування осадових товщ, після трансформації яких утворюються гли-

бинні породи. Н. Gleason, А. Cronquist у своїй алегорії порівняли літосферу з мольбертом, ґрунтосферу — з полотном, а біосферу — з малюнком на полотні. Усі ці три сфери є взаємно пов'язаними, проте кожен шар у межах цих сфер постійно змінюється, причому найшвидше — приповерхневий шар.

Через це опис ґрунтових профілів є зчитуванням ґрунтогенної інформації, оскільки ґрунт є природним синтезографом (С. Боул та ін.), який реєструє все, що будь-коли відбувалося в певній точці ландшафту. Так, кварцові зерна в ґрунті нагадують про події, що відбувалися кілька мільярдів років тому (маркують собою планетарний вимір часу), а поряд з ними знаходяться карбонати кальцію та гумус, започаткований кілька тисячоліть тому. Такі ж тисячолітні уламки глиняного посуду інформують про історичні події культурогенезу епохи енеоліту, скажімо, в трипільському Подніпров'ї чи в шумерській Месопотамії. Лісова ж підстилка або степова повсть не старші від кількох тижнів або місяців. Завдання, поставлене ґрунтом перед його дослідниками полягає в тому, щоб прочитати всю цю інтегровану в профілі ґрунтогенну геоекоінформацію (Г. Мурґочі). Ґрунт, як природне тіло, найліпше відображує сучасні процеси, інформуючи про їх успадкованість від минулих взаємодій літосфери з іншими геосферами (рослинністю, атмо- та гідросферою тощо), на відміну від яких ґрунт є найконсервативнішим: він настільки повільно змінюється, що є практично стабільним, зберігаючи більшість інформативних рис минулих фаз еволюції біосфери (N. Florea).

Рефлекторно-інформаційну здатність ґрунту плідно й досконало досліджили І.А. Соколов і В.О. Таргульян, які показали, що ґрунт, відображуючи навколишнє середовище, закодовує в своїх матрицях інформацію про ті чинники, які на різних етапах брали участь у її формуванні, яке здійснювалося в ландшафтному (географічному) середовищі. Ґрунт як продукт природно-історичного процесу і водночас тіло, яке функціонує в ландшафті сьогодні (в певний момент), є *триєдиним інформаційним об'єктом*, у якому філігранно поєднуються властивості ґрунту-пам'яті, ґрунту-моменту і ґрунту-віддзеркалення. Автори цієї концепції наголошують, що з усіх компонентів ландшафту (БПЦ, екосистеми, геосистеми, біосфери взагалі) ґрунт має важливу здатність віддзеркалювати чинники географічного середовища, що виявляється в його здатності «записувати» і акумулювати (зберігати) в своєму профілі максимально можливу кількість геоекоінформації. Така здатність виявляється на біосферній авансені завдяки триєдиній інформаційній природі ґрунту.

Ґрунт-пам'ять є константною, еволюційно заданою сукупністю *стабільно-консервативних* властивостей ґрунтового профілю, які інтегрально резюмують результат взаємодії відповідних чинників ґрунтогенезу впродовж усієї його еволюції — від початку до моменту спостереження. Завдяки ґрунту-пам'яті здійснюються накопичення

та зберігання інформації про тривалі періоди еволюції ландшафт-ного середовища.

Ґрунт-момент є сукупністю найбільш *динамічних* (мінливих, «холеричних») процесів, властивостей, режимів, власне підсумком сукупної сучасної ґрунтогенної дії чинників, зафіксованих на момент спостереження (або у наближенні до нього). Завдяки ґрунту-моменту відбувається мобільне віддзеркалення швидкоплинних змін у ландшафтному середовищі. Ця динамічна сукупність властивостей має короткий *характерний час* утворення та стирання — саме підсумковий ефект залишкових результатів такого мобільного функціонування ґрунту-моменту впродовж усього періоду ґрунтогенезу і формує ґрунт-пам'ять.

Концепція ґрунту-пам'яті і ґрунту-моменту зумовлює проблеми швидкості та повноти відображення ґрунтовим профілем тих змін, які відбуваються в ландшафтах. В.О. Таргульян та І.А. Соколов переконливо показали, що різні властивості і компоненти ґрунту відображують чинники та процеси ґрунтогенезу з різною швидкістю, зафіксувавши цей висновок у понятті «характерний час» (Д.Л. Арманд, В.О. Таргульян).

Характерний час ґрунту як природного тіла (або ж окремої його ознаки, якогось макро-, мезо-, мікропроцесу, ЕПІ чи окремих компонентів тощо) — це той період часу, який потрібен для того, щоб певний ґрунт і його складові компоненти (ознаки, процеси), що розвиваються під панівним впливом цілком певної комбінації (комплексу) чинників довкілля, квазірівноважилися з ними (досягли рівноваги). Зрозуміло, що різні ґрунтові властивості мають і різний характерний час — від годин та доби (вологість, температура) до мільйонів років (вивітрювання кварцу, циркону, рутилу тощо). Сам ґрунтогенний профіль має характерний час, зовсім відмінний від його окремих компонентів. Так, зрілий профіль ґрунту формується упродовж сотень (заплавні, маршеві ґрунти), тисяч (гумусоутворення), десятків тисяч (11 000 — чорноземи, торф'яники), сотень тисяч (ґрунти плейстоцену), а то й мільйонів (фераліти Африки) років, тоді як в окремих складових ґрунту характерний час виявляється набагато меншим. Наприклад, у вологості і температурі, як зазначено, він може становити години, добу; у ґрунтових розчинів — добу, місяці; ГВК — місяці, сезони, роки; екогенетичних горизонтів (H_0 , H_s , H_{ps} , P_k s тощо) — роки, десятки років тощо.

Ґрунт-віддзеркалення представлений стабільними властивостями, які сформувалися на сучасному етапі ґрунтогенезу. Категорію властивості в аспекті її інформаційності уточнюють поняттям «відношення» певної речі (тіла тощо) до інших речей, з якими вона вступає у взаємодію. Властивості об'єктів виявляються у їх взаємозв'язках з іншими об'єктами, тобто вони є опосередкованими. Тому й не дивно, що з оформленням біосфери у атомів у ландшафтах

з'являються нові партнери по взаємодії, в яких виявляються поряд з гравітаційними, радіоактивними, ковалентними, електростатичними, хімічними абсолютно нові (фізіобіохімічно та геобіологічно задані) інформаційні властивості.

Організми, які провідні ґрунтотворники, докорінно модифікують причетний до ґрунтогенезу кругообіг речовин, а водночас і притаманні йому відрізки характерного часу. «Жива» речовина як активована форма матерії (В.І. Вернадський) в тисячі, а то й у мільйони разів прискорює перебіг хімічних реакцій порівняно з неорганічною природою. Якщо в абіотичному середовищі оксид кремнію є кінцевим геохімічно інактивованим продуктом вивітрювання первинних мінералів, то в біосфері є величезна кількість організмів (водних і меншою мірою наземних), які «оживляють» його, залучаючи кремній до циклів біогеохімічної міграції. За підрахунками В.І. Вернадського, за всю геологічну історію загальна маса живої речовини в *земній корі* давно вже перевищила її первинну неорганічну масу. Так, усього за 13 років живі організми пропускають через себе таку кількість вуглецю (хімічного аналогу силіцію — будівельника літосфери, але його біогеохімічного антиподу, оскільки вуглець є будівельником біосфери і головним елементом гумусу, вугілля, торфу тощо), яка в десять разів перевищує всю його кількість у земній корі. Фосфор, найважливіший з біогенних елементів, що входить до інформаційних сполук на генному рівні організмів, повністю оновлює весь комплект своїх атомів у пшениці за 15 діб, а кальцій (його постійний супутник) — усього за півтори доби (в десять разів швидше, ніж фосфор, з яким його поєднують еколого-біогеохімічно знакові сполуки типу фосфориту, фторапатиту тощо).

З усіх компонентів ландшафту саме ґрунт має яскраво виражену здатність записувати і довго зберігати в своїх матрицях максимальну кількість біосферно значущої ґрунтогенної геоєкоінформації. Г.Я. Стасьєв окреслює інформаційні обсяги ґрунтогенно-екологічних процесів просторово-часовими рамками від абіотичного періоду розвитку Землі та її формування як планети до сучасного періоду. При цьому наголошується, наскільки важливим є вміння ґрунтознавців-професіоналів зчитувати всю інформацію, записану ґрунтом, який є продовженням Космосу на тій стадії його розвитку, коли структурно-речовинний склад ґрунту стає здатним запам'ятовувати свою екогенетичну успадкованість від попередніх етапів еволюції Космосу та Землі. Враховуючи таку особливість ґрунту, К. Simonsen назвав його чи не найголовнішою речовиною Космосу, в типовому вигляді представленою на планеті Земля.

Інформація в ґрунті, за винятком палеонтологічних залишків, наслідків механічних антропотехногенних впливів тощо, фіксується на атомарному рівні, а отже, і зчитуватися вона повинна за результатами стадійних (спричинених еволюцією матерії) проявів саме цих

властивостей атомів. Щодо інформації антропогенного походження, яка дедалі активніше накопичується в ґрунті, то вона зчитується за методом винятку — все, що не від природи, є артефактом, тобто штучним, антропогенним за походженням, таким, що різко (особливо в соціогенний період) активізувало природні енергопереноси, додавши до встановлених О.Є. Ферсманом п'яти природних стадій історії атомів шосту (новітню) — техногенну. Особливо відчутно кругообіг речовин інтенсифікувався в період становлення суспільства, коли швидкість процесів, зумовлених людською діяльністю, перевищила швидкість природних (у тому числі й ґрунтогенних) процесів. При цьому обличчя планети, починаючи з її найбільш фізіономічних фітоценозів, а також ґрунтів, ландшафтів і біосфери загалом, люди змінюють цілком свідомо, проте зовсім безвідповідально перед своїми нащадками, не задумуючись над тим моментом, що такі артефакти, як пластики, гербіциди, медикаменти, штучні радіонукліди тощо, можуть виявитися фатальними не стільки для біосфери, як для її антропосферного блоку, тобто для самих людей. Кругообіг атомів у такому разі визначається вже не стільки їх внутрішніми фізико-хімічними властивостями, скільки потребами різних галузей народногосподарського комплексу, особливо ВПК, якими було узаконено статус техногенної міграції хімічних елементів, а отже, і техногенні, можливо, навіть соціогенні властивості атомів та їх сполук, завдяки яким їх міграція в ландшафтах (передусім у ґрунтах) зумовлюється соціально-економічними та військово-політичними передумовами. Це знаходить свій чіткий інформаційний відбиток у ґрунтах у вигляді таких чітко зафіксованих наслідків, як сліди механічного обробітку та інших деформацій ґрунтів (гомогенізація профілю), їх меліорації та агрохімічного окультурювання, забруднення (механічного, хімічного, радіоактивного, санітарного тощо), археологічних залишків (черепки, монети). Дедалі частіше такі наслідки техногенезу поставляють новітню інформацію про порушення екологічних (біосферних) функцій ґрунтового покриву, що ставить перед наукою про ґрунти дуже актуальне завдання — якомога швидше опанувати, узагальнити і синтезувати ґрунтово-екологічну інформацію. Ґрунт, який є вже не лише природно-історичним тілом, а й предметом людської праці, а також певною мірою її продуктом, окультуреним, частіше деградованим та забрудненим, що містить у собі інформацію про інтенсивність і якість подібного антропотехногенного пресу. На думку С.В. Зонна, ґрунт може бути як символом благополуччя, так і навпаки — зубожіння.

Ускладнення матерії призводить до появи нових, дедалі більш ускладнених форм її розвитку, яким ієрархічно підпорядковуються простіші форми цього поступу відповідно до законів структуризації та еволюції складних систем, якими є й ґрунти. Єдність, що виникає при цьому, є тим монолітом, який функціонує згідно з принципом

ієрархічної комплектації складових, добре відомим екологам як принцип емерджентності (Ю. Одум, Н.Ф. Реймерс, Д.Г. Тихоненко, М.О. Горін, Г.Я. Стасєв). Саме така ґрунтогенно-геоекоосистемна монолітність ретельно закодує інформацію про всі пройдені нею етапи свого розвитку (еволюції), включаючи всілякі ускладнення, розгалуження тощо. Проте надбання ґрунтом нової інформації нерідко супроводиться втратою вже наявної. Так, у пізньому кайнозої на території Русько-Української (Східноєвропейської), Західносибірської та Північноамериканської рівнин неодноразово відбувалася перебудова ландшафтів, що призвело до формування складних полігенетичних профілів з багатою ґрунтогенною геоекоінформацією про різні стадії еволюції природних комплексів взагалі. Однак унаслідок трансформування ґрунту відповідно до еволюціонуючого природного середовища багато профілів втратили частину ґрунтогенно-екологічної інформації, що яскраво підтверджує розд. 22. Такі періодичні перебудови генетичного профілю призводять не лише до втрати вже накопиченої інформації, а й ускладнюють її розшифрування, що не дає підстав вважати ґрунт адекватним віддзеркаленням чинних результатів ґрунтогенезу. Розшифровування ж накопиченої геоекоінформації виявляється настільки ускладненою процедурою, що В.О. Таргульян і І.А. Соколов порівняли її з читанням книги, яку писали багато авторів, кожен про своє. Але всі вони доповнювали, виправляли і частково закреслювали один одного, плутали й губили сторінки цієї книги, ускладнюючи й без того складне розшифрування геоекоінформації, закодованої в ґрунтових профілях, тим більше, що закони її накладання, посилення та стирання є поки що майже не дослідженими.

Г.Я. Стасєв поділив ґрунтогенну інформацію на два класи — матеріальний та ідеальний. Ґрунт містить три типи матеріальної інформації: абіотичну, біогенну (біоґрунтогенну. — *Авт.*), соціогенну, які принципово зчитуються на внутрішньо структурованих матрицях ґрунту. Якщо не брати до уваги абіотичну інформацію, то означені її типи, на нашу думку, вкладаються в два таксони — біосферну та ноосферну інформацію (остання є еколого-еволюційним продовженням першої).

Абіотичну інформацію, яка успадковується ґрунтом від космічної стадії еволюції атомів на нашій планеті, поділяють на чотири види:

► *космогенна* — констатується на атомно-нуклеарному рівні з його природною радіоактивністю і є притаманною ґрунтам такою самою мірою, як і будь-якого іншому матеріальному об'єкту на Землі;

► *планетарна* — фіксується на атомно-гравітаційному рівні, зумовленому ядром та мантією Землі;

► *магматогенна* — розкривається на атомному, молекулярному, мікроагрегатному, мінералогічному і петрографічному рівнях (не лише в літосфері, а й у ґрунтах);

► *гіпергенна* (терігенна, приповерхнева) — зчитується (вивчається) на атомарно-молекулярному, вторинно-мінералогічному (дисперсно-колоїдальному) неорганічному рівнях, характерних для ґрунту і пухких осадових порід.

Біоґрунтогенна інформація безпосередньо пов'язана з суто біогенними (в тому числі й ґрунтогенними) процесами, які принципово не відбуваються поза унікальним (провідним) впливом живих організмів та їх угруповань, а також продуктів їх життєдіяльності й розпаду. Цей дійсно унікальний тип геокоінформації також поділяють на чотири види:

► *профільна* — закодована в унікальному екогенетичному профілі ґрунту;

► *фізико-хімічна природна* — закодована в природних фізико-хімічних властивостях ґрунту, новоутвореннях тощо;

► *органогенна* (гумусова, детритова, підстильова тощо) — органічні та органо-мінеральні сполуки ґрунту;

► *біоценотична* — специфічний (опосередкований живими організмами) прояв інформації щодо властивостей ґрунту, передусім родючості.

Означену феноменальну специфічність інформації, зумовлену зовнішнім характером виміру властивостей ґрунту через посередництво окремих рослин та їх угруповань, першим ствердив Р.В. Ризположенський: «Почвы служат мерилем того успеха, которого достигли организмы в обеспечении своего существования на будущее». Ця містка дефініція, на думку Г.Я. Стасьева, є інтегруючим критерієм прогресу в еволюції ґрунтогенезу, а взагалі мірила сприятливого розвитку життєпроявів, внутрішньої завершеності, досконалості, а отже, й нескінченності можливого різноманіття органічного життя на інших планетах. Головне в цьому визначенні — це відображення одних компонентів біосфери іншими, взаємне віддзеркалення одного іншим, їхня (стверджена Гегелем) рефлексія. Така властивість одного з компонентів біосфери відтворювати під впливом інших її компонентів сліди, відбитки та реакції, структура яких є адекватною кількісно-якісним аспектами ґрунтотворників, є геокоінформаційним (*Авт.*) відбиттям одних компонентів біосфери іншими (через їх співвідношення та взаємодії один з одним).

Соціогенну інформацію, яка зумовлена господарськими впливами соціуму на перебіг природного ґрунтогенезу, поділяють на п'ять видів:

► *профільно-техногенна* — маркується морфо-техногенними ознаками зміни природного профілю ґрунту (орний шар, гомогенізація екогенетичних горизонтів, їх руйнація тощо);

► *фізико-хімічна техногенна* — зумовлена антропогенною зміною фізико-хімічних, фізичних, хімічних властивостей ґрунту;

► *біосанітарна* — антропогенна зміна мікробно-мезофауністичного складу ґрунту при застосуванні мікробопрепаратів, медикаментозному забрудненні ґрунтів тощо;

► *археологічна* — інформація становить собою залишки предметів історичного минулого людства (кошишні будівлі, предмети побуту, уламки посуду тощо);

► *агрикультурна* — інформація пов'язана зі зміною природних ландшафтів агрикультурними, БГЦ — агробіогеоценозами (агропедоценозами) тощо.

Крім цих суто природних, притаманних КОСМОСУ і земній БІОСФЕРІ типів інформації, очевидно існують також інші, *трансцендентальні* (від лат. *transcendo* — вихід за межі: апіорні, а також інтуїтивні форми пізнання), цілком самостійні, *типи інформації* про ґрунти, які Г.Я. Стасєв повністю пов'язує з *ідеальним* відображенням матеріальних властивостей, процесів, явищ тощо. Вирішального значення тут набуло дослідження *ноосфери* В.І. Вернадським. При тлумаченні цього поняття принциповим є уявлення про: 1) біоінформаційні поля та 2) необхідні умови їхнього існування (систематичне підживлення відповідною енергією). З'ясування цих моментів потребує додаткової психологічної перепідготовки ґрунтознавців з метою подолання все ще сильного скептицизму емпіриків щодо цих ідеально-інформаційних феноменів.

Ідеальна земля, а можливо й *інопланетна*, *інформація* з'являється на тому етапі розвитку матерії, коли реальна інформація відділяється від її матеріального (речовинно-енергетичного) носія (ґрунту) і набуває *ідеальної* (віртуальної) форми та циркулює вже за своїми (ноосферними) законами. Субстанційним носієм цього четвертого типу інформації є мозок істоти з роду Номо, його свідомість. Цю інформацію поділяють на такі види:

► *популярна землеробська* — представлена народними навичками та знаннями про ґрунт, які зародилися внаслідок появи землеробства як мистецтва використання родючості ґрунту і в подальшому розвивалися та шліфувалися разом з ним, передаючись від покоління до покоління і маючи яскраве етнокультурне забарвлення;

► *експериментально-ґрунтознавча* — її представляють наукові знання про ґрунт, отримані в натурних і лабораторних експериментах із застосуванням зональних (у тому числі ґрунтозахисних) систем окультурювання ґрунтів і раціонального використання земель, ґрунтові карти й картограми, проекти, звіти, публікації тощо;

► *теоретично-ґрунтознавча* — ієрархічно найвищий вид інформації певного типу, який синтезує результати експериментальних досліджень, створює фундаментальні теорії, розробляє наукові прогнози щодо тенденцій ґрунтогенезу у взаємозв'язку з іншими ком-

понентами природи, визначає його біосферні функції та ноосферну перспективу.

Показовим є той феноменальний факт, що останній *тип інформації* набуває властивості існувати і зберігатися вже поза людською свідомістю у вигляді публікацій (на теоретичні теми), рукописів, дисків, компакт-дисків, слайдів, відео- та кінофільмів, фотографій, епосів, ґрунтових карт тощо. Буває так, що певний екогенетичний тип з ретельно досліджених ґрунтів вже давно зник (зруйнувався під дією бульдозера, внаслідок ерозії, кар'єрних розробок корисних копалин тощо) або ж видозмінився (окультурився, набув радіоактивності, забруднився важкими металами, нафтопродуктами тощо), а інформація про нього продовжує зберігатися у вигляді перелічених документів, які є ідеальним відбитком матеріальної реальності. Така інформація акумулюється (накопичується, зберігається, аналізується, репродукується, відтворюється в цілому або фрагментарному вигляді), тобто набуває фундаментальних властивостей циркулювати вже за своїми власними законами у відриві від її матеріального носія, людського індивідуума тощо.

Частка *ідеального* постійно накопичується і прогресує зростає. Цей *ноосферний* за своєю суттю неогеобіологічний процес активізується не стільки зростанням кількості індивідуумів, скільки підвищенням їхнього освітньо-професійного рівня (середнього, середньоспеціального, вищого тощо) разом зі зростанням чисельності наукових і творчих працівників. Обсяг теоретичної інформації зростає настільки стрімко, що буквально призводить до виникнення інформаційних «бумів» (70 – 80 – 90-ті роки минулого століття). Найбільш переконливим свідченням цього є те, що минуле століття дало 2/3 наукових знань і понад 90 % накопиченої науково-технічної інформації, а майже вся ґрунтово-екологічна інформація в її сучасному теоретичному звучанні на 100 % — за період 1861 – 2003 рр., а геоінформаційне ґрунтознавство посіло помітне і повсюдно запитане нинішнім *інформаційним суспільством* (Масуда) місце серед 2000 наукових дисциплін, кожна з яких має далеко не одне науково-інформаційне розгалуження.

Світоглядно-методологічні категорії *розвитку* та *збереження* надають підстави вважати, що всі просторово-часові природні та соціальні явища фіксуються в інформаційній матриці пам'яті матерії. І зовсім не виключено, що події в природі (в тому числі в ґрунті, ландшафтах, БГЦ) мають інформаційно запрограмований характер, що, власне, й надає можливість їхнього зчитування. Ще мислитель античної Греції Піфагор, який вирішив покласти в основу всього сущого **число** як самостійну метафізичну сутність, а весь Всесвіт визнав числом і гармонією, сформулював сучасний загальнонауковий постулат про фундаментальність інформації у взаємодії та розвитку Всесвіту. *Інформаційна модель Всесвіту* (неодмінно з ґрунтом

як його обов'язковим атрибутом), як поглиблена сутність, відображає узагальнену концептуально-інформаційну дійсність природи, водночас узагальнюючи всі інші матеріальні, логічні, віртуальні, гіпотетичні моделі *Світобудови* та її окремих (ґрунтогенних, біогеоценотичних, ландшафтних) компонентів. Подальше обговорення цієї проблеми виходить за межі цього розділу, однак зауважимо, що Матерія і Розум (мислення) є однопорядковими категоріями космічного виміру, які розвиваються одночасно, жодною мірою не породжуючи одна одну. Отже, *інформація*, як первинно нескінченне множинно-кореляційне автоджерело *світобудови*, є абсолютною природною першоосновою і першопричиною всіх її мікро- і макродинамічних процесів (у тому числі й ґрунтогенних). *Інформація* є таким самим засадовим поняттям, як простір, час, рух, енергія, маса, сама *матерія*. У природних об'єктах інформація (в тому числі й ґрунтогенна) виявляється як іманентна сутність, яка відображає їх генезис.

Постулат А.Н. Тюрюканова і В.М. Федорова про ґрунт як слідкуючу та керовану підсистему *біосфери* різко посилив інтерес до інформаційних першооснов управління (кібернетики Н. Вінера). Саме завдяки інформації будь-яка система (у тому числі й ґрунтово-екологічна) зберігає притаманну їй емерджентність (цілісність), організацію, відповідну самостійність і стабільність. У цьому аспекті виникає завдання об'єднати кібернетиків і ґрунтознавців для сумісного поглибленого вивчення специфіки законів інформаційної взаємодії та управління всіма рівнями структурно-функціональної організації ґрунту як інтегральної геоекосистеми. Водночас постає нова проблема — ґрунтогенна інформація є кібернетичною чи некібернетичною? Некібернетична інформація є найелементарнішими її формами, які стають передумовою для виникнення ієрархічно вищих таксонів інформації — кібернетичних (притаманних живій природі, соціуму, технічним пристроям), що постійно потребують «сировини» у вигляді некібернетичної інформації. Зрозуміло, жодною мірою не можна ототожнювати ґрунтогенно зафіксовану в профілі реліктову абіотичну інформацію з тією інформацією, яка була накопичена безпосередньо в процесі активного ґрунтоутворення в *екосистемі біосфери землі*.

У органічній природі неодмінно був попередник — абіотичні літо-, атмо- і гідрогенез, — системи, здатні за певних умов до самоорганізації та саморозвитку. З розвитком в абіотичній природі властивості віддзеркалення генеруються нові властивості і дуже специфічні риси інформації, притаманні вже іншим (біологічним і соціальним) системам. Чим вищого еволюційно-ієрархічного рівня досягає матеріальна система, тим досконалішими стають її інформаційно-віддзеркалюючі параметри. В цьому контексті ґрунт слідкуючою, керованою та запам'ятовуючою геоекоінформаційною підсистемою

БІОСФЕРИ, в якій фокусуються і фіксуються всі природні (ландшафтні, біогеоценотичні, екосистемні) процеси в їх строкато-динамічному інформаційному біорозмаїтті.

Прикладні аспекти інформаційного ґрунтознавства. Все викладене вище надає повні підстави для впровадження в науку про ґрунти сучасних інформаційних технологій, на яких слід спинитися докладніше. Незважаючи на те, що використання методів та ідей інформатики щодо вивчення ґрунтового покриву все ще перебуває на стадії становлення, інформатика нині має необмежені можливості отримання, зберігання, передачі і використання практично будь-якої, у тому числі й ґрунтово-екологічної, інформації. Інформація при цьому передбачає комплект відомостей, які містяться в сигналі, пам'яті. Уявлення про інформацію досить легко формується при опануванні різної природи її носіїв і передавачів (текст, звук, світло), здатних опрацьовувати однакові за обсягом і вмістом масиви інформації. Кількість інформації в таких випадках вимірюється зменшенням невизначеності ситуації після надходження повідомлення від певного носія інформації. Щодо інформаційного навантаження ґрунтового покриву на всіх його ієрархічних рівнях, то воно має певну межу, яку можна охарактеризувати як потенційну, повне й безпомилкове трактування якої є практично недосяжним на цьому рівні еволюції ноосфери (інтелекту дослідників, їх професіоналізму, технологічного забезпечення, соціального сприяння тощо). Отже, *потенційна інформація* (ПІ) визначається кількістю інформації, яка залежить від набору специфічних ознак про її джерела, не лімітовані засобами отримання, інтерпретації тощо. Конкретний дослідник здатен сприйняти і проаналізувати лише деяку, досить обмежену частину ПІ, що однак не зменшує привабливості цієї категорії для теоретичної аргументації шляхів і можливостей розвитку інформаційного аналізу ґрунтогенезу та його біосферної ролі.

Серед носіїв потенційної інформації про ґрунтогенні компоненти ландшафтів (БГЦ, екосистем) виділяють дві основні категорії: поверхні розподілу (ПР) і внутрішню масу (ВМ) різних елементів (фаза, частин, комплексів, матриць) профілю ґрунтів, структур ґрунтового покриву тощо.

Поверхня розподілу є областю періодичного виникнення найбільших градієнтів температури, тиску, електронного заряду, концентрації речовин (взагалі — різниці хімічних і фізичних потенціалів між прилеглими фазами), а також областю вірогідної локалізації максимальної неврівноваженості процесів, ініційованих такими силами. Саме тут найяскравіше виявляється еволюційно й термодинамічно задана незворотність ґрунтово-екологічних процесів у ландшафтах, яка формує сучасний габітус його ґрунтогенних компонентів.

ВМ характеризується значно меншими градієнтами потенціалів сил, що завжди зумовлює пріоритет у локалізації сил взаємодії та

спричинених ними тенденцій ґрунтогенезу за ПР. У більшості випадків оперують конкретними характеристиками ВМ (фізичними, хімічними, фізико-хімічними, агрохімічними та іншими властивостями екогенетичних ґрунтових горизонтів), однак тепер дедалі частіше досліджуються поверхні розподілів різних внутрішніх рівнів — від мінералів і органічних компонентів до окремих структур ґрунтового покриву (СІП). Таким чином, активізація ґрунтогенезу на поверхнях розподілу привертає найбільшу увагу дослідників до них через їх високу геоєкоінформативність.

Поверхня розподілу оцінюється в бітах (кількість різноманітних станів, виражених у двійковій системі). Оцінка ПР як носія потенційної інформації складається з оцінки розміру самої цієї поверхні і можливої щільності запису на ній структурно-функціональної геоєкоінформації про ґрунтогенез. Оцінка ПІ внутрішньої маси ґрунтується на її порівнянні із записом на ПР. Щільність запису в однорідній ВМ є значно меншою порівняно з ПР, що зумовлено обмеженнями на взаємодію з боку міжатомних і міжмолекулярних сил між частками ґрунту, які утворюють його каркас. Ще помітніше щільність запису обмежується однобічним напрямом масо-енергопереносів з боку ПР, через що просторова диференціація фронту впливу на ВМ не може перевищувати аналогічну диференціацію на ПР, звідки передаються відповідні імпульси. За правилом зниження градієнтів, це сприяє зменшенню різноманітності впливів по профілю, тобто закономірно знижує ґрунтогенну пам'ять з глибиною.

Як виявилось в ході користування докладними ґрунтовими картами, вміщена в них інформація становить лише незначну частку ПІ про ґрунтовий покрив. На картах майже повністю проігноровано ПІ на рівні нижче від горизонтного, мало використано ПІ профільного та структурно-функціонального рівнів різних ПР.

Неодноразово згадуваний постулат В.В. Докучаєва про ґрунт як дзеркало ландшафту, модифікований нині до уявлення про еволюцію ґрунтогенезу водночас і разом з умовами ландшафтно-біокліматичного середовища, логічно приводить до розуміння того, що ці зміни фіксуються у комплексі всіх своїх екогенетичних ознак, які інформують дослідника про просторово-часові особливості ландшафту (БГЦ тощо). Відображення природного середовища в ґрунті характеризується значною різноманітністю. Інформаційно найбільш повним є запис у ґрунтовому покриві (ІП), який є не лише одним верхнім, мінливим поверхом ландшафтного комплексу, а й його підземним, дуже консервативним ярусом, а водночас і сховищем ґрунтогенної геоєкоінформації про процеси, які сформували і змінили сам ландшафт. Через це ґрунтовий покрив вважають найбільш містким і, водночас, операціональним джерелом інформації як про самі структури ґрунтового покриву (СІП), так і про всю сукупність ландшафтно значущих процесів, про чинники ґрунтоутворення, трансформацію (еволюцію) ІП, їх індикатори тощо.

Оцінюючи величину і розподіл потенційної інформації в ґрунтовому покриві, можна зробити такі загальні висновки:

► III про процеси функціонування і формування ГП регіональних геосистем навряд чи перевищує 10^{20} біт (англ. *bit*, від *binary* — двійковий і *digit* — знак — те саме, що двійкова одиниця кількості інформації);

► III ґрунтолітогенних СГП різного рівня розподіляється у просторі дуже нерівномірно (строкато-мозаїчно тощо);

► розподіл III, згідно із законами ієрархії ГП, водночас набуває специфічних ознак (її концентрація приурочена до ПР, тоді як істотні ознаки СГП визначаються усередненими показниками ВМ; приріст інформації при дублюванні морфоструктур підпорядкованого рівня пов'язаний з їх позиціями у відповідних морфоструктурах вищого рівня, а також з варіацією, що її не враховує генетична класифікація морфоструктур тощо).

Наведене вище приводить до висновку про існування геоекоінформаційної структури ґрунтового покриву (ГІСГП). Вона характеризується кількістю геоекоінформації, її просторовим розподілом і зв'язком з конкретними носіями в ГП. Крім описаної вище статичної ГІСГП, існує також і її динаміка, зумовлена загальними закономірностями запису нової та накопиченої ГП раніше потенційної інформації. При цьому ґрунтогенні геоекоінформаційні категорії поділяють на такі, що зумовлюють виникнення нових ПР, і такі носії інформації, які існували раніше (ПР, ВМ). Їх морфогенотипи бувають різними: 1) ліквідаційний — сприяє частковій або повній втраті ґрунтогенної геоекоінформації внаслідок розчинення, дегуміфікації, ерозії тощо; 2) реорганізаційний — поєднує процеси трансформації, фрагментації елементів ГП (при цьому поряд з втратою елементів високого рівня формуються нові, ієрархічно знижені рівні); 3) акумулятивний — поєднує процеси синтезу нових носіїв III з уламків більш низького рівня організації. Різні типи морфогенезу мають різні просторово-часові закономірності формування ГІСГП, які реалізуються на ієрархічних рівнях ГП, як при формуванні нових поверхонь розподілу, так і в разі зміни характеру вже існуючих ПР і ВМ.

Унаслідок неврівноваженості процесів, що виникають у місцях високих градієнтів на ПР, і прояву всіляких ґрунтогенних ефектів та їх частого варіативного дублювання, а також через значний обсяг потенційної інформації в ГП відбувається саме такої ГІСГП, яка найбільш повно репрезентує найсуттєвіші аспекти функціонування ґрунтових компонентів ландшафтної сфери, передусім принципову можливість відновлення ГП на рівні ЕІА або мікрокомбінацій за певний період існування твердофазних та інших компонентів ґрунтового покриву. Можливість зчитування еволюційних етапів історії ГП і формування уявлення про його сучасний екологічний стан залежать від цілої низки об'єктивних і суб'єктивних чинників.

Об'єктивним є співвідношення зворотних і незворотних процесів у ході еволюції ґрунтогенезу. При повній зворотності деяких процесів (засолення-розсолення, гумусонакопичення-дегуміфікація тощо) еволюція здатна повністю стирати цілі її сторінки, на яких поверх прямих діагностичних ознак попередніх циклів ґрунтотворення було записано нову геоєкоінформацію. Однак навіть такі процеси все ж не розвиваються ізольовано, а впливають на суцутні їм процеси, в тому числі і незворотні. Не залишаючи прямих діагностичних ознак у якійсь конкретній «точці», вони все ж неодмінно залишають свої сліди в ГП (згадаймо афоризм О.Н. Соколовського щодо фізичної солонцюватості ґрунтів півдня України: «Обмінного натрію немає, але дух його залишився»), а отже, і можуть бути принципово відтворені в уявленні (гіпотезі) дослідника.

Суб'єктивність чинників зумовлюється обмеженістю технічних можливостей при дослідженні ґрунтів, рівнем розвитку дистанційних і контактних методів, їх теоретичним обґрунтуванням тощо.

Концентрація ПП про ГП, приуроченої до ПР — областей локалізації найбільш нерівноважених (І.Р. Пригожин) процесів — надала підстави Ф.І. Козловському сформулювати концепцію повноти ґрунтогенної геоєкоінформації, яку здатний вмістити ґрунтовий покрив. Значна частка такої інформації концентрується на найменш урівноваженій поверхні — межі атмосфери і ґрунтосфери. Не випадково згадані вище популярні види соціогенної інформації ще на початку землеробських цивілізацій критерієм родючості ґрунтів обрали саме колір, назви ґрунтам здавна давалися практиками-землеробами також за кольором.

Майже всі ці назви знайшли своє інформаційно-термінологічне місце в сучасному науковому ґрунтознавстві (чорнозем, сірозем, червонозем, жовтозем, бурозем, брунизем, грейозем, *braunerde* тощо). Коливаючись у широких межах, колір ґрунтів є залежним фактично від таких його добре відомих компонентів:

- органічні речовини зумовлюють темні кольори (чорний, темносірий, сірий, шоколадний, бруднувато-сірий тощо);
- сполуки заліза надають ґрунту червоного, іржавого кольору, а також у невеликій кількості — жовтого, оранжевого (жовтогарячого) тощо;
- крем'янка, каолінит, карбонат кальцію, гіпс, легкорозчинні солі в значних кількостях надають ґрунтам білого і сивуватого кольору.

Різне поєднання цих трьох компонентів, ускладнене впливом гранулометричного складу, вологості ґрунту і фітоценотичного покриву, формує переважну кількість кольорів ґрунту, інформативність яких значно зростає за умови заміни суб'єктивного визначення кольору ґрунту об'єктивним визначенням його оптичних параметрів сучасними методами (лабораторна і польова спектрофотометрія, аерокосмічна фотозйомка тощо), які надають змогу розробляти регі-

ональні індикаційно-інформаційні моделі гумусового стану ґрунтів і моніторити його в процесі космічної зйомки. Нині подібне моделювання стає особливо актуальним у зв'язку з бурхливим розвитком сучасних геоінформаційних систем (у тому числі систем геопозиціонування), космічного високоточного багатоспектрального сканування, які переводять ґрунтогенну інформаційність на якісно новий рівень, головними показниками якого стають повнота, достовірність і швидкість отримання геоєкоінформації. Дедалі зростаючі запити на об'єктивну інформацію про екологічний стан ґрунтів можуть бути забезпечені лише за умови створення відповідних баз даних, для розробки яких залучено сучасні ГІС технології (найменше їх дефініція забезпечується простим розшифруванням «географічні інформаційні системи» — ці системи є більш об'ємними, геоєкосистемними, геонічними, ландшафтно-біокліматичними, ґрунтогенними тощо, зорієнтованими на представлення інформації в її просторово-часовому вимірі). Головна відмінність ГІС технологій від традиційних табличних, текстових та інших даних полягає у встановленні зв'язку між аналітичною, картографічною, графічною інформацією і тематичними даними в формі реляційних баз даних. Це дає змогу легко переходити від одних форм подання даних до інших, поєднувати та комбінувати їх. Можливість комбінувати геодезичні, топографічні, атрибутивні та інші дані взагалі відкриває нові інформаційні можливості щодо їх аналізу і відповідно генерування якісно оновленої інформації про екологічний стан ґрунтів, ґрунтового і ценотичного покривів, ландшафтів і біосфери.

Важливими особливостями ГІС технологій є можливість комплексного збирання, зберігання й аналізу різної семантичної, картографічної та іншої інформації про ґрунти, включаючи підготовку ґрунтово-картографічних матеріалів до інформаційно-аналітичної обробки з метою розробки сучасних моделей (стратегій, сценаріїв) раціонального землекористування з метою окультурювання ґрунтів, підвищення їх родючості, охорони від деградації на основі відповідної інтерпретації геопросторових даних. Така технологія передбачає використання електронних карт, діаграм, спеціальних умовних позначень (кольорових); побудову ізоліній, поверхонь; розмежування процесів і явищ; поєднання всіх цих зображувальних способів для більш якісної оцінки екологічного стану ІП тощо.

Жодна інша технологія не здатна забезпечити такого обтяжного збирання ґрунтогенної геоєкоінформації, завдяки цьому ГІС ресурс є сьогодні на найважливішим стратегічним ресурсом держави.

Створення баз геопросторових даних про екологічний стан ІП, тобто земельної геоінформаційної системи (ЗГІС) починається з формування таких її основних блоків: цифрова модель рельєфу; дані про ґрунти, ІП, ландшафти, БГЦ; дані дистанційного зондування Землі; дані про ефективність господарського використання земель;

метеодані та кліматичні дані; літогенетична інформація. Усі ці дані подаються у вигляді окремих інформаційних пластів (шарів) ГІС, специфіка яких багато в чому визначається їх масштабом. Оскільки стратегічним напрямом є подання ґрунтової інформації у вигляді великомасштабних та докладних карт ґрунтового покриття, то нині увага зосереджується саме на масштабах 1 : 10 000 і більших.

При формуванні цифрової моделі рельєфу (ЦМР) окремого господарства в ГІС-технологіях оцифровуються горизонталі топографічної карти. Результати аналізу ЦМР використовуються для виготовлення картограм похилу, експозицій, форми схилів та інших не менш суттєвих для ґрунтогенезу та господарського використання ґрунтів характеристик рельєфу. Аналогічно формується у вигляді спеціальної картограми в ГІС прошарок агрокліматичної інформації з даними про клімат, погоду, фаціальні особливості ґрунтогенезу, біологічну стиглість ґрунтів тощо. Похідною інформацією цього блоку можуть бути дані конкретних місцевих та регіональних метеостанцій.

Основним блоком ґрунтогенної інформації є геопросторові дані по ґрунтових розрізах і точках відбору зразків (з орного шару, окремих генетичних горизонтах тощо), точно прив'язаних до системи географічних координат.

Блок дистанційного зондування сьогодні формується з використанням даних багатоспектрального сканування із супутників з високою роздільною здатністю (IRS-1C, KBP-1000, IKONOS). Цифрова ґрунтогенна геокоінформація з таких супутників є найбільш придатною для обробки в ГІС, тим більш, що можливість космічної зйомки дають змогу знімати за один раз величезні за площею території ГП. Зібрана при цьому інформація використовується в подальшому для формування блоку моделей раціонального використання земель та окультурювання ґрунтів, вписаних у перспективну інфраструктуру регіону, населені пункти, гідрографічну мережу тощо. Цей блок формується за рахунок використання ретроспективної інформації про ГП, зібраної в період великомасштабного обстеження земель колгоспів і радгоспів 1957 – 1961 рр. та подальшого коригування даних геологорозвідувальних експедицій. Найбільш інформативними вважають аналітичні дані про гранулометричний склад ґрунтів і порід, доповнені результатами сучасних стаціонарних польових та аналітичних досліджень з окультурювання ґрунтів.

Досвід переходу на сучасні ГІС-технології з використанням інформаційного аналізу згаданих вище блоків ЗГІС набуто в ННЦ ПА ім. О.Н. Соколовського під час ґрунтового обстеження Степу Північного Донецького («Краматорська філія» агрофірми «Шахтар»). Опрацювання регіональних моделей ґрунтогенної геокоінформації за даними паралельних наземних досліджень і космічного багатоспектрального сканування (БСС) в ГІС GRASS одразу ж виявило тут

недостатню інформативність сучасних методів ґрунтових досліджень, зумовлену слабкою розробкою регіональних систем ландшафтної (у тому числі фітоценотичної) індикації та багатьма помилками при інтерпретації індикаційних залежностей ґрунтів і чинників ґрунтоутворення. Особливо інформативною виявилася роль дистанційних методів при встановленні зв'язків ґрунтогенезу з іншими ландшафтотворними та біогеоценотичними процесами на ланах, позбавлених рослинного покриву.

На підготовчому етапі досліджень було зібрано планово-картографічні матеріали: топокарту, план землеустрою, ґрунтову карту (М 1 : 10 000), багатоспектральні фотовідбитки, зроблені супутником «Landsat-4» по шести каналах з довжиною хвиль, мкм: 1) 0,45 – 0,52; 2) 0,52 – 0,60; 3) 0,63 – 0,69; 4) 0,79 – 0,90; 5) 1,55 – 1,75; 6) 2,08 – 2,35. Усі ці матеріали було використано для створення окремих прошарків інформації в базі даних ЗГІС. У ході подальшої ітерації (наближення) при розрахунку вегетаційного індексу (NDVI) було помічено лани, не зайняті рослинністю на момент зйомки. Аналіз синтезованого зображення даних космічної зйомки та інформації про рельєф регіону досліджень надав можливість визначити місця закладання ключових ґрунтових розрізів і провести рекогносцирувальне дешифрування ГП в конкретних ландшафтах.

Замість напів'ям і прикопок практикували відбір зразків ґрунту лише з верхніх 10 см орного шару, а зразки з ґрунтових розрізів відбирали з генетичних горизонтів для визначення в них вмісту гумусу та гранулометричного складу. На очищених від рослинності ланах у місцях відбору зразків заміряли яскравість космічного зображення в шести діапазонах видимої та інфрачервоної ділянок електромагнітного спектра. Пошук залежностей між яскравістю космічного зображення, складом і властивостями ґрунтів, кількісними параметрами ЦМР проведено зі статистичною обробкою отриманих даних за допомогою пакета прикладних програм Statistica.

Статистично було виявлено тісну кореляційну залежність між яскравістю багатоспектрального космічного зображення (Я) та складом ґрунтів, а саме вмістом гумусу (Н) та гранулометричним складом (ГС), гумусованістю ґрунтового профілю (ГП) та кількісними параметрами рельєфу в місцях відбору зразків (похилу П, експозиції Е, висоти над рівнем моря В).

Наведений приклад підтверджує гіпотезу про інформаційність ґрунтогенезу в біосфері та ноосфері, а також постулат про те, що ґрунтовий покрив є геоєкоінформаційною системою. При цьому значна частина ґрунтогенної геоєкоінформації концентрується безпосередньо на поверхнях самого ґрунту і ґрунтового покриву, а її якомога повне зчитування стає можливим при застосуванні таких сучасних технологій, як ГІС, ЦМР, ДЗЗ (дистанційне зондування Землі), GPS. Зібрана з їх допомогою геоєкоінформація про стан ГП (макси-

мально адаптована до інформаційної структури ґрунтового покриву) акумулюється в базах даних ЗГІС, складених з окремих геопросторових прошарків за кожним з чинників та процесів ґрунтоутворення. Алгоритмізація сучасних досліджень ґрунтового покриву якогось конкретного регіону в загальних рисах є такою:

- формування прошарків ґрунтогенної геоєкоінформації в ЗГІС, представлених даними багатоспектрального сканування високої роздільності, ЦМР, проектами землеустрою;

- підготовка картографічних матеріалів для польового обстеження ґрунтів щодо розробки ландшафтно-індикаційних та інших моделей;

- польове обстеження ґрунтів з точною GPS-прив'язкою розрізів і місць відбору зразків, ландшафтною індикацією і вибором оптимальних методів ґрунтового картографування;

- створення кількісних електронних ґрунтово-картографічних матеріалів у межах конкретного регіону з використанням сучасних ГІС- та аерокосмічних технологій.

- проведення ноосферно орієнтованих експериментів з окультурування зональних та азональних ґрунтів з комплексним їх аналітичним дослідженням;

- розробка екологізованих моделей раціонального використання земель у ринкових умовах поліваріантного господарювання за різних форм власності на землю.

Технологічний аспект ґрунтогенної інформаційності. Описаний вище або подібний до нього алгоритм надає змогу перейти до принципово нових (електронних) методів дослідження ґґ та до розробки ЗГІС, яка є відкритою системою для поповнення й оновлення існуючих геоєкоінформаційних прошарків за допомогою обчислювальної техніки. Саме вона, а також сучасні досягнення в галузі космічних технологій спричинили нинішній бум, так вдало охарактеризований терміном «ГІС-технології», які постають у вигляді оживленої комп'ютером ґрунтової чи якоїсь іншої карти або картограми. ГІС — це програмно-технологічний комплекс зі збирання, управління, аналізу та відображення просторово та в часі розподіленої інформації.

ГІС передбачає чіткий розподіл даних на два типи: просторові, зумовлені їх місцезрештуванням, та атрибутивні (непросторові). Просторові дані охоплюють географічні (ландшафтні, в тому числі ґрунтогенні, фітоценотичні тощо) об'єкти, представлені точками, лініями, полігонами, ареалами, ґрунтовими та іншими виділами тощо. Атрибутивні дані включають ідентифікатор самого об'єкта і будь-яку інформацію з баз даних, у тому числі малюнки, графіку, інші зображення тощо. Деякі пакети в ГІС належать до різних класів, інші призначені для вирішення вузькоспеціальних (ґрунтознавчих, екологічних) завдань тощо.

ГІС — це не одні лише інформаційні системи для *географії*, а скоріше інформаційні системи, геоекологічно (геоекологічно) зорієнтовані на запити сучасної ноосфери. Дещо спрощено ГІС можна вважати електронно організованою комбінацією загалом звичайних баз даних (атрибутивної, в тому числі ґрунтово-картографічної та іншої інформації), наділених щонайпоужливішим комп'ютерним забезпеченням. Родзинкою таких ГІС є зв'язок електронних та звичайних баз даних, які якомога повніше характеризують конкретні зональні та азональні ґрунти, їх екологічний стан, технології окультурювання та раціонального використання.

Водночас ГІС становлять собою і аналітичні засоби для роботи практично з будь-якою (у тому числі ґрунтогенною) координатно прив'язаною інформацією. В принципі, ГІС можна вважати оновленим розширенням концепції баз даних. У такому розумінні ГІС фактично є новим рівнем і способом інтеграції та структурування інформації (в цьому випадку ґрунтогенної). В тому середовищі природних об'єктів, до якого належать ґрунтові компоненти ландшафту (БГЦ), більша частина інформації (геоекоінформації) є представленою в часовому та просторовому вимірі, а отже, тут відіграють значну роль їх координати, форма, взаємне розташування тощо. Через це ГІС у багатьох випадках значно розширюють можливості звичайних баз даних, надаючи зручності користування та наочності, особливо відчутної в ґрунтовій картографії (своєрідний ґрунтово-картографічний інтерфейс для організації запитів до баз даних: «Що це таке?» та засоби генерації звітності: «Де це знаходиться?»). Однак ГІС здатна надавати звичайним базам даних зовсім нової функціональності, наприклад такої, що використовує просторові взаємовідносини між об'єктами («Що знаходиться поряд — гіпс та ГВК чи, навпаки, вапно та ГВК або ж фосфоритне борошно та ГВК?», «З якими об'єктами пов'язаний масив тих чи інших ґрунтів?», «Які агротехнології чи меліоративні технології використання ґрунтів застосовуються, перетинаються, накладаються і якою мірою?», «Яка модель раціонального використання земель є найбільш оптимальною, екологічною, адаптивно-ландшафтною, біосфероцентричною тощо?»)

ГІС пропонує кардинально оновлений сценарій ґрунтово-екологічних та споріднених з ними досліджень, зокрема картографічних. Так, непомітними стають основні дефекти класичних ґрунтових карт — їх статичність й обмежена інформаційна місткість (будь-яка спроба додаткового інформаційного насичення паперових карт робить їх нечитабельними). ГІС забезпечує управління візуалізацією ґрунтогенної геоекоінформації, оскільки зникають усі перешкоди на шляху виведення (на екран, тверду копію тощо) будь-якого об'єкта з тих, які цікавлять нас лише на цей момент. Легко здійснюваним стає перехід від складних комплексних карт до серій взаємопов'язаних прикладних (агрохімічних, ґрунтово-геоботаніч-

них, екологічних) карт (картограм), що набагато поліпшує структуруваність ґрунтогенної інформації, а отже, й підвищує ефективність її обробки та аналізу. Завдяки ГІС будь-яка ґрунтово-картографічна інформація немов би оживає, стаючи динамічним об'єктом, яким вона є в реальній ландшафтній обстановці. Легко змінюваним є масштаб карти, також легко трансформуються картографічні проєкції і варіюється об'єктний склад карт і картограм (те, що на ній зображено), з'являється можливість «опитувати» через карту в режимі реального часу численні бази даних, а також змінювати способи зображення об'єктів ґрунтового картографування (їх кольори, типи розмежувань і ліній, символів засолення, солонцюватості, оглеєння, еродованості тощо) залежно від змісту баз даних.

Ґрунтознавство охоплює велику кількість сфер застосування ГІС, оскільки воно має справу з територіальним об'єктом дослідження, а нині доведено, що 85 % інформації, запитаної соціумом, має саме територіальну прив'язку. Класичним прикладом є застосування ГІС у різних інформаційно-довідкових та земельно-кадастрових системах, заданих Земельним кодексом України та іншими законодавчими актами земельно-екологічного та ґрунтоохоронного характеру. Наочне представлення швидкоплинно змінюваної інформації здійснюють так звані «поточні чергові карти». Найпотужніші засоби просторово-часового аналізу допомагають створювати цілісні комплекси підтримки процедури прийняття рішень та моделювання природно-техногенних процесів (забруднення ґрунтів; загибель урожаю та загроза голоду; скорочення площ лісових, лучних та степових біомів; природні катастрофи; перенаселення та вимирання людей при дефіциті родючих ґрунтів; пошук оптимальних моделей агрохімічного окультурювання ґрунтів, різні муніципальні завдання на зразок реєстрації власності тощо).

Програмне забезпечення ГІС-технологій здійснюється відповідно до таких категорій ГІС-продукції: спеціалізоване програмне забезпечення; комплексні системи, які включають усі види забезпечення (методичне, програмне, технічне тощо), притаманні розвиненим інформаційним системам; геоінформаційні бази даних різного призначення на носіях цифрової інформації; аерокосмічні знімки, тематичні карти і зображення, текстові звіти.

Спеціалізоване програмне забезпечення, згідно з даними «Асоціації розвитку ринку ГІС-технологій та послуг», представлене кількома класами програмного забезпечення, які відрізняються своїми функціональними можливостями і технологічними етапами обробки інформації: інструментальні ГІС; ГІС-в'ювери; засоби обробки даних дистанційного зондування; векторизатори растрових ґрунтово-картографічних зображень; засоби просторового моделювання; довідково-картографічні системи.

Інструментальні ГІС є самодостатнім пакетом функціоналу, який забезпечує всі стадії технологічного ланцюга: завантаження — обробіток — аналіз — виведення результатів. Найпотужніші представники цього класу («full GIS» — повнофункціональні ГІС) забезпечують:

- двосторонній зв'язок між картографічними та табличними базами даних;
- управління візуалізацією об'єктів;
- роботу з точковими, лінійними та площинними об'єктами;
- введення карт з дигітайзера та їх редагування;
- підтримку топологічних взаємозв'язків між об'єктами та перевірку геометричної коректності ґрунтової карти (замкненість контурів, зв'язність, прилягання);
- підтримку деяких картографічних проєкцій;
- геометричні виміри на карті (довжина, периметр, площа ґрунтових виділів);
- побудова буферних зон довкола об'єктів;
- оверлейнові операції (накладка різних площинних об'єктів);
- створення ґрунтової символіки (нові типи умовних знаків, ліній, штриховок) і елементів оформлення карт (підписи, рамки, легенди);
- підготовка та виведення високоякісних твердих копій;
- вирішення на карті завдань з бонітування ґрунтів, ґрунтово-екологічного районування, грошової та інших оцінок земельних ділянок;
- опрацювання ЦМР з метою прив'язки ґрунтогенезу до рельєфу;
- кореляція СГП з даними інших зйомок (ландшафтної, агрохімічної, екологічної);
- підтримка розробника вставленими засобами програмування.

Найбільш відомими пакетами цього класу інструментальних ГІС є: ARC/INFO компанії ESRI, США (ARC/INFO, PC ARC/INFO, ArcCAD), Intergraph, США; пакет AutoCAD Map-company Autodesk; SMALLWORLD (SmallWorld System, Велика Британія); MapInfo (MapInfo Corporation, США).

ГІС-в'юери (англ. *view* — точка зору) є недорогими (порівняно з full GIS) полегшеними пакетами з обмеженими можливостями редагування даних. Їх призначення — переважно візуалізація та запити до баз даних (у тому числі ґрунтово-картографічних), підготовлених у середовищі інструментальних ГІС, здатних оформити та викреслити ґрунтову карту. Зазвичай, усі розробники повнофункціональних ГІС поставляють також і ГІС-в'юери: ArcView1 і 2 (ESRI, США), WinCAT(Simens Nixdorf, Німеччина).

Засоби обробки даних дистанційного зондування. Матеріали, отримані при аерокосмічних зйомках, потребують попередньої обробки, яка також здійснюється за допомогою продуктів цього ж

класу. Основними етапами тут є: 1) попередній — геометрична та яскравісна корекція, комбінування мозаїки з кількох знімків; 2) тематичний — класифікація, побудова ЦМР, автоматичне виділення (розпізнавання, дешифрування) об'єктів.

Для користувача ГІС основна обробка є проблемною процедурою, пов'язаною з *дешифруванням* знімків, яке, в свою чергу, поділяють на *об'єктне* і *тематичне*. *Об'єктне* включає контурне дешифрування, тобто максимально точне оконтурювання ґрунтових виділів, земельних ділянок, сільськогосподарських угідь тощо; ідентифікацію — розпізнавання та виділення конкретних об'єктів. Іноді не має значення, наскільки точно обведено контур ґрунту і описано його кольорові характеристики. Важливо, щоб цей об'єкт був точно діагностованим (належить до автоморфного ряду ґрунтів — чорноземів тощо). *Тематичне дешифрування* робить акцент не стільки на точному оконтурюванні меж ґрунтових виділів, скільки на правильному його наповненні тематичним змістом: яка товща нафтової плівки на річці, який вміст важких металів у ґрунті тощо. Найвідомішими представниками є ERDAS Imagine, ER Mapper, серія продуктів Intergraph, TNT Mips.

Векторизатори растрових ґрунтово-картографічних зображень пов'язані з уведенням картографічних даних. Оскільки основна аналітична робота в ГІС-пакетах реалізується на векторній моделі даних, то існує велика група завдань з обробки відсканованих растрових картографічних зображень. Векторизатори є ГІС-аналогами найпопулярнішої родини OCR (FineReader, CuneiForm). У цьому класі популярними є російські продукти, оскільки західноєвропейські розробки є занадто дорогими і ґрунтуються винятково на UNIX-машинах. Розробники на теренах СНД пропонують десятки пакетів, які функціонують на різних платформах і за ефективністю не поступаються закордонним аналогам. Серед них помітно виділяються російські продукти: SpotLight, Vectorly Consistent Software, Easy Trace Group, MapEdit, AutoVEC IBS.

Засоби просторового моделювання призначені для вирішення завдань моделювання просторово-розподілених параметрів: обробка результатів польових досліджень; побудова тривимірної моделі рельєфу, а також моделей гідрографічної мережі (включаючи ділянки затоплення); розрахунок можливих шляхів перенесення забруднювачів ґрунту тощо. Ці ГІС-продукти представлені лініями фірм США Eagle Point, SOFTDESK та ін.

Довідниково-картографічні системи є закритими (щодо формату й адаптації) оболонками, наповненими простим механізмом запитів та відображення. Користувач тут позбавлений можливості зміни даних. Представники цього класу ГІС-пакетів відомі широкому колу комп'ютерної громадськості. Багато клієнтів використовували або бачили електронні карти багатьох міст СНД (модель Мос-

кви MOM, Nhsoft, M-CITY TOO «Макроплан» тощо), багатотисячно розтиражовані системами СІТІ (ЕРМА Інтернейшнл).

ГІС-технології є сьогодні масово запитаними, у тому числі в ґрунтознавстві, де їх вивчення стало невід'ємною частиною навчальних програм. ГІС-модулями оснащуються такі значно поширені офісні пакети, як Excel, Lotus 1-2-3, CorelDRAW тощо. Сучасні моделі *notebook* оснащуються приймачем GPS, а отже, й програмами точного позначення будь-яких об'єктів ґрунтового-екологічних та споріднених з ними ландшафтних досліджень, а також об'єктів земельної реформи як на місцевості, так і на карті. За даними компанії Dataquest, у 1997 р. виручка від продажу програмного ГІС-забезпечення перевищила 1 млрд дол. США, а з урахуванням апаратних засобів ринок ГІС наближається до 10 млрд дол. США почали запустити комерційних супутників високої роздільності (в найближчі десять років заплановано запустити до 100 таких систем), які дають змогу ґрунтознавцям систематично отримувати інформаційні масиви надвисокої точності, завдяки таким характеристикам:

- цифрова знімальна апаратура з роздільністю у перших апаратів 3 м у панхроматичному і 15 м у чотиризональному режимі зйомки, а в майбутньому — 0,85 м;

- час отримання інформації користувачем планується не більшим від 48 год з моменту зйомки, а в екстрених системах цей час буде скорочено до 15 хв;

- точність прив'язки в 10 см (точність карт масштабу 1 : 2000 – 1 : 5000);

- періодичність зйомок 24 год при ціні, що дорівнює вартості аерофотозйомки відкрило ґрунтознавцям доступ до цих високоточних матеріалів.

Глобальна система позиціонування (GPS). Донедавна не існувало жодного зручного, точного, а тим більше універсального методу визначення місцезонаштування ґрунтового розрізу на місцевості й на карті. Поява GPS зумовила кардинальні зміни у цій галузі. Сьогодні в будь-якій точці Землі і в будь-який час прилад GPS забезпечує вирішення усіх завдань з визначення місцезонаштування та параметрів пересування.

Система GPS, створена в США за 12 млрд дол., складається з 24 штучних супутників Землі та мережі спеціальних наземних станцій стеження, які забезпечують регулярне визначення параметрів цих супутників та корекцію бортової інформації про їх орбіти. Супутники з космосу безперервно передають радіосигнали, створюючи цим довкола земної кулі «геоінформаційне поле». GPS-приймач вловлює сигнали та вимірюванням відстаней до кількох космічних супутників визначає координати. При цьому супутники відіграють роль прецизійних (високоточних) опорних точок. Відстань до супутника визначається вимірюванням часу проходження радіосигналу від супутника до GPS-приймача.

Крім визначення трьох актуальних координат (довготи, широти і висоти над рівнем моря), GPS забезпечує: визначення трьох складових швидкості об'єкта; визначення точного часу з точністю не менш як 0,1 с; розрахунок точного шляхового кута об'єкта; прийом та обробку допоміжної інформації.

Сьогодні експлуатується супутникова навігаційна система (СНС) NAVSTAR, впроваджена (разом з мережею контрольних станцій) у 1988 р. Міністерством оборони США, яке надає можливість користуватися нею безплатно всім цивільним організаціям (з певними обмеженнями точності визначення координат — так званий селективний доступ, який забезпечується зашумлюванням радіонавігаційного сигналу, використовуваного при вимірюванні. Для точних вимірювань застосовується спеціальний диференціальний метод. На ринку СНД різними державними та комерційними організаціями пропонується GPS-обладнання виробників: США (Ashtech Inc., Magellan, Trimble Navigation Ltd.), Швеція (Geotronics AB), Швейцарія (Leica AG), Франція (Sercel).

Сфери застосування GPS є надзвичайно широкими: навігація будь-яких рухомих об'єктів і неодмінно ґрунтознавчі та землевпорядні завдання (картографування, приватизація земельних ділянок, вимірювання площ ґрунтів та агровиробничих груп, вимірювання самої Землі та її поверхні). Тут можуть використовуватися не лише окремі приймачі, а й вимірювально-обчислювальні комплекси, точність вимірювання якими досягає кількох міліметрів. Поєднуючи можливості GPS та інших технічних засобів, створюються інформаційно-вимірювальні системи, які дають змогу на кілька порядків підвищити точність вирішення старих завдань. GPS-приймач стає мініатюрним та дешевим, не лише незамінним супутником ґрунтознавця, а й таким же звичним побутовим приладом, як телефон, надаючи змогу присвоїти унікальну адресу буквально кожному квадратному метру земної поверхні з її неповторними в кожному місці ґрунтами. Отже, ґрунтознавці, як і пересічні громадяни перестануть губитися в пошуках потрібного об'єкта.

Дистанційне зондування (ДЗ) поряд з традиційною геоеконформативністю становить інформаційну основу ГІС-технологій, з кожним роком дедалі більше домінуючи над ґрунтовими картами, таблицями тощо. Етап «первинного накопичення» інформації із існуючих її паперових фондів у найближчій історичній перспективі закінчиться, поставивши проблему оновлення інформації в ГІС.

Дистанційним зондуванням називають будь-які дослідження неконтактними способами, передусім різного роду зйомки з літальних апаратів (як атмосферних, так і космічних), у результаті яких отримують зображення земної поверхні в певному діапазоні (діапазонах) електромагнітного спектра. Саме через космічні знімки, зроблені з систем LANDSAT TM і LANDSAT MSS, ґрунтознавці, як і інші дослід-

ники Землі, вперше ознайомилися з *цифровими* («сканерними») знімками. Космічні дрібномасштабні зйомки є унікальними, оскільки вони дають змогу охопити відразу цілий регіон та виявити такі узагальнені особливості ландшафтів, які при спробах відтворення їх за дрібними фрагментами просто вислизують з поля зору ґрунтознавців та інших дослідників. Попереду їх очікує епоха чергових інформаційних бумів, спричинених значним обсягом космічних знімків зі ШСЗ (штучних супутників Землі), а не з пілотованих апаратів.

За методами реєстрації зображення поділяють на аналогові та цифрові. *Аналогові* є практично лише фотографічними системами зйомки, хоч принципово існують також і системи з телевізійною реєстрацією, однак їх роль, за винятком деяких спеціальних випадків, є мізерною. У фотографічних системах усе відбувається так, як і в звичайному фотоапараті, де зображення фіксується на плівку, яку після приземлення літального апарату або спеціальної спущеної на Землю капсули проявляють і сканують для використання в комп'ютерних технологіях.

Цифрова система зйомки віддає перевагу *сканерним*, тобто системам з лінійним розташуванням наборів світлочутливих елементів та певної (оптико-механічної) системи розвертання зображення на цю лінійку. Найбільшого поширення набувають також системи з плоскими двовимірними масивами світлочутливих елементів. І хоча в останньому випадку ніякого реального розвертання зображення не відбувається, як у сканері, такі цифрові системи зйомки нерідко за традицією також називають *сканерами*.

Існують також і *радіолокаційні системи зйомки*, сконструйовані зовсім за іншим принципом. Первинні (сирі) дані, отримані з радару, є ще далекими від зображення, яке потрібно відновлювати з допомогою досить складної обробки, специфічної для конкретного типу радару. Відповідне програмне забезпечення не пропонується на ринку, оскільки є власністю розробника та господаря знімальної системи. *Радар* — це абсолютно унікальне джерело даних, оскільки він, на відміну від інших, є активним сенсором, що сам «висвітлює» ділянку Землі, яку знімають, у зв'язку з чим час доби для радарних зйомок не є важливим.

Усі цифрові системи зйомки мають очевидну перевагу над фотографічними в оперативності отримуваної інформації. В разі космічних зйомок знімки передаються на Землю по радіоканалу. Отже, не потрібно чекати, доки апарат витратить весь запас плівки (в багато тисяч кадрів) і скине її на Землю зі спущеною капсулою, після чого плівку нарешті буде проявлено та відскановано. Донедавна цифрові системи значно поступалися фотозображенню своєю роздільністю, проте сьогодні це залишилося в минулому.

Однак видимий діапазон представляє лише дуже незначну частину електромагнітного спектра. Більш короткі довжини хвиль

(*ультрафіолетова область*) мало використовуються в дистанційному іонному зондуванні через дуже сильне поглинання атмосферою. Зате *інфрачервона область*, яка займає значну ділянку спектра від 700 до 15 000 нм, виявилася досить інформативною, у зв'язку з чим вона широко використовується в дистанційному зондуванні. Проте такі «багатозональні» зйомки у фотографічному варіанті мають багато дефектів, які стають особливо відчутними останніми роками, коли основними засобами опрацювання знімків стали комп'ютерні системи. Однак головною інформаційною перешкодою для застосування будь-яких фотографічних систем залишається їхня недостатня оперативність. Саме тому найбільший інтерес для ґрунтознавців, екологів та багатьох інших дослідників з усіх варіантів космічних багатозональних зйомок сьогодні викликають унікальні можливості цифрових систем — LANDSAT TM, SPOT, NOAA тощо. Тепер з'явилася можливість прямого отримання даних дистанційного зондування на власні приймальні станції користувача. Незважаючи на те, що такі знімки мають порівняно низьке вирішення, вони все ж дають змогу додати, наприклад, до регіональної ГІС унікальний прошарок оперативної інформації (у тому числі ґрунтогенної). Уже сконструйовано та запропоновано покупцям пересувні станції прийому даних практично з будь-яких супутників, включаючи LANDSAT TM, SPOT, ERS-1 та ін. Найменш доступною є на сьогодні геоєкоінформація з російських апаратів ДЗ з причини її високої ціни та засекреченості, спричинених орієнтацією на інтереси ВПК. Поява зовсім інших користувачів геоєкоінформації (у тому числі й ґрунтогенної) з іншими (цілком цивільними, заданими потребами земельної реформи та екологічними проблемами) запитами потребує термінового внесення змін у космічно-інформаційні технології, випробувавши їх умовами ринку.

Насамкінець зауважимо, що ГІС-технології стоять на порозі чоргового інформаційного буму і ґрунтознавці повинні йти в цьому напрямі в ногу з іншими науковцями цивілізованого світу.



Контрольні запитання і завдання

1. Дайте оцінку фундаментальній інформаційній функції ґрунту.
2. Розкажіть про історію проникнення інформаційних ідей у ґрунтознавство.
3. Охарактеризуйте інформаційну триєдність ґрунту.
4. У чому полягає інформативність понять «ґрунт-пам'ять», «ґрунт-момент», «ґрунт-віддзеркалення»?
5. Якою є класифікація інформаційності ґрунтогенезу в біосфері та ноосфері?
6. Наведіть приклади матеріальної та ідеальної інформативності ґрунтогенезу.
7. Як накопичувалась ідеальна інформація про ґрунтогенез в останні десятиліття?
8. Охарактеризуйте застосування інформаційних технологій у ґрунтознавстві.
9. Що таке ГІС-технології, та як вони впроваджуються в ґрунтознавство?
10. Опишіть особливості програмного забезпечення ГІС-технологій у ґрунтознавстві.

Розділ 27

РЕСУРСНИЙ ПОТЕНЦІАЛ ҐРУНТІВ І ЗЕМЕЛЬ

Ресурсний потенціал ґрунтів однозначно пов'язується з їх родючістю, про що йшлося в попередніх розділах (дефініції, розшифрування, смислове наповнення, бонітети, система підвищення родючості ґрунтів, їх окультурювання, захисту тощо). Однак на практиці трапляється так, що на еталонно родючих ґрунтах з різних причин не вдається зібрати необхідний урожай сільгоспкультур. Через це стає доцільним проведення якісного обліку ґрунтових ресурсів з врахуванням різних екоситуацій у межах ґрунтово-біокліматичних поясів і областей. Побудова в цій системі ландшафтно-екологічної типізації земель підпорядковує всі соціально зашитані ресурсні можливості ґрунтів загальнобіосферному контексту. Зауважимо, що ґрунт, земля, мінерали, породи були природно-історичними утвореннями (В.В. Докучаєв) лише до появи означеного попиту на них. Коли ж з боку Соціуму такий запит надійшов, то ґрунти і землі перетворились на ресурси з їх потенційними та ефективними можливостями.

З розмаїтої поліфонії аспектів поняття «земля», як найважливішої категорії природничо-соціального толку, головний акцент ще раз зробимо тут на тому, що *земля є загальним засобом виробництва*, наділеним такими унікальними рисами, як: а) просторова обмеженість; б) продуктивна необмеженість (родючість ґрунту); в) постійність місця розташування; г) незамінність (передусім у сільському господарстві); екоетично Земля визнається Матір'ю, першим партнером і партнером Людини за співіснуванням з Біосферою; юридично передбачається наявність у землі її конкретного власника (в Україні узаконено різні форми землеволодіння, передусім приватну й державну).

Земля є дійсно дуже важливим ресурсом, без якого неможливе життя на нашій планеті. Земельні ресурси, на відміну від рослинних чи тваринних, не можна створити додатково, збільшити кількісно. Це визначає їх обмеженість взагалі, а придатних для сільськогосподарського виробництва — особливо. Оскільки *земельні ділянки* неможливо перемістити у просторі, то продуктивні властивості землі визначаються стійкими для кожної конкретної місцевості комплексами природних чинників.

Розмаїття тих природних та економічних властивостей землі, що визначають характер її використання, саме і зумовлюють потребу в

класифікації, розподілі земель за видами та якістю угідь, категоріями землекористувачів та багатьма іншими ознаками, які є основним змістом *земельного фонду України* (фр. *fond* від лат. *fundus* — фундамент, основа — ресурси, запаси, в тому числі й земель держави). Як природний об'єкт земельний фонд неодмінно характеризується родючістю ґрунтів, лісопокритістю, водним дзеркалом, вмістом корисних копалин тощо, а як економічний об'єкт — формою власності на землю, суб'єктами володіння, користування, розпорядження нею тощо. Кількісні та якісні параметри земельного фонду України є вихідним геоєкоінформаційним масивом для подальшого аналізу з метою вибору шляхів раціонального використання земельних ресурсів.

Земельний фонд України у 2003 р. становив (за даними Держкомзему) 60 354,8 тис. га. Це неоціненне національне багатство, здатне за умови ефективного та екоетичного використання забезпечити саме той високий та комфортний добробут, який гарантує громадянам України її Конституція. Вона закріпила за українським народом право власності на земельні та інші природні ресурси, якими її громадяни відтепер можуть володіти, користуватися та розпоряджатися на правах приватної, державної і комунальної власності. Земельні відносини опинились нині в центрі повсякденних турбот держави, яка прагне врегулювати ці проблеми в ході земельної реформи та переведення економіки на ринкові засади. Земельний фонд України надає підстави вважати її територіально найбільшою (після європейської частини РФ) країною Європи, яка володіє еталонно родючими і високопродуктивними землями. Отже, Україна, посідаючи перше місце в Європі за територією і найродючішими ґрунтами, все ще не використовує належним чином високий ресурсний потенціал своїх ґрунтів та земель, про що передусім свідчить екологічно та економічно невиправданий високий рівень розораності. Згідно із Земельним Кодексом України виділяють такі категорії земель: а) сільськогосподарського призначення; б) житлової та громадської забудови; в – е) природно-заповідного, природоохоронного, оздоровчого, рекреаційного призначення, історико-культурного призначення; е – ж) лісового та водного фондів; з) промисловості, транспорту, зв'язку, енергетики оборони, а також землі запасу (не надані у власність або користування). *Земельна ділянка* законодавчо визначена як частина земної поверхні з установленими межами, певним місцем розташування та гарантованими щодо неї правами.

Понад 71 % території України зайнято сільськогосподарськими угіддями, 17,3 % — лісами і лісопокритими землями, 11,4 % — містами, селами та іншими населеними пунктами (7,1 млн га — з усіма видами угідь в їх межах). Понад половини території держави (65,7 %) використовують сільськогосподарські товаровиробники (у тому числі

18,8 % — громадяни і 36,9 % — сільгоспідприємства). Ще більшою є частка продуктивних угідь в їх користуванні. Зокрема сільськогосподарські підприємства використовують близько 65 % сільськогосподарських угідь, а громадяни — 26 %. У період 1991 – 2004 рр. в розподілі земель відбулися принципові зміни, внаслідок яких мільйони громадян України стали землевласниками, а структура земельного фонду за формами власності суттєво змінилася: від переважно колективної та державної до пріоритетів власності фізичних та юридичних осіб.

В Україні виникло багато нових агроформувань ринкового типу: з 61 178 (на 1 січня 2003 р.) діючих господарських суб'єктів приватні підприємства становили 15,3 %, виробничі кооперативи — 3,4, селянські (фермерські) господарства — 70,4; держпідприємства — всього 0,9, інші форми — 3,3 %. В оренду було передано земельні ділянки площею понад 22 млн га. Однак довгострокових договорів укладено менше ніж 2 % і це при тому, що світова практика беззаперечно свідчить про те, що лише хазяїн землі здатен повною мірою здійснити весь комплекс окультурювальних заходів щодо підвищення родючості ґрунтів, а орендар спричинює виснажувальні тенденції у використанні землі.

Здійснюваний в Україні вже друге десятиліття перерозподіл земель закріпив чітко окреслений законодавством пріоритет приватного землеволодіння. Це посприяло суттєвим змінам в інших сферах аграрного сектора, посилило інтерес до економічної та грошової оцінки земель, бонітування ґрунтів, врегулювання екологічних, природоохоронних, багатьох інших супутніх проблем.

На початок 2001 р. загальна площа сільгоспугідь, передусім ріллі, зменшилася на 2953,3 тис. га. Ця тенденція протягом десяти років переважала, але спостерігалися і протилежні процеси — збільшення площі сільгоспугідь у деяких областях (скажімо, з 1991 по 1995 рр.). Площа інших складових сільгоспугідь змінилася не так значно, як рілля. Зокрема, за останніх десять років площа сіножатей і пасовищ збільшилася на 0,3 млн га (зате площі багаторічних насаджень зменшилися за цей же період на 347,6 тис. га). Наведені приклади засвідчують, що сільськогосподарські (передусім орні) землі аграрних підприємств протягом останнього десятиліття були об'єктом вилучення із сільськогосподарського обігу, особливо помітного у Чернігівській, Полтавській, Житомирській, Вінницькій областях. При еколого-економічних оцінках цієї тенденції слід враховувати і те, що вилучення земель із сільгоспобігу часто є наслідком безгосподарського їх використання — спад родючості ґрунтів через ерозію, забруднення тощо роблять землі непридатними для сільськогосподарського використання, що й зумовлює виведення їх з цільового використання.

Незважаючи на те, що в Україні природна якість земельних угідь є дуже високою (більше ніж 40 % її території вкрито еталонно

родючими чорноземними ґрунтами), тут продовжується екологічно небезпечна, економічно невиправдана практика щорічного відведення до 14 тис. га сільськогосподарських земель для несільськогосподарських потреб. Дуже важливою тут є альтернатива у вигляді рекультивації своєчасно повернутих сільгоспідприємствам відпрацьованих земель. Загалом же, головним пріоритетом трансформування сільгоспугідь в агропідприємствах стає раціональний розподіл їх з метою ефективного використання земель, яке багато в чому (якщо не в усьому) залежить від екологізації будь-яких економічних моделей використання землі.

Структура сільськогосподарських угідь є одним з найважливіших показників рівня інтенсивності використання землі, співвідношенням таких її складових, як рілля, пасовища, сінокоси, багаторічні насадження. У Радянському Союзі Україна посідала четверте місце (після Туркменської, Казахської і Молдавської РСР) за рівнем освоєності земель. Нині спостерігається падіння рівня освоєності, але воно є незначним — частка сільгоспугідь становить 69,3 % від загальної земельної площі (у 1990 р. вона була 69,6 %). Інші складові сільгоспугідь — багаторічні насадження, сіножаті і пасовища станом на 1 січня 2003 р. відповідно займали такі площі: 1317,6 тис. га (3,15 %), 2410,2 тис. га (5,8 %), 5528,5 тис. га (13,2 %). Розораність сільгоспугідь, хоча і використовується як показник розвитку сільського господарства, в Україні має і значні недоліки: 1) третина ріллі розташована на еродованих крутосхилах, на яких витрачаються значні матеріально-фінансові та трудові ресурси, неадекватні зібраним врожайам; 2) висока розораність є індикатором економічно збиткового, екологічно небезпечного екстенсивного шляху використання землі та природних ресурсів взагалі, а отже, не може бути стратегічною моделлю розвитку економіки України. Сільськогосподарська освоєність земель у нашій країні перевищує всі екологічно та економічно обґрунтовані межі — наприклад, розораність земель у США становить 15,8 % (а сільгоспугідь — 35,9 %); у Великій Британії, Франції, ФРН — 28 – 32 %, де частка ріллі становить від 40,0 до 57,8 %).

Нинішнє скорочення ріллі в Україні все ще не супроводиться окультурюванням орних земель, а отже, не зупиняє їх деградації.

Ефективність використання земельних ресурсів, яка визначається подушною площею ріллі, нині характеризується загальносвітовою тенденцією зменшення цього показника. Однак в Україні він зростає через те, що кількість населення зменшується швидше, ніж темпи розораності. Це пояснюється кризою в соціально-економічній сфері, подолання якої належить до першочергових пріоритетів держави — потрібно особисто зацікавлювати власників землі в її оновленні, підвищенні родючості ґрунтів, економічної ефективності використання сільськогосподарських угідь.

Не зменшується інтерес самої держави й до таких загальнови-знаних чинників підвищення ґрунтової родючості та інтенсифікації землеробства, як меліорації. Охарактеризовані в попередніх главах меліоративні заходи, окрім суто ґрунтово-екологічного (окультурю-вального), мають також велике господарське та економічне значення, оскільки збільшують площі земель, придатних для гарантовано-го отримання високих, біологічно повноцінних врожаїв за будь-яких погодних умов. Однак ігнорування науково аргументованих реко-мендацій з цього приводу призводить до засолення, осолонцювання, підтоплення, перезволоження, заболочування, розпорошування, переуцільнення, загалом зниження родючості ґрунтів.

Саме цим пояснюється, що майже 45 % осушених земель мають ґрунти з підвищеною кислотністю; до 8 % є засоленими; 11 — пере-зволоченими; 13 — заболоченими, більше ніж 18 — дефльованими, 5 % — еродованими. Створення в Поліссі великих осушувальних систем на болотах і заболочених угіддях, нехтування еволюцією гід-роморфних ґрунтів і цілих ландшафтів при їх проектуванні та будівництві спричинили їх очевидне погіршення в цій екологічно вразливій зоні, супроводжуване падінням урожайності вирощува-них культур і відчутними економічними збитками.

Деградують і втрачають родючість зрошувані землі — 14 % за-знають ерозії, 5 — перезволоження, 8 — підлугування, 30 % — осолонцювання та засолення тощо. Підвищення РГВ загрожує вто-ринним засоленням, запобігання якому потребує капітало- та тру-домісткого спорудження дренажно-колекторної мережі. Не виріше-ною залишається проблема утилізації майже 2,5 млрд м³ мінералі-зованих (15 – 20 г/л) забруднених агрохімікатами дренажних вод.

Не менш тривожною є екологічна ситуація на агрохімічно окуль-турюваних (у тому числі із застосуванням хімічних меліорантів) ґрунтах. Об'єктивним економічним показником ступеня інтенсифі-кації землеробства є, як відомо, баланс основних елементів живлен-ня сільськогосподарських культур. Забезпечення вирощуваних культур НРК з добривами зростало протягом 1966 – 1985 рр., а по-тім (1986 – 1990) почало знижуватись, а останніми роками вкрай погіршилося. Так, якщо в 1990 р. під посіви сільгоспкультур було внесено 140 кг/га д.р. добрив, то в 1993 р. — 75, а в 2003 р. лише 13 кг/га. Частка удобрюваних земель знизилась до 22 %, а баланс поживних речовин став вочевидь дефіцитним. І це при тому, що в Україні площі орних земель, які підлягають агрохімічному окуль-турюванню, становлять 12 млн га (кислі ґрунти — 9,2, засолені та солонцюваті — 2,1 млн га). Для підвищення їх родючості необхідно щороку вносити вапно майже на 2 млн га і гіпсові матеріали — на 0,3 млн га.

Докладний еколого-економічний аналіз ефективності проведених заходів з окультурювання ґрунтів дає змогу втілити стратегію підви-

щення родючості ґрунтів у практику реального господарювання на землі, основу на глибокому розумінні сенсу рентабельного екологічно зорієнтованого використання сільгоспугідь, яке враховує не лише природні властивості та екологічні режими зональних та азональних ґрунтів, а й економічний зиск від використання землі як природного тіла і незамінного засобу сільськогосподарського виробництва.

Різноманітність ґрунтово-біокліматичних умов зумовлює потребу у диференційованому впровадженні науково обґрунтованої системи ведення сільського господарства, яка в будь-якому разі повинна передбачати підвищення родючості ґрунтів, поліпшення екологічного стану сільгоспугідь, а також економічну прибутковість від використання землі.

В Україні у 2002 р. проти 1990 р. спостерігалось значне (більш як у 1,6 раза) падіння ефективності використання земель, особливо в тваринництві — у 2002 р. виробництво валової продукції на 1 га сільгоспугідь становим лише 52,3 % від рівня 1990 р. (в рослинництві — 77,5 %). Зауважимо, однак, що роль особистих господарств у виробництві продукції рослинництва (передусім овочів) за цей період значно зросла. У тваринництві ж ці господарства стали провідними.

Функціонування аграрного сектора впродовж десяти років у площинах двох несумісних (планово-розподільній і ринковій) економік призвело до того, що з 1995 р. рівень збитковості сільгоспідприємств щороку збільшувався. Все це й спонукає пов'язувати перспективи підвищення ефективності використання окультурюваних земель з розвитком фермерських господарств. Їх поки ще низька ефективність пояснюється непропорційно значним і неаргументованим податковим тиском, а загалом виробничо-фінансовою кризою вітчизняного сільського господарства, яка й зумовила зниження рентабельності сільгоспвиробництва, зробивши збитковими більше ніж 90 % підприємств усіх форм власності: в середньому продукування врожаю на 100 га сільгоспугідь завдавало суб'єктам господарювання збитку в 1998 р. в розмірі 13 тис. грн, у 1999 — 11 і лише у 2002 р. — 1,5 тис. грн.

Аналіз ефективності використання сільськогосподарських земель різними господарськими формуваннями свідчить, що кінцевий результат прямо залежить **від ставлення до землі**. Запровадження в 1986 – 1990 рр. науково обґрунтованої системи удобрення в тогочасних сівозмінах забезпечило аграрному сектору економіки отримання високих і стабільних врожаїв основних сільськогосподарських культур (у середньому тоді в Україні було зібрано, ц/га: зернових — 36,7, кукурудзи на зерно — 33,6, цукрових буряків — 288,6, соняшнику — 17,2, картоплі — 126,4, льону-довгунця — 5,7 волокна). Коли ж удобрення випало з арсеналу окультурювальних агротехнологій, ефективність використання земельних ресурсів в Україні різко знизилась.

У цьому ж напрямі спрацювало погіршення технічної оснащеності підприємств — так, наприклад, у 2000 р. виробництво тракторів і сільгосптехніки скоротилося майже в 27 разів проти 1991 р. За таких умов економічно привабливою альтернативою для фермерів та інших власників землі стають екобезпечні енерго- і ресурсозберігаючі агротехнології з мінімальним застосуванням сільгосптехніки в адаптивно-ландшафтних системах біосфероцентричного землеробства.

Законодавча база ефективного використання ресурсного потенціалу ґрунтів і земель. Гальмом ефективного землекористування, як складової частини національної економіки, довго залишались законодавчі колізії в земельних відносинах. *Земельний кодекс України*, який повністю відповідає її *Конституції*, зняв більшість з них. Він включає: I. Загальні положення. II. Землі України. III. Права на землю. IV. Набуття і реалізація права на землю. V. Гарантія прав на землю. VI. Охорона земель. VII. Управління в галузі використання і охорони земель. VIII. Відповідальність за порушення земельного законодавства. IX – X. Прикінцеві і перехідні положення. Концептуальна новизна Земельного кодексу полягає у тому, що:

- пріоритетною стала приватна власність на землю громадян і юридичних осіб;
- право власності на землю отримали іноземні громадяни (з обмеженням їх права власності на сільськогосподарські землі) та юридичні особи;
- права на землю реєструє держава, а земельні відносини регулює ринок.

Принциповим тут є те, що:

- створено умови для аграрного землеволодіння зняттям обмежень розмірів земельних ділянок, в тому числі й щодо придбання їх у власність громадянами та юридичними особами;
- стимульовано використання сільськогосподарських земель не-сільськогосподарськими підприємствами;
- підкреслено імперативність цільового використання сільськогосподарських земель їх власником чи орендарем.

Посилено особливий порядок охорони, збереження і відтворення родючості ґрунтів при сільськогосподарському використанні земель. На власників і користувачів земельних ділянок з особливо цінними землями покладено відповідальність за їх збереження. Нормою безоплатної приватизації земельних ділянок для особистого селянського господарства є 2 га, однак площу такого (як і фермерського) господарства принципово не обмежено. Урегульовано права на землю громадян у господарських товариствах і кооперативах. Їх члени отримали право на безоплатну приватизацію ділянок, що за площею дорівнюють земельному паю. Вирішено проблеми купівлі-продажу, викупу, дарування, успадкування, оренди, обліку земель-

них ділянок. Визначено концептуальні засади іпотеки та інші аспекти земельних відносин в умовах ринку.

Трансформація сільськогосподарських угідь відтепер має здійснюватись з огляду на необхідність екологізації як довгострокової перспективи розвитку аграрного сектора економіки, головними суб'єктами якого є земля та її власник — два рівноправних партнери по коеволуції з біосферою, причому землевласник стає зацікавленим в окультурюванні ґрунтів та оновленні землі не менш, ніж у інших результатах своєї праці на довгостроковий період. Цим власне й актуалізується завдання трансформування наявних сільгоспугідь з одночасним підвищенням ефективної родючості ґрунтів (застосування органо-мінеральних добрив, розвиток зрошувальних, осушувальних, хімічних, фіто- та інших меліорацій, захисту ґрунтів від ерозії, дефляції, забруднення тощо).

Будь-які зміни у складі та співвідношенні земельних угідь, які відбувались впродовж усієї історії аграрного виробництва, фіксувалися земельним кадастром, який містить інформацію про природний, господарський і правовий стан земель, якісну оцінку угідь, підтверджену матеріалами геологічних, меліоративних, ґрунтових, геоботанічних та інших досліджень. Стратегічне бачення напрямів використання земельних ресурсів у перспективі визначає майбутню структуру сільгоспугідь і характер заходів з трансформації земельних угідь з метою збільшення виходу продукції з одного гектара при скороченні витрат на одиницю продукції.

Землекористувачам нині надано право самим визначати напрями сільськогосподарського використання земельних угідь. Проте прогноз такого використання у агровиробництві залишається найважливішим загальнодержавним пріоритетом, який дає змогу вчасно коригувати фахові дії самих користувачів та власників землі, наділяє їх розумінням глибинних цілей господарської діяльності, зорієнтованої на ноосферну перспективу, підказує способи її здійснення. Прогнозування передбачає: 1) вивчення сучасної структури і стану земельного фонду; 2) економічний аналіз ефективності використання сільгоспугідь з врахуванням потреб у земельних ресурсах сільськогосподарського призначення на перспективу; 3) виявлення можливих джерел природу таких земель (рекультивація тощо); 4) визначення стратегічних напрямів трансформації сільгоспугідь та їх структури; 5) складання перспективної моделі земельного балансу за основними категоріями земель і землекористувачів.

Дефіцит земельних ресурсів сільськогосподарського призначення в Україні відсутній, що засвідчує подушна площа ріллі — 0,64 га в 1998 р. (у Франції — 0,31 га, в Німеччині — 0,14, у Великій Британії — 0,12, у США — 0,65 га). Єдиним гальмом розвитку сільськогосподарського виробництва в Україні є неефективне використання її неоцінених земельних ресурсів (оранка еродованих, піщаних,

засолених, інших малопродуктивних земель), що й зумовило значний економічний ризик (через підвищення собівартості продукції, зменшення прибутків), призвело до розпорошення матеріально-технічних ресурсів, а загалом до профанації самої ідеології інтенсифікації виробництва. Як показує світовий досвід, підвищення ефективності сільгоспвиробництва стає можливим за умови раціонального використання високородючих ґрунтів та зниження капіталовкладень у малопродуктивні землі. З огляду на це, в Україні з 1986 р. впроваджується ґрунтозахисна КМСЗ, яка обмежує використання малопридатних земель (переведення їх із ріллі у сіножаті, пасовища з організацією на них кормових угідь, посадкою лісів, садів, виноградників тощо).

Виведення з обробітку та зі складу ріллі саме деградованих і малопродуктивних земель фактично означає докорінний перехід на адаптивно-ландшафтну екологізовану організацію території сільгоспдприємств, яка передбачає навіть консервацію земель, тобто тимчасове (до 10 років) виведення з обробітку еродованих, дефльованих, забруднених та інших деградованих і малопродуктивних земель. Основним критерієм припинення оранки схилів є їх крутизна. Землі схилів, крутіших за 2° , виводять з обробітку. До 2010 р. в Україні передбачається зменшити площу сільгоспугідь майже на 6 %.

Подальше використання виведених з ріллі земель здійснюється згідно з проектами, складеними по кожному конкретному господарству. Незмінним тут залишається правило: землі на схилах крутістю $2 - 5^\circ$ використовують під культурні сіножаті з багаторічними агрофітоценозами; $5 - 10^\circ$ — відводять під нормовані культурні пасовища, а на схилах $10 - 15^\circ$ здійснюють суцільне заліснення, посадку садів, виноградників, горіхоплідних тощо. При цьому в ерозіонебезпечних регіонах співвідношення *рілля* : *луки* (пасовища, ліси, інші екологічно стійкі угіддя) має становити 1 : 1.

Землі, залишені в обробітку, передбачається використовувати за докорінно зміненою парадигмою структури посівних площ у сівозмінах, спрямованих на обов'язкове окультурювання та підвищення родючості ґрунтів. Цьому сприяють насичення сівозмін бобовими (передусім багаторічними травами), оптимум посівів просянних культур, запровадження післяжнивних та післяукісних посівів (у тому числі на зелене добриво), соломи колоскових на віддалених полях (замість гною), фітомеліоративних методів підвищення родючості ґрунтів поряд з внесенням у них оптимально-мінімальних норм органо-мінеральних добрив.

Загалом перед авторами та реалізаторами програм трансформації сільгоспугідь стоїть все те ж кардинальне й вічне завдання — зробити раціональне використання ґрунтових і земельних ресурсів рентабельним та екобезпечним.

Земельний кадастр щодо цього відіграє роль ключового блока системи управління земельними ресурсами в контексті земельної реформи. Закон України «Про державний земельний кадастр» офіційно підтверджує кількість, якість і вартість об'єктів земельної власності в будь-якому районі.

Державний земельний кадастр — це єдина державна система земельно-кадастрових робіт з вивчення, оцінки, обліку, розподілу земель і водночас процедура визнання факту виникнення або припинення існування земельних ділянок як об'єктів права власності (користування). Земельний кадастр комплектує відомості і документи про координати земельних ділянок, їх правовий статус, вартість, кількісні та якісні характеристики, розподіл серед власників і користувачів (у тому числі орендарів) землі. Управління сферою Державного земельного кадастру здійснюють Кабінет Міністрів України та його спеціальний виконавчий орган з питань земельних ресурсів. Державний земельний кадастр включає: 1) кадастрове зонування; 2) кадастрові зйомки; 3) бонітування ґрунтів; 4) економічну оцінку земель; 5) грошову оцінку земельних ділянок; 6) державну реєстрацію земельних ділянок; 7) облік кількості та якості земель.

Кадастрове зонування територій здійснюється поетапно з метою присвоєння кадастрових номерів земельним ділянкам: встановлення меж кадастрових зон та кадастрових кварталів у населених пунктах.

Кадастрові зйомки виконуються комплексно для визначення правового режиму земельних ділянок, відновлення або встановлення їх меж із суміжними власниками та користувачами землі, встановлення пільгових або обтяжених зон землекористування, виготовлення кадастрового плану.

Бонітування ґрунтів законодавчо визнано процедурою порівняльної оцінки якості ґрунтів за основними природними властивостями усталеного характеру, які суттєво впливають на урожайність сільськогосподарських культур у конкретних природно-кліматичних умовах. Здійснюється за 100-бальною шкалою для відповідних сільськогосподарських угідь. Вищим балом оцінюють ґрунти з кращими властивостями і найвищою природною продуктивністю.

Економічна оцінка земель передбачає їх оцінку (як природного ресурсу, основного незамінного засобу виробництва у сільському і лісовому господарстві та просторового базису суспільного виробництва) за продуктивністю та дохідністю при різноцільовому використанні з метою аналізу їх ефективності. Її результати є базовими для грошової оцінки земельних ділянок, яка враховує капіталізований рентний дохід, забезпечений її раціональним використанням. Вона є основою визначення плати за землю і здійснюється нормативним, а в разі цивільно-правових угод — експертним методами.

Державна реєстрація земельних ділянок містить відомості про земельні ділянки, надані у власність або користування, в тому числі

в оренду громадянам і юридичним особам, а також документи, які посвідчують правовий режим земельної ділянки (факт виникнення права власності або користування нею). Порядок ведення Державного реєстру земель визначається Кабінетом Міністрів України. Державний реєстр земель складається з двох книг: 1) реєстрація державних актів на право власності (користування) землею, договорів оренди землі та інших правових документів, які визначають статус земельних ділянок; 2) поземельна книга з відомостями про кадастровий номер, координати, площу, цільове призначення, правовий режим (у тому числі обтяження і полегшення при користуванні землею), вартість земельної ділянки, кадастровий план. Занесення відомостей про земельні ділянки до Державної реєстрації земель провадиться після: формування кадастрової справи; нанесення меж земельної ділянки на черговий кадастровий план; надання земельній ділянці кадастрового номера. У разі виявлення розбіжностей у записах Державної реєстрації земель перевага віддається документам кадастрової справи.

Облік кількості та якості земель відображує характеристику кожної земельної ділянки за її площею і складом угідь відповідно до прийнятої класифікації угідь за класичним комплектом чинників родючості (тип ґрунту, гранулометричний склад, грубизна профілю, вміст гумусу, об'ємна маса, трофічність, засоленість, кислотність, заболоченість, еродованість, забруднення важкими металами, отрутохімікатами, радіонуклідами тощо). Ці суттєві для оцінки земель дані заносяться до земельно-кадастрової книги району (міста), структура та зміст якої визначаються спеціальним органом центральної виконавчої влади з питань земельних ресурсів.

Державний земельний кадастр України ведеться в трьох рівнях (базовий, регіональний, національний), які забезпечуються кадастровими, землевпорядними, топографо-геодезичними, картографічними, оцінними роботами, проведенням ґрунтових, геоботанічних, містобудівних, радіологічних, інших обстежень, пошукувань тощо. Основними тут є картографічні документи, кадастрові справи на земельні ділянки; книги записів реєстрації державних актів на право власності (користування) землею, договорів оренди землі; Поземельна книга; земельно-кадастрові книги району (міста); інші передбачені законодавством документи (у тому числі книги обліку картографічних та інших документів, обліку довідок тощо).

Земельна кадастрова інформація складається із сукупності земельно-реєстраційної, земельно-облікової, земельно-оцінної інформації (для органів державної влади, місцевого самоврядування, юридичних і фізичних осіб), порядок розпорядження якою встановлює Кабінет Міністрів України. Ефективне функціонування Державного земельного кадастру забезпечує автоматизована ГІС. Кадастрова інформація щодо моделей раціонального використання земель та

окультурювання ґрунтів не залишає байдужими власників землі до їх обліку, в системі земельного кадастру. Головним його завданням на нинішньому етапі земельної реформи є створення досконало задокументованої та законодавчо підтриманої еколого-економічної характеристики земель.

Економічна оцінка землі є дієвим стимулом раціонального використання сільгоспугідь, науково обґрунтованої організації територій сільгоспдприємств, регулювання земельних відносин. Її провадять один раз у 5–7 років разом з моніторингом земельних ресурсів. Родючість ґрунту оцінюють передусім як економічну категорію, в якій природна та штучна родючість органічно поєднуються, що, власне, й стає передумовою самої економічної родючості, яка створюється винятково працею і без праці не існує. Феномен економічної родючості ґрунту характеризує здатність соціуму використовувати в своїх цілях природу, створюючи за певного рівня продуктивних сил і виробничих відносин вищу родючість. Економічна оцінка охоплює весь комплекс природно-антропогенних чинників, об'єднаних містким поняттям «земля» з огляду на можливий рівень використання її продуктивних сил. Метою економічної оцінки землі є визначення її порівняльної цінності з урахуванням її природних властивостей і досягнутого рівня виробничого використання.

Найпоширенішими критеріями та показниками **економічної оцінки землі** є валова продукція та чистий дохід, відношення вартості валової продукції до прямих витрат на 1 га, урожайність основних культур за однакового рівня витрат, диференційна рента та деякі інші. Узагальнюючим критерієм оцінки сільськогосподарських земель вважають здатність економити працю при виробництві сільгосппродукції. Земельно-оцінювальні роботи провадяться, згідно із Загальнодержавною методикою оцінки земель, у двох аспектах: загальна оцінка визначається за сукупним ефектом від вирощування; часткова — за ефективністю вирощування головних сільськогосподарських культур. Основними показниками загальної економічної оцінки землі є вартість валової продукції, окупність витрат, диференційний дохід; за умов часткової оцінки — урожайність, окупність витрат, диференційний дохід.

Показник валової продукції характеризує здатність землеробства безпосередньо використовувати природну родючість ґрунту, відображуючи цим рівень економічної родючості та просторову обмеженість землі як засобу виробництва. Показник окупності витрат характеризує ефективність землеробської праці якістю виробленої продукції на одиницю витрат. Такий оцінювальний показник, як диференційний дохід (відповідає диференційній ренті I і II), відображує економічну ефективність використання землі за певного рівня інтенсивності та характеризує загальну величину додаткової продукції у вартісному вираженні на землях певної якості порівня-

но з гіршими землями, які використовуються у сільгоспвиробництві. Визначення основних критеріїв і показників економічної оцінки землі має на меті створення нормативів довгострокового використання.

Вихідною інформацією для економічної оцінки землі є масові статистичні дані (в тому числі бухгалтерська звітність сільгоспприємств), а також матеріали ґрунтових, геоботанічних, меліоративних та інших обстежень. Використовують також дані про площі, урожайність та якість вирощуваних культур, матеріально-фінансові та трудові витрати на виробництво продукції, наявність виробничих ресурсів, їх структуру, про хід реалізації продукції, чистий дохід (прибуток) і збитки, ефект від меліорації та агрохімічного окультурювання ґрунтів (по сільськогосподарських культурах, окремих видах угідь тощо). У межах виділених земельно-оцінних районів один раз в 7 років провадиться бонітування ґрунту за замкнутими 100-бальними шкалами, складеними для найбільш поширених в області культур, зокрема озимих пшениці та жита, ячменю, кукурудзи на зерно, соняшнику, цукрового буряку. У відомостях оцінки результатів земельно-оцінювальних робіт у господарствах, районах і області представлені в абсолютних величинах, балах та умовних (кадастрових) гектарах. Разом узяті ці показники характеризують цінність землі як головного незамінного засобу сільськогосподарського виробництва.

Абсолютні величини показників відображують диференційну родючість земель за минулий період. Оцінка у відносних величинах (балах) відображує співвідношення абсолютних величин кожного показника, взятого поодиноці. Така пропорція реально визначає те місце, яке посідають землі і господарства з огляду на конкретні показники оцінки земель. Однак бальна оцінка за окремими показниками не відображує відмінності у рівні інтенсивності землеробства. Через це разом з бальною передбачено здійснювати оцінку землі також за валовим продуктом і в умовних (кадастрових) гектарах, які є одиницею вимірювання інтенсивності землеробства. На обласному рівні — це валовий продукт, який можна одержати при середньодержавному рівні витрат і мінімально необхідному доході (на безрентних землях).

Земельно-оцінювальні показники за групами земель визначають в два етапи. На першому встановлюють порівнянню (нормальну) урожайність сільськогосподарських культур за допомогою рівнянь регресій, одержаних у результаті багатофакторного кореляційно-регресивного аналізу ґрунтових, кліматичних і економічних чинників формування врожаю. При визначенні моделі рівняння цієї урожайності використовуються середні значення економічних і природних чинників у земельно-оцінних районах. На другому етапі складені рівняння регресії використовуються для визначення порівнян-

ної нормальної урожайності з кожної культури і оцінних балів у групах ґрунтів, які займають не менше ніж 70 % площі оцінюваних земель.

Для оцінки малопоширених груп ґрунтів (20 – 30 % оцінюваної площі земель) застосовують інтерполяцію, екстраполяцію та інші методи. Отримані з їх допомогою показники оцінки земель врівноважуються середнім земельно-оцінним районним показником. Оцінні показники щодо культур, сівозмінних масивів, підрозділів, господарств і районів обчислюють за формулою

$$B_3 = \frac{B_1 P_1 + B_2 P_2 + \dots + B_n P_n}{P_1 + P_2 + \dots + P_n},$$

де B_3 — середньозважений бал землекористування для певної культури; B_1, B_2, \dots, B_n — оцінка ділянки поля певної культури, балів; P_1, P_2, \dots, P_n — площа ділянки під певною культурою.

Отже, оцінку земель за урожайністю розраховують не за фактичною урожайністю в конкретному господарстві, а за нормативною величиною, яка характеризує продуктивну здатність землі при рівнях виробництва на момент оцінки. Оцінка земель за валовою продукцією здійснюється на основі кадастрових цін, рівень яких відповідає сучасним загальнонеобхідним витратам у гірших умовах масового товарного виробництва рослинницької продукції.

Ринкова економіка породжує гострий попит агросектора на достовірну та всебічну інформацію про кількість і якість земельних угідь, сконцентровану в економічній оцінці земель за такими аспектами:

- облік втрат сільгоспвиробництва у зв'язку з відведенням земель для несільськогосподарських потреб;
- аналіз результатів господарської діяльності з виробництва сільгосппродукції з урахуванням наслідків окультурювання ґрунтів;
- вирівнювання економічних можливостей сільськогосподарських підприємств, які перебувають у неоднакових природно-економічних (у тому числі ґрунтово-екологічних) умовах господарювання;
- організація внутрішньогосподарського розрахунку та нормативне обґрунтування завдань орендним колективам;
- облік ресурсного внеску земель у виробничий потенціал сільськогосподарства;
- грошова оцінка сільгоспугідь;
- визначення розміру земельного податку й орендної плати з 1 га відповідних сільгоспугідь.

Загальна і часткова оцінка також застосовується при вирішенні проблем розміщення різних галузей виробництва — проблем не тільки (й не стільки) економічних, як соціально-екологічних. Змішування методик оцінки землі в системі земельного кадастру та методики відведення сільгоспугідь для промисловості і будівництва є неприпус-

тимим. Актуалізується розробка методики оцінки та правової системи відведення земель для несільськогосподарських потреб без втрати родючих ґрунтів сільськогосподарського призначення.

Забезпечуючи аналіз господарської діяльності сільгоспідприємств, ці оцінки земель сприяють розробці ефективних економічних завдань на перспективу та вдосконаленню фінансових відносин сільгоспідприємств з державою. Існуючі методи аналізу широко використовують порівняння фактичних результатів господарської діяльності (урожайність, собівартість продукції, ефективність використання виробничих фондів, дохідність головних галузей) з нормативами загальної та часткової оцінки землі. Відхилення фактичних показників виробництва від їх середніх нормативних величин за порівнянних умов розкривають, з одного боку, можливості підвищення ефективності виробничої діяльності на основі досягнень передових господарств, результатів натурних експериментів з окультурювання ґрунтів та перспективних розрахунків, з іншого — необхідність усунення конкретних недоліків у використанні наявних ресурсів, виявляють резерви нарощування обсягів і підвищення ефективності виробництва. Особливе місце відводиться результатам економічної оцінки земель при диференціації розміру орендної плати за землю. Дані оцінки земель надають змогу вирівнювати можливості підвищення доходів у сільськогосподарських підприємствах удосконаленням діючих закупівельних цін на різні види продукції. Їх доцільно використовувати також і для подальшого удосконалення системи врахування ставок прибуткового податку та інших відрахувань до державного бюджету.

Економічна оцінка землі в умовах ринку зазнала суттєвої модифікації і тепер цікавить власника землі практичністю реалізації права власності на землю через земельну ренту, яку він (власник) вимагає. Його цікавить сукупна або фактична рента, що дорівнює сумі абсолютної і диференціальної рент. З погляду землевласника орендна плата за земельну ділянку і є показником економічної оцінки землі. Оскільки ж земля стала об'єктом купівлі-продажу, то вона отримала ще й ринкову оцінку, тобто її купівельну ціну — також своєрідну економічну оцінку.

Грошова оцінка земель здійснюється з метою регулювання відносин при передачі землі у власність, спадщину, під заставу, при даруванні, купівлі-продажу земельної ділянки та права оренди, визначенні ставок земельного податку, ціноутворенні, обліку сукупної вартості основних засобів виробництва, визначенні розміру внеску до статутних фондів акціонерних товариств, об'єднань, кооперативів. Інформаційною базою для грошової оцінки земель сільськогосподарського призначення є матеріали державного земельного кадастру (бонітування ґрунтів, кількісна і якісна характеристика земель, їх економічна оцінка) та матеріали внутрішньогосподарського

землевпорядкування. У поняття грошової оцінки земель вкладають різний зміст і застосовують різні методичні підходи до її визначення, інколи навіть ототожнюючи грошову оцінку з ціною землі. Проте грошова оцінка землі є, скоріше, еквівалентом вартості капіталу в сільському господарстві, а ціна, виходячи з грошової оцінки, формується при купівлі-продажу земельних ділянок з урахуванням пропозиції та попиту. Методика грошової оцінки земель сільськогосподарського призначення та населених пунктів (тимчасова) від 23 березня 1995 р.) ґрунтується на обчисленні сукупного рентного доходу (показник економічного ефекту від використання земельних ділянок та інтенсивності виробництва): диференціальної ренти I (залежить від кращої якості і місця розташування земельних ділянок); диференціальної ренти II (створюється за рахунок інтенсивнішого використання землі); абсолютної ренти (пов'язаної з монопольним правом держави на володіння земельними ресурсами — тут враховується, що в сільському господарстві використовуються не тільки високородючі, а й деградовані землі). Відповідно до цієї методики грошова оцінка орних земель, земель під багаторічними насадженнями, природними сіножатями і пасовищами по Україні (АРК, областях, кадастрових та адміністративних районах, сільгоспдприємствах, окремих земельних ділянках) визначається як добуток річного рентного доходу за економічною оцінкою з виробництва зернових культур, ціни на зерно і строку його капіталізації за формулою

$$G_{o.з} = P_{з.д} Ц T_K,$$

де $G_{o.з}$ — грошова оцінка 1 га орних земель, земель під багаторічними насадженнями, природними сіножатями, пасовищами по Україні, грн; $P_{з.д}$ — загальний рентний дохід на землях ріллі, під багаторічними насадженнями, природними сіножатями і пасовищами по Україні (є сумою диференціального та абсолютного рентних доходів), ц; $Ц$ — ціна 1 ц зерна, грн; T_K — строк капіталізації рентного доходу, років.

Грошова оцінка за 1996 – 1999 рр. індексується станом на 1 січня 2000 р. на коефіцієнт 2,04, що визначається виходячи з добутку коефіцієнтів індексації за 1996 р. — 1,703, за 1997 р. — 1,059, за 1998 р. — 1,006 та 1999 р. — 1,127 («Про проведення індексації грошової оцінки земель» від 12 травня 2000 р. № 783). Результати розрахунку грошової оцінки сільгоспугідь по Україні в цілому та по адміністративно-територіальних одиницях наведено в табл. 27.1. До існуючої методики грошової оцінки землі необхідно внести уточнення з тим, щоб її вартість у кожному конкретний часовий період відображувала роль і значення цього ресурсу в досягненні кінцевих економічних результатів. Інфляційний процес не повинен впливати на втрату натуральної форми, що належить власнику землі. Водно-

час виникає потреба внутрішньогосподарської грошової оцінки земельних масивів, різномірних за якістю та місцеположенням. Це надає можливість правильно визначити вартість землі як капіталу товаровиробника (власника, орендаря тощо). Грошова оцінка окремих масивів землі стає вкрай необхідною при організації спільних підприємств, оскільки створює механізм захисту від нерационального використання землі в сільгоспідприємствах, а також економічного примусу користувачів і власників землі до дбайливого ставлення до землі, поліпшення її якості та прибутковості.

Таблиця 27.1. Грошова оцінка 1 га сільськогосподарських угідь України, грн

| Область, автономія | Сільськогосподарських угідь на 01.07.95 р. | Індексація на 01.01.2002 р. | У тому числі ріллі на 01.07.95 р. | Індексація на 01.01.2002 р. |
|--------------------|--|-----------------------------|-----------------------------------|-----------------------------|
| АРК | 4845 | 11943 | 4387 | 10 814 |
| Вінницька | 4140 | 10205 | 3927 | 9680 |
| Волинська | 3235 | 7974 | 3555 | 8763 |
| Дніпропетровська | 3514 | 8662 | 2862 | 9520 |
| Донецька | 3848 | 9485 | 4138 | 10 200 |
| Житомирська | 2533 | 6244 | 2444 | 6024 |
| Закарпатська | 2838 | 6996 | 3115 | 7678 |
| Запорізька | 3703 | 9128 | 4018 | 9904 |
| Івано-Франківська | 3119 | 7688 | 3392 | 8361 |
| Київська | 3761 | 9271 | 3796 | 9357 |
| Кіровоградська | 3519 | 8674 | 3811 | 9394 |
| Луганська | 2748 | 6774 | 3149 | 7762 |
| Львівська | 2783 | 6860 | 3161 | 7792 |
| Миколаївська | 2981 | 7348 | 3130 | 7715 |
| Одеська | 3296 | 8125 | 3338 | 8228 |
| Полтавська | 3864 | 9525 | 4121 | 10 158 |
| Рівненська | 3376 | 8322 | 3729 | 9192 |
| Сумська | 3126 | 7706 | 3494 | 8613 |
| Тернопільська | 3546 | 8741 | 3768 | 9288 |
| Харківська | 3471 | 8556 | 3860 | 9515 |
| Херсонська | 3995 | 9848 | 4108 | 10 126 |
| Хмельницька | 3981 | 9813 | 4096 | 10 097 |
| Черкаська | 4583 | 11 297 | 4727 | 11 652 |
| Чернівецька | 4012 | 9890 | 4038 | 9954 |
| Чернігівська | 2666 | 6572 | 2900 | 7149 |
| м. Київ | 5210 | 12 843 | 2592 | 6389 |
| м. Севастополь | 13 396 | 33 021 | 4708 | 11630 |
| Україна | 3543 | 8733 | 3734 | 9204 |

Включення землі у грошовому вираженні до складу основних фондів об'єктивізує використання показників її оцінки в економічному аналізі, зокрема, істотно видозмінює динаміку основних фондів, фондоозброєності, фондовіддачі, продуктивності праці. Включення грошової оцінки землі до балансу підприємства збільшить розмір основних засобів і внесе зміни до його структури. Це сприя-

тиме зростанню власного капіталу на відповідну суму, об'єктивному відображенню витрат і раціональному використанню землі. Запровадження ринку землі, як об'єкта купівлі-продажу, виводить з тіні закон вартості, спонукаючи до регулювання обміну та підтримуючи його вартісну еквівалентність.

Компенсація втрат сільського господарства від вилучення земель. Роль землі в різних сферах матеріальної діяльності науки є неоднаковою. Сільському господарству, де земля є головним засобом виробництва, належить певний пріоритет в її використанні порівняно з іншими галузями народного господарства, оскільки земля, як засіб виробництва, є обмеженою і вільно не відтворюється. Це стосується передусім територій, придатних для землеробства. Проте обмеженість і невідтворюваність земельних ресурсів зовсім не означає, як відомо, обмеженості і невідтворюваності її продуктивних властивостей: теоретично при правильному «поводженні» з землею вона неодмінно поліпшується, чого не скажеш про землі України, уражені спадом родючості ґрунту, ерозією, загалом деградаційними процесами. Площі, придатні для сільгоспвиробництва, щороку скорочуються також у зв'язку зі спорудженням промислових підприємств, будівництвом шляхів, зростанням кількості міст і селищ. В Україні для несільськогосподарських потреб щороку відводиться 12 – 4 тис. га сільгоспугідь, внаслідок чого їх площа з 1950 по 1990 рр. зменшилася на 3 млн га, а протягом 1990 – 1999 рр. — більш як на 1 млн га орних земель: за період 1950 – 1990 рр. — 1,8 млн га і за 1990 – 1999 рр. — на 1,3 млн га. Уникнути впливу такого чинника, як відведення земель та зростання населення (ця тенденція була характерною для періоду 1950 – 1990 рр.), на напруженість земельного балансу — завдання нереальне, але забезпечити раціональне використання земельних ресурсів у сільськогосподарського виробництві, а також навести порядок у відведенні земель для промислового та іншого будівництва є завданням реальним.

Для економії землі при будівництві слід використовувати лише землі, непридатні для сільськогосподарського використання, запроваджувати багатоповерхову забудову міст, шахтний видобуток корисних копалин, підземні лінії електропередач. Не менш важливу роль відіграють рекультивация та своєчасне повернення підприємствам відпрацьованих земель та відмова від погляду на землю як невичерпний ресурс виробництва, а тим більше об'єкт експлуатації.

Земельним кодексом України регламентовано порядок вилучення або тимчасового заняття земельних ділянок для державних і громадських потреб при забезпеченні безумовної пріоритетності сільгоспвиробництва у користуванні землею. Економічно цей принцип втілюється через відшкодування збитків, заподіяних користувачам (у тому числі орендарам) і власникам землі, і витрат, що виникли внаслідок вилучення сільгоспугідь у цілях, альтернатив-

них запитам агровиробництва. Збитки, заподіяні користувачеві та власнику землі вилученням або погіршенням її якості, тепер повинні відшкодовувати ті підприємства, організації, установи та громадяни, яким відводиться земля. Розмір шкоди, яку відшкодовують, включає вартість житлових будинків, об'єктів культурно-побутового призначення, виробничих та інших будівель і споруд або витрат на їх перенесення в інше місце; вартість плодово-ягідних насаджень, захисних та інших багаторічних насаджень; вартість врожаю сільськогосподарських культур; вартість незавершеного виробництва (оранка, внесення добрив, сівба тощо), а також інші збитки власників землі та землекористувачів, пов'язані з вилученням або тимчасовим зайняттям земельних ділянок. Відшкодуванню підлягають збитки, спричинені припиненням користування водними джерелами (колодязями, ставками, водоймищами, свердловинами тощо), а також частковим або повним пошкодженням роботи зрошувальних систем, протиерозійних і промислових споруд та осушувальних систем. Для визначення збитків від вилучення або тимчасового зайняття земельних ділянок виконками районних і міських Рад народних депутатів створюють оцінні комісії, які складають акти із зазначенням збитків, що підлягають відшкодуванню.

Оскільки повна відмова від передачі сільгоспугідь для потреб промислового і міського будівництва є нереальною, то потрібно хоча б мінімізувати втрати від вилучення земель з сільгоспобороту. Порядок і розміри відшкодування втрат сільгоспвиробництва регламентовані постановою Кабінету Міністрів України № 1279 від 17 листопада 1997 р. Втрати відшкодовуються місцевим Радам народних депутатів і використовуються винятково для відновлення земельно-ресурсного потенціалу аграрного сектора економіки: освоєння нових земель, підвищення родючості ґрунтів, поліпшення угідь, охорони земель. Регламентовані також випадки, коли втрати сільгоспвиробництва не відшкодовуються (наприклад, для розвідувальних робіт за умови повернення їх попереднього екологічного стану; державних об'єктів охорони здоров'я, культури, фізкультури та спорту, соціального забезпечення, доріг, культових споруд, цвинтарів, меморіалів, під індивідуальне житлове і гаражне будівництво, під об'єкти і території природно-заповідного фонду).

Втрати сільгоспвиробництва від вилучення сільгоспугідь (ріллі, багаторічних насаджень, луків, пасовищ) для цілей, не пов'язаних з сільським господарством, визначають за регіональними нормативами втрат:

$$P_{\text{в}} = \frac{B_{\text{д}}}{B_{\text{о}}} H_{\text{в}} \Pi_{\text{д}} K_i,$$

де $P_{\text{в}}$ — розмір втрат сільгоспвиробництва, тис. грн; $B_{\text{д}}$ — бал боні-

тету ділянки сільгоспугідь, що вилучаються; B_0 — бал бонітету сільгоспугідь регіону; H_v — норматив втрат сільгоспвиробництва; K_i — коефіцієнт інтенсивності використання сільгоспугідь (відношення показника диференційного доходу землеоцінного району до аналогічного показника в цілому по регіону); P_d — площа ділянки, що вилучається.

Компенсація витрат здійснюється різними засобами залежно від наявних потреб і бажаних результатів (освоєння нових земель або інтенсивніше використання ділянок землі, що залишаються у користуванні сільгоспідприємства). Розмір збитків, завданих сільгоспвиробникам, оцінюють залежно від об'єктів вилучення, а їх компенсація переслідує головну мету — підвищення ефективності використання земель водночас з підвищенням родючості — головної властивості землі (і біосфери).

Резюмуючи викладене з приводу раціонального використання ресурсного потенціалу ґрунтів та земель, наголосимо, що якби сучасне людство отримало можливість заново освоювати ще «щільну» планету, воно б вочевидь вибрало іншу, більш вписану в біосферу екологізовану модель землекористування, стратегічно зорієнтовану на ноосферне майбуття. У запропонованій М.М. Розовим моделі глобального землевпорядкування особливу увагу зосереджено на ґрунтах і агрофітоценозах так званих «інших земель», проблема яких є вельми складною й мало дослідженою. До цієї категорії включають різні малоприсадибні для сільського та лісового господарства території суші. Але все ж таки ці території в більшості випадків можуть бути засаджені лісами, засіяні травами (в тому числі й найціннішими), фіторекультивовані та ін. До того ж не можна забувати, що значна частина цих земель виникла вже за період землеробської історії, не в такому вже й віддаленому минулому внаслідок безгосподарської поведінки в природі істоти з роду Homo. За даними ЮНЕСКО, площа деградованих земель досягла 2 млрд га з 4,78 млрд га «інших земель», а це становить 35 % земної суші — цифра, прямо таки, вражаюча. Таким чином, за всю історію землеробського освоєння території суші людство вивело з господарського використання на 0,5 млрд га земель більше, ніж сьогодні їх обробляє. Тут є над чим задуматись. Крім того, категорія «інші землі» охоплює урбанізовані території, зайняті містами, селищами, промисловими та гірничодобувними підприємствами, дорогами тощо. Площі таких земель розширюються із збільшенням народонаселення. Існує також тенденція до розширення міських, промислових територій, дорожньої мережі та пов'язаною з ними засмічення, забруднення, а то й отруєння ґрунтово-ценоотичних компонентів ландшафту. В принципі, названі об'єкти виникатимуть на різних землях, зокрема на орних. І все ж таки за вмілого маневрування їх можна розмістити і на

«інших землях», а не обов'язково на сільськогосподарських угіддях. У такому разі за умови значного фінансування стає екологічно доцільним проведення рекультивації цієї категорії земель з тим, щоб не допустити подальшого псування, деградації орних земель, підтримуючи тим самим стабільність загальної структури земельного фонду планети та вписаних у нього в самому центрі Європи ґрунтових ресурсів України.

Ґрунтовий покрив України (за О.П. Канашем)

| Назва ґрунту | Площа, | |
|--|-----------------|-------------|
| | тис. га | % |
| Дерново-підзолисті ґрунти на давньоалювіальних та водно-льодовикових відкладах | 2735,2 | 5,0 |
| 1 Дерново-слабопідзолисті піщані і глинисто-піщані ґрунти | 1933,7 | 3,5 |
| 2 Дерново-середньопідзолисті супіщані ґрунти | 801,5 | 1,5 |
| Дерново-підзолисті оглеєні (глеюваті та глейові) ґрунти на давньоалювіальних та водно-льодовикових відкладах і морені | 3310,1 | 6,1 |
| 3 Дерново-слабопідзолисті оглеєні ґрунти | 933,9 | 1,7 |
| 4 Дерново-середньопідзолисті оглеєні ґрунти | 1905,5 | 3,5 |
| 5 Дерново-середньо- та сильнопідзолисті поверхнево-оглеєні ґрунти | 470,7 | 0,9 |
| Опідзолені ґрунти (незмиті та змиті) переважно на лесових породах | 8148,8 | 14,9 |
| 6 Ясно-сірі та сірі опідзолені ґрунти | 3043,2 | 5,6 |
| 7 Темно-сірі опідзолені ґрунти | 2296,4 | 4,2 |
| 8 Чорноземи опідзолені | 2809,1 | 5,2 |
| Реградовані ґрунти (незмиті та змиті) переважно на лесових породах | 1790,3 | 3,3 |
| 9 Темно-сірі реградовані ґрунти | 143,7 | 0,3 |
| 10 Чорноземи реградовані | 1646,6 | 3,0 |
| Чорноземи типові (незмиті та змиті) на лесових породах | 6202,5 | 11,4 |
| 11 Чорноземи типові малогумусні та слабогумусовані | 5644,0 | 10,3 |
| 12 Чорноземи типові середньогумусні | 558,5 | 1,0 |
| Чорноземи звичайні (незмиті та змиті) на лесових породах | 10 916,1 | 20,0 |
| 13 Чорноземи звичайні глибокі мало- й середньогумусні | 2452,3 | 4,5 |
| 14 Чорноземи звичайні середньогумусні | 3199,3 | 5,9 |
| 15 Чорноземи звичайні малогумусні | 3189,2 | 5,8 |
| 16 Чорноземи звичайні неглибокі малогумусні | 2075,4 | 3,8 |
| Чорноземи південні (незмиті та змиті) на лесових породах | 3234,0 | 5,9 |
| 17 Чорноземи південні малогумусні та слабогумусовані | 3234,0 | 5,9 |
| Чорноземи на важких глинах | 681,9 | 1,3 |
| 18 Чорноземи переважно солонцюваті на важких глинах | 681,9 | 1,3 |
| Чорноземи та дернові ґрунти щербеністі на елювії щільних порід | 1946,6 | 3,6 |
| 19 Чорноземи і дернові щербеністі ґрунти на елювії щільних безкарбонатних порід (пісковиків і сланців) | 731,6 | 1,3 |
| 20 Чорноземи і дернові карбонатні ґрунти на елювії карбонатних порід (мергелів, крейди, вапняків) | 1215,0 | 2,2 |
| Чорноземи залишково-солонцюваті на лесових породах | 983,7 | 1,8 |
| 21 Чорноземи типові і звичайні залишково-солонцюваті | 673,3 | 1,2 |
| 22 Чорноземи південні залишково-солонцюваті | 310,4 | 0,6 |
| Лучно-чорноземні ґрунти переважно на лесових породах | 1466,6 | 2,7 |
| 23 Лучно-чорноземні ґрунти | 733,1 | 1,3 |
| 24 Лучно-чорноземні поверхнево-солонцюваті ґрунти | 229,0 | 0,4 |
| 25 Лучно-чорноземні глибокосолонцюваті ґрунти | 504,5 | 0,9 |

Розділ 27. Ресурсний потенціал ґрунтів і земель

| Назва ґрунту | Площа, | |
|---|-----------------|--------------|
| | тис. га | % |
| Каштанові ґрунти на лесових породах | 1564,5 | 2,9 |
| 26 Темно-каштанові залишково-солонцюваті ґрунти | 994,0 | 1,8 |
| 27 Темно-каштанові солонцюваті ґрунти | 345,6 | 0,6 |
| 28 Каштанові солонцюваті ґрунти в комплексі з солонцями | 224,8 | 0,4 |
| ґрунти на делювіальних та алювіальних відкладах | 2262,6 | 4,1 |
| 29 Лучні ґрунти | 1359,9 | 2,5 |
| 30 Лучні солонцюваті ґрунти | 902,7 | 1,7 |
| Болотні ґрунти на алювіальних, делювіальних та водно-льодовикових відкладах | 3356,1 | 6,2 |
| 31 Лучно-болотні та болотні ґрунти | 1985,0 | 3,6 |
| 32 Торфово-болотні ґрунти і торфовища солонці | 1371,1 | 2,5 |
| Солонці | 289,5 | 0,5 |
| 33 Солонці переважно солончакуваті | 289,5 | 0,5 |
| Осолоділі ґрунти | 387,2 | 0,7 |
| 34 Лучно-чорноземні та дернові осолоділі глейові ґрунти й солоді | 387,2 | 0,7 |
| Дернові ґрунти | 2778,2 | 5,1 |
| 35 Дернові переважно оглеєні піщані, глинисто-піщані та супіщані ґрунти в комплексі зі слабогумусованими пісками | 1834,4 | 3,4 |
| 35а Дернові піщані та глинисто-піщані переважно неоглеєні ґрунти в комплексі зі слабогумусованими пісками, подекуди з кучугурним рельєфом та чорноземні піщані ґрунти | 485,2 | 0,9 |
| 36 Дернові опідзолені суглинкові ґрунти та оглеєні їх види | 458,6 | 0,8 |
| Підзолисто-буроземні ґрунти переважно на делювіальних відкладах | 166,1 | 0,3 |
| 37 Підзолисто-буроземні ґрунти і поверхнево-оглеєні їх види | 166,1 | 0,3 |
| Бурі гірсько-лісові ґрунти | 1969,6 | 3,6 |
| 38 Бурі гірсько-лісові щербенисті ґрунти в комплексі з оглеєними їх видами | 1969,6 | 3,6 |
| Дерново-буроземні та гірсько-лучні ґрунти | 200,9 | 0,4 |
| 39 Дерново-буроземні та гірсько-лучні ґрунти | 200,9 | 0,4 |
| Коричневі ґрунти | 148,6 | 0,3 |
| 40 Коричневі гірські щербенисті ґрунти | 148,6 | 0,3 |
| Р а з о м | 54 539,0 | 100,0 |
| Землі без ґрунтового покриття | 5815,7 | — |
| В С Ь О Г О | 60 354,8 | — |



Контрольні запитання і завдання

1. Яким є ресурсний потенціал ґрунтів та земель? 2. Охарактеризуйте земельний фонд України, інших держав СНД і світу. 3. Як змінився розподіл земель в Україні після 1991 р. і які наслідки це мало? 4. Які є параметри рівня використання сільськогосподарських угідь? 5. Якою є перспективна модель ефективного використання земельних ресурсів? 6. Опишіть законодавчу базу екобезпечного рентабельного використання земель. 7. Назвіть концептуальні засади Земельного кодексу України. 8. Які основні тенденції трансформування сільськогосподарських угідь? 9. Охарактеризуйте земельний кадастр та опишіть його основні розділи. 10. У чому полягає зміст економічної оцінки земель, її здійснення та сфера застосування? 11. Чи змогли б Ви провести грошову оцінку земельних ділянок? 12. Як компенсуються втрати сільського господарства від вилучення земель? 13. Як вирішувати проблему дефіциту родючих ґрунтів в Україні?

Скорочення, прийняті у підручнику

| | | | |
|-------|---|-------|---|
| АЕС | — атомна електростанція (ЧАЕС — Чорнобильська, РАЕС — Рівненська та ін.) | ЕГП | — елементарні ґрунтові процеси |
| БГЦ | — біогеоценоз (синонім екосистема ЕС) | ЕКО | — ємність катіонного обміну |
| БЕТ | — перші літери прізвища Браунера, Еммета, Теллера (авторів теорії полімолекулярної адсорбції) | ЗГІС | — Земельна геоінформаційна система |
| БК | — біологічний кругообіг (речовин), а також біогеохімічний кругообіг (не синоніми, але доповнюють один одного) | ЗПАГ | — зведений показник якості ґрунтів |
| БСС | — багатоспектральне сканування | КЗ | — коефіцієнт зволоження |
| ВВ | — вологість (стійкого) в'янення (рослин) | ККД | — коефіцієнт корисної дії |
| ВКМ | — Воронежський кристалічний масив | КПАР | — колоїдні поверхнево-активні речовини |
| ВМ | — важкі метали | КС | — колоїдні системи (сполуки) |
| ВМ | — внутрішня маса (або важкі метали, в контексті) | МАВ | — максимально-адсорбційна вологоємність |
| ВМС | — високомолекулярні сполуки | НВ | — найменша (польова) вологоємність |
| ВПК | — військово-промисловий комплекс | ОМС | — органо-мінеральні сполуки |
| ВРК | — вологість розриву капілярів | ПАР | — поверхнево-активні речовини |
| ВСАТ | — відкрите сільськогосподарське акціонерне товариство | ПБК | — Південний берег Криму |
| ГВ | — гігроскопічна волога | ПВ | — повна вологоємність |
| ГВК | — ґрунтовий вбирний комплекс (синонім ККГ — колоїдний комплекс ґрунту, скорочено [Г]) | ПІ | — потенційна інформація |
| ГДК | — гранично допустима концентрація | ПР | — поверхні розподілу |
| ГІС | — геоінформаційні системи | ПРЗГ | — показник реакційної здатності гумусу |
| ГІСІП | — геоінформаційні структури ґрунтового покриву | ПСП | — приватне сільськогосподарське підприємство |
| ГК | — гумусові кислоти | РЗ(Г) | — реактивна здатність (гумусу) |
| ГМК | — гіматомеланові кислоти | СГ | — суто гумусові речовини |
| ГП | — ґрунтовий покрив | СІП | — структура ґрунтового покриву |
| ДДЗ | — Дніпровсько-Донецька западина | СНС | — супутникова навігаційна система |
| ДЗЗ | — дистанційне зондування Землі | УКЩ | — Український кристалічний щит |
| ЕГА | — елементарний ґрунтовий ареал | ФАГ | — ферментативна активність ґрунту |
| | | ФГ | — фізична глина |
| | | ФК | — фульвокислоти |
| | | ФП | — фізичний пісок |
| | | ЦМР | — цифрова модель рельєфу |
| | | ЦЧО | — центральна чорноземна область |
| | | ШСЗ | — штучні супутники Землі |
| | | GPS | — global position system (система глобального позиціонування) |

Абревіатури схеми агроґрунтового районування України

| | | | |
|-----|---|-----|---|
| К | — Карпати (українські) | КрП | — зона коричневих ґрунтів головного гірського пасма Криму |
| КГ | — Карпатсько-Гірська зона (буроземів) | КрЯ | — Кримсько-Яйлова зона гірсько-лучних ґрунтів |
| КП | — Карпатське Передгір'я | ЛС | — Лісостеп |
| КПЗ | — Закарпатсько-Передгірська зона (буроземів) | П | — Полісся |
| КПЛ | — Полонинська зона (гірсько-лучних буроземів) | С | — Степ (СА — північний; СБ — південний) |
| | | СС | — Степ сухий |

Список рекомендованої літератури

1. Конституція України. — К., 1996.
2. Земельний кодекс України від 25 жовтня 2001 р.
3. Агроекологія / Под ред. В.Д. Мухи. — М., 1994.
4. Александрова Л.Н. Органическое вещество почв и процессы его трансформации. — Л., 1980.
5. Ариунушкина Е.В. Руководство по химическому анализу почв. — М., 1970.
6. Аристовская Т.В. Микробиология процессов почвообразования. — Л., 1986. — 185 с.
7. Атлас почв Украинской ССР / Под ред. Н.И. Крупского, Н.И. Полулана. — К., 1979.
8. Аци Дж. Сельскохозяйственная экология. — М., 1960. — 479 с.
9. Биосфера. Экология. Охрана природы / Сытник К.М. и др. — К., 1987.
10. Блек К.А. Растение и почва. — М., 1973.
11. Боул С., Хоул Ф., Мак-Креккен Р. Генезис и классификация почв. — М., 1977.
12. Вальков В.Ф. Почвенная экология сельскохозяйственных культур. — М., 1986.
13. Веклич М.Ф. Палеозападность и стратотипы почвенных формаций верхнего кайнозоя. — К., 1982. — 208 с.
14. Веклич М.Ф. Стратиграфия лессовой формации Украины и соседних стран. — К., 1968. — 236 с.
15. Вернадский В.И. Избр. соч.: В 5 т. — М., 1954 – 1960.
16. Вернадский В.И. Очерки геохимии. — М.: Горгеоиздат, 1934.
17. Вильямс В.Р. Собр. соч.: В 12 т. — М., 1948 – 1953.
18. Виноградский С.Н. Микробиология почвы. Проблемы и методы. — М., 1950. — 789 с.
19. Вознюк С.Т. Мелиоративное почвоведение с основами гидрологии почв. — К., 1994.
20. Волобуев В.Р. Экология почв. — Баку, 1961.
21. Вплив забруднення на стан земельних ресурсів (Земельні ресурси України) / За ред. В.В. Медведєва, Т.М. Лактіонової. — К., 1998.
22. Гедройц К.К. Избранные сочинения. — Т. 1 – 3. — М., 1955.
23. Геологія з основами мінералогії / Д.Г. Тихоненко, В.В. Дегтярьов, М.А. Щуковський та ін.; За ред. Д.Г. Тихоненка. — К., 2003. — 287 с.
24. Герасимов И.П., Глазовская М.А. Основы почвоведения и географии почв. — М., 1960. — 490 с.
25. Гиляров М.С. Зоологический метод диагностики почв. — М., 1965.
26. Глазовская М.А. Почвы зарубежных стран. — М., 1983.
27. Глинка К.Д. Почвоведение. — М.-Л., 1931. — 612 с.
28. Горбунов Н.И. Минералогия и коллоидная химия почв. — М., 1974.
29. Гордоній М.М. Агрохімія. — К., 2003. — 700 с.

Список рекомендованої літератури

30. *Гринченко А.М.* Теория и практика окультуривания почв и воспроизводство их эффективного экономического плодородия. — Харьков, 1973. — Т. 185. — С. 3 – 13.
31. *Гринь Г.С.* Полевая диагностика почв. — Харьков, 1974. — 223 с.
32. *Джерард А.Дж.* Почвы и формы рельефа. — М., 1984. — 208 с.
33. *Дмитриев Е.А.* Математическая статистика в почвоведении. — М., 1972.
34. До 120-х роковин «Русского чернозёма» // Вісник ХНАУ. — Харків, 2003. — № 1.
35. *Добровольський В.В.* Биогеохимия почв. — М., 2003.
36. *Добровольський Г.В., Никитин Е.Д.* Экологические функции почвы. — М., 1986.
37. *Докучаев В.В.* Избранные сочинения. — М., 1954. — 708 с.
38. *Дулас У.О.* Трехсотлетняя война. Хроника экологического бездействия. — М., 1975. — 240 с.
39. *Дюшофур Ф.* Основы почвоведения. Эволюция почв. — М., 1970. — 591 с.
40. *Екологія ґрунту та його забруднення / Надточий П.П. та ін.* — К., 1997. — 288 с.
41. *Етеревская Л.В., Донченко М.Т., Лехциер Л.В.* Систематика и классификация техногенных почв // Растения и пром. среда: Сб. науч. тр. — Свердловск, 1984. — С. 14 – 21.
42. *Зайдельман Ф.Р.* Мелиорация почв. — М., 1987. — 303 с.
43. *Заморій П.К.* Четвертинні відклади Української РСР. — К., 1961. — 550 с.
44. *Заславский М.Н.* Эрозиведение. — М., 1983. — 320 с.
45. *Захаров С.А.* Курс почвоведения. — 2-е изд. — М.-Л., 1931. — 550 с.
46. *Захист ґрунтів від ерозії / За ред. В.А. Джамалія, М.М. Шелякіна.* — К., 1986.
47. *Зеров Д.К.* Болота УРСР, рослинність і стратиграфія. — К., 1938. — 220 с.
48. *Зонн С.В.* Тропическое почвоведение. — М., 1986.
49. *Ильин Р.С.* Происхождение лёссов. — М., 1978. — 236 с.
50. *Карпачевский Л.О.* Экологическое почвоведение. — М., 1993. — 212 с.
51. *Картография почв и структура почвенного покрова.* — М., 1980. — 149 с.
52. *Картографія ґрунтів / Под ред. проф. Д.Г. Тихоненко / Укладач М.О. Горін.* — Харків, 2001. — 320 с.
53. *Кац Н.Я.* Болота и торфяники. — М., 1941. — 398 с.
54. *Качинский Н.А.* Физика почв. — Ч. 1 – 2. — М., 1965, 1970.
55. *Классификация и диагностика почв СССР.* — М., 1977. — 223 с.
56. *Классификация почв России.* — М., 1997. — 236 с.
57. *Ковда В.А.* Основы учения о почвах: В 2 кн. — М., 1973.
58. *Коновалова М.М.* Органическое вещество почвы. — М., 1963.
59. *Коротков А.А., Лыков А.М.* Земледелие с почвоведением. — М., 1990.
60. *Костычев П.А.* Избранные произведения. — Л., 1951.
61. *Кошкарёв А.В., Тихунов В.С.* Геоинформатика. — М., 1993.
62. *Кронос В.І.* Матеріали по дослідженню ґрунтів України. Секція ґрунтознавства. — Вип. 5. — Харків, 1927. — 326 с.
63. *Крупеников И.А.* История почвоведения. — М., 1991.
64. *Круть И.В., Забелин И.М.* Очерки истории представлений о взаимоотношении природы и общества (общенаучные и геолого-географические аспекты). — М., 1988. — 413 с.
65. *Лактіонов М.І.* Агроґрунтознавство. — Харків, 2001.
66. *Ленькова А.* Оскальцированная Земля. — М., 1971. — 288 с.
67. *Логвиненко Н.В.* Петрография осадочных пород. — М., 1967.

68. *Масюк Н.Т.* Рекультивация земель в Украине: фундаментальные и прикладные достижения // *Вісник аграр. науки. Спец. вип.* — К., 1998. — С. 15 – 21.
69. *Махов Г.Г.* Агровиробнича характеристика ґрунтів зони бавовносіяння УРСР. — К. – Полтава, 1937. — 144 с.
70. *Махов Г.Г.* Ґрунти України. Нариси В. Крокоса, С. Лавренка. — Харків, 1930. — 332 с.
71. *Махов Г.Г.* Ґрунтознавство. — Харків, 1925. — 132 с.
72. *Методика* моніторингу земель, що перебувають у кризовому стані. — Харків, 1998.
73. *Методика* палеопедологических исследований / М.Ф. Веклич, Ж.Н. Матвишина, В.В. Медведев и др. — К., 1979. — 176 с.
74. *Мишустин Е.Н., Емцев В.Т.* Микробиология. — М., 1978.
75. *Неуструев С.С.* Генезис и география почв. — Л., 1977. — 214 с.
76. *Общая геология* / Под ред. Г.А. Ажгирей и др. — М., 1974.
77. *Орлов Д.С.* Химия почв. — М., 1985.
78. *Пейве Я.В.* Биохимия почв. — М., 1961.
79. *Перельман А.И.* Геохимия биосферы. — М., 1973.
80. *Перельман А.И.* Геохимия ландшафта. — М., 1966. — 390 с.
81. *Пиотровский В.В.* Геоморфология с основами геологии — М., 1974. — 224 с.
82. *Плейстоцен* / К.К. Марков, А.А. Величко, Г.И. Лазуков и др. — М., 1968. — 302 с.
83. *Плюснин И.И.* Мелиоративное почвоведение. — М., 1983.
84. *Полевой* определитель почв. — К., 1981. — 318 с.
85. *Полынов Б.Б.* Избранные труды. — М., 1956. — 751 с.
86. *Почвенная съемка.* — М., 1959. — 346 с.
87. *Почвоведение* / Под ред. проф. И.С. Кауричева. — М., 1989.
88. *Почвоведение* с основами геоботаники / Под ред. Л.П. Груздева. — М., 1991.
89. *Почвоведение.* — Ч. 1 – 2 / Под ред. В.А.Ковды, Б.Г.Розанова. — М., 1988.
90. *Почвы* Украины и повышение их плодородия. Т. 1,2 / Под ред. Н.И. Полупан. — К., 1988.
91. *Практикум* по почвоведению / Под ред. И.С. Кауричева. — М., 1986.
92. *Прянишников Д.Н.* Избранные сочинения. — М., 1963.
93. *Работнов Т.А.* Фитоценология. — М., 1983.
94. *Рассел Э.* Почвенные условия и рост растений / Пер. с англ. — М., 1955.
95. *Ремезов Н.П.* Ґрунти, їх властивості і поширення. — К., 1956.
96. *Роде А.А.* Основы учения о почвенной влаге. — Т. 1 – 2. — Л., 1965 – 1969.
97. *Роде А.А.* Система методов исследования в почвоведении. — Новосибирск, 1971. — 92 с.
98. *Роде А.А., Смирнов В.Н.* Почвоведение. — М., 1972.
99. *Родин Л.Е., Базилевич Н.И.* Динамика органического вещества и биологический кругооборот в основных типах растительности. — М. – Л., 1965.
100. *Рожков В.А.* Почвенная информатика. — М., 1989. — 222 с.
101. *Розанов Б.Г.* Морфология почв. — М., 1983. — 320 с.
102. *Розов Н.Н., Строганова М.Н.* Почвенный покров мира. — М., 1979.
103. *Русский* чернозем – 100 лет после Докучаева. — М., 1983. — 301 с.
104. *Середя Н.І.* Підвищення родючості торфо-болотних ґрунтів. — К., 1960. — 87 с.
105. *Сибирцев Н.М.* Почвоведение // Избр. соч. — Т. 1. — М., 1951. — 472 с.
106. *Соколов И.А.* Об основных закономерностях экологии почв // Почвоведение. — 1990. — № 7. — С. 117 – 128.

Список рекомендованой литературы

107. *Соколовский А.Н.* Избранные труды. — К., 1971. — 368 с.
108. *Соколовский О.Н.* Курс сільськогосподарського ґрунтознавства. — К., 1954.
109. *Стасьев Г.Я.* Почва как отражение стадий развития материи и информационной система. — Кишинев, 1997. — 28 с.
110. *Сукачев В.Н.* Болота, их образование, развитие и свойства. — Л., 1973. — С. 97 – 188.
111. *Таргульян В.О.* Общепланетарная модель экзогенеза и педогенез // Успехи почвоведения: Сов. почвоведы к XIII Междунар. конгр почвоведов. — М., 1986. — С. 101 – 108.
112. *Таргульян В.О., Соколова Т.О.* Почва как биогенная природная система: «реактор», «память» и регулятор биосферных взаимодействий // Почвоведение. — 1996. — № 1. — С. 34.
113. *Тихоненко Д.Г.* Ґрунтознавство часткове. — Харків, 2001.
114. *Торфово-болотний фонд УРСР, його районування та використання /* С.М. Брадїс, А.І. Кузьмїчов, Т.Л. Андриєнко, Є.Б. Багачов. — К., 1973. — 262 с.
115. *Ферсман А.Е.* Геохимия. — М., 1934. — 354 с.
116. *Фокин А.Д.* Почва, биосфера и жизнь на Земле. — М., 1986.
117. *Фридланд В.М.* Структура почвенного покрова. — М., 1972. — 423 с.
118. *Фридланд В.М.* Структура почвенного покрова мира. — М., 1984. — 235 с.
119. *Шанцер Е.В.* Очерки учения о генетических типах континентальных осадочных образований. — М., 1966. — 239 с.
120. *Шкварук М.Н., Делеменчук М.І.* Ґрунтознавство. — К., 1965.
121. *Methods of soil analysis /* Edit C.A.Black. — 1965. — Part II.
122. *Methods of analysis for soils, plants and waters by* H.D.Chapman, Parker F. Pratt. — 1961.
123. *Jackson M.L.* Soil chemical, analysis. — 1958.

Зміст

| | |
|---|-----|
| Від авторів | 3 |
| Вступ | 5 |
| Історія та методологія ґрунтознавства | 9 |
| <i>Контрольні запитання і завдання</i> | 27 |
| Частина I. ПОХОДЖЕННЯ, СКЛАД, ВЛАСТИВОСТІ, БІОГЕОХІМІЯ ҐРУНТІВ, ҐРУНТОВО-ЕКОЛОГІЧНІ РЕЖИМИ | 28 |
| Розділ 1. Загальна схема ґрунтогенезу | 28 |
| 1.1. Ґрунт як підсистема біосфери | 28 |
| 1.2. Чинники та умови ґрунтогенезу | 35 |
| 1.3. Біогеохімія, енергетика, інформативність, типи ґрунтогенезу | 42 |
| 1.4. Еколого-біогеохімічні типи ґрунтогенезу | 53 |
| <i>Контрольні запитання і завдання</i> | 56 |
| Розділ 2. Мінеральна частина ґрунту | 57 |
| 2.1. Загальна характеристика | 57 |
| 2.2. Вивітрювання як передумова та супутник ґрунтогенезу | 61 |
| 2.3. Ґрунтоутворні породи | 70 |
| 2.4. Гранулометричний склад ґрунтів і порід | 75 |
| <i>Контрольні запитання і завдання</i> | 81 |
| Розділ 3. Органічна частина ґрунту | 82 |
| 3.1. Загальна характеристика | 83 |
| 3.2. Роль біоти у формуванні ґрунтового фонду органічних речовин | 96 |
| 3.3. Біогеохімія гумусоутворення | 106 |
| 3.4. Колоїдно-хімічна природа гумусу | 120 |
| 3.5. Гумусоутворення у різних типах ґрунтів | 122 |
| 3.6. Гумусовий стан ґрунтів | 126 |
| 3.7. Екологічні функції та агрономічна роль органічних речовин ґрунту | 133 |
| <i>Контрольні запитання і завдання</i> | 138 |
| Розділ 4. Хімічний склад ґрунту | 139 |
| <i>Контрольні запитання і завдання</i> | 157 |
| Розділ 5. Вбирна здатність ґрунту | 158 |
| 5.1. Види вбирання | 158 |
| 5.2. Ґрунтовий вбирний комплекс та роль колоїдів у його функціонуванні | 161 |
| 5.3. Закономірності катіонного обміну | 179 |
| 5.4. Вплив обмінних катіонів на властивості ґрунтів | 184 |
| <i>Контрольні запитання і завдання</i> | 201 |

| | |
|---|-----|
| Розділ 6. Структура ґрунту | 202 |
| <i>Контрольні запитання і завдання</i> | 210 |
| Розділ 7. Фізичні властивості ґрунтів | 211 |
| <i>Контрольні запитання і завдання</i> | 224 |
| Розділ 8. Ґрунтово-екологічні режими | 225 |
| 8.1. Біоенергетичний режим | 225 |
| 8.2. Вода у ґрунті, водні властивості і водний режим ґрунтів | 236 |
| 8.3. Повітря в ґрунті і повітряний режим ґрунтів | 254 |
| 8.4. Поживний режим (трофність) ґрунтів | 259 |
| 8.5. Біологічний режим ґрунтів | 269 |
| 8.6. Ґрунтовий розчин та окисно-відновлювальні реакції | 282 |
| <i>Контрольні запитання і завдання</i> | 295 |
| Розділ 9. Родючість ґрунтів | 296 |
| <i>Контрольні запитання і завдання</i> | 315 |
| Частина II. ГЕОГРАФІЯ, ЕКОЛОГІЯ, ГЕНЕЗИС, ЕВОЛЮЦІЯ, СИСТЕМАТИКА, ОКУЛЬТУРЮВАННЯ, ОХОРОНА ҐРУНТІВ | 316 |
| Розділ 10. Ландшафтна підпорядкованість, еволюція, систематика ґрунтів | 316 |
| <i>Контрольні запитання і завдання</i> | 327 |
| Розділ 11. Закономірності поширення ґрунтів | 328 |
| <i>Контрольні запитання і завдання</i> | 342 |
| Розділ 12. Тундрові ґрунти | 343 |
| <i>Контрольні запитання і завдання</i> | 347 |
| Розділ 13. Ґрунти лісолучної зони | 348 |
| 13.1. Дерново-підзолисті ґрунти | 349 |
| 13.2. Ґрунтогенез в орних дерново-підзолистих ґрунтах | 360 |
| 13.3. Криогенні ґрунти | 361 |
| <i>Контрольні запитання і завдання</i> | 365 |
| Розділ 14. Буроземи | 366 |
| 14.1. Географія, екологія, генезис, біогеохімія, типи ґрунтів | 366 |
| 14.2. Бурі лісові ґрунти (буроземи типові) | 369 |
| 14.3. Буроземи з текстурним горизонтом | 375 |
| 14.4. Буроземно-підзолисті поверхнево-глейові ґрунти | 378 |
| 14.5. Буроземи оглеєні та глеєво-елювійовані | 380 |
| <i>Контрольні запитання і завдання</i> | 382 |
| Розділ 15. Опідзолені та реградовані ґрунти Лісостепу | 383 |
| 15.1. Екологія, географія, гіпотези опідзолювання та реградації | 383 |
| 15.2. Агрогенетична характеристика та ґрунтово-екологічні режими | 389 |
| 15.3. Окультурювання, охорона, раціональне використання ґрунтів | 394 |
| <i>Контрольні запитання і завдання</i> | 395 |
| Розділ 16. Чорноземи Лісостепу та Степу | 396 |
| 16.1. Поширення та історія вивчення чорноземів | 396 |
| 16.2. Екологія та біогеохімія чорноземуутворення | 401 |
| 16.3. Класифікація, властивості, екологічні режими чорноземів | 405 |
| 16.4. Лучно-чорноземні ґрунти | 413 |
| 16.5. Використання та проблеми охорони чорноземів | 415 |
| <i>Контрольні запитання і завдання</i> | 416 |

| | |
|---|-----|
| Розділ 17. Каштанові та бурі напівпустельні ґрунти | 417 |
| 17.1. Географія, екологія, історія вивчення аридного ґрунтогенезу | 417 |
| 17.2. Генезис, будова профілю, властивості, класифікація | 423 |
| 17.3. Лучно-каштанові ґрунти | 435 |
| 17.4. Окультурювання, охорона, раціональне використання | 436 |
| <i>Контрольні запитання і завдання</i> | 439 |
| Розділ 18. Ґрунти субтропіків і тропіків | 440 |
| <i>Контрольні запитання і завдання</i> | 466 |
| Розділ 19. Азональні ґрунти | 467 |
| 19.1. Схиліві та еродовані ґрунти | 468 |
| 19.2. Дефльовані ґрунти | 478 |
| 19.3. Ґрунти долинних ландшафтів | 482 |
| 19.3.1. Гідроморфні ґрунти | 483 |
| 19.3.2. Алювіальні (заплавні) ґрунти | 503 |
| 19.3.3. Ґрунти на уламкових та піщаних породах | 508 |
| 19.4. Галоморфні ґрунти | 518 |
| 19.4.1. Солончаки та солончакові ґрунти | 518 |
| 19.4.2. Солонці та солонцюваті ґрунти | 525 |
| 19.4.3. Солоді та осолоділі ґрунти | 535 |
| 19.5. Зрошувані ґрунти | 539 |
| 19.6. Підтоплені ґрунти | 548 |
| <i>Контрольні запитання і завдання</i> | 550 |
| Розділ 20. Деградовані ґрунти | 551 |
| <i>Контрольні запитання і завдання</i> | 581 |
| Розділ 21. Гірські ґрунти | 582 |
| <i>Контрольні запитання і завдання</i> | 599 |
| Розділ 22. Доголоценовий ґрунтогенез | 600 |
| <i>Контрольні запитання і завдання</i> | 621 |
| Розділ 23. Бонітування ґрунтів | 622 |
| <i>Контрольні запитання і завдання</i> | 630 |
| Розділ 24. Картографування ґрунтів | 631 |
| <i>Контрольні запитання і завдання</i> | 639 |
| Розділ 25. Ґрунтово-екологічний моніторинг | 640 |
| <i>Контрольні запитання і завдання</i> | 646 |
| Розділ 26. Інформативність ґрунтогенезу в біосфері та ноосфері | 647 |
| <i>Контрольні запитання і завдання</i> | 673 |
| Розділ 27. Ресурсний потенціал ґрунтів і земель | 674 |
| <i>Контрольні запитання і завдання</i> | 695 |
| Скорочення, прийняті у підручнику | 696 |
| Список рекомендованої літератури | 697 |

Навчальне видання

*Тихоненко Дмитро Григорович
Горін Микола Олександрович
Лактіонов Микола Ілліч
Канівець Віктор Іванович
Медведев Віталій Володимирович
Балюк Святослав Антонович
Булигін Сергій Юрійович
Трускавецький Роман Степанович
Канаш Олександр Павлович
Дегтярьов Василь Володимирович
Новосад Костянтин Богданович
Філон Василь Іванович
Лісовий Микола Вікторович
Кізяков Юрій Євгенович
Матейшина Жана Миколаївна
Гуторов Олександр Іванович*



Оправа і титул *В. С. Жиборовського*
Комп'ютерна верстка *Л. М. Кіпріянової*

Видавництво «Вища освіта»,
04119, Київ-119, вул. Сім'ї Хохлових, 15

Свідчення про внесення до Державного реєстру
суб'єкта видавничої справи ДК № 662 від 06.11.2001

Підп. до друку 10.12.04. Формат 60 × 84/16. Папір офс. № 1.
Гарнітура Century Schoolbook. Друк офс. Ум. друк. арк. 40,92.
Обл.-вид. арк. 48,04. Зам. №

Надруковано з плівок, виготовлених у видавництві «Вища освіта»,
на ВАТ «Білоцерківська книжкова фабрика»,
09117, м. Біла Церква, вул. Л. Курбаса, 4