Міністерство освіти і науки, молоді та спорту України
Львівський національний університет імені Івана Франка

Ю.І. НАКОНЕЧНИЙ

ПРАКТИКУМ

З ҐРУНТОЗНАВСТВА І ГЕОГРАФІЇ ҐРУНТІВ

Навчальний посібник

Рекомендовано
Міністерством освіти і науки, молоді та спорту

Львів
2013

УДК 631.482(282.243.6)–047.37
ББК П03я73-5
Н 22

Р е ц е н з е н т и :
д-р геогр. наук, проф. *В.І. Михайлюк*
(Одеський національний аграрний університет);
д-р геогр. наук, проф. *А.І. Кривульченко*
(Кіровоградський державний педагогічний університет
імені Володимира Винниченка);
канд. біол. наук, ст. викл. *Ю.М. Ковалець*
(Львівський національний аграрний університет)

Р е к о м е н д о в а н о
Міністерством освіти і науки, молоді та спорту
як навчальний посібник для студентів вищих навчальних закладів
Лист № 1/11-860 від 30.01.2013 р.

Наконечний Ю. І.

Н 22 Практикум з ґрунтознавства і географії ґрунтів : навчальний посібник / Ю. І. Наконечний. – Львів : ЛНУ імені Івана Франка, 2013. – 374 с + 1,25 вкл.

ISBN

Розглянуто широкий спектр методичних і практичних рекомендацій та різноманітних методів лабораторно-аналітичного вивчення властивостей ґрунтів. Особливу увагу приділено вивченню фізичних властивостей та гумусового стану ґрунтів. Розглянуто загальні закономірності географічного поширення ґрунтів, принципи ґрунтово-географічного і агроґрунтового районування. Подано характеристику умов ґрунтотворення, склад і властивості найпоширеніших ґрунтів світу.

Для студентів і аспірантів географічних, біологічних і агрономічних факультетів вищих навчальних закладів, а також буде корисним для працівників науково-дослідних закладів і ґрунтознавців-практикантів.

A wide range of methodological and practical recommendations andvarious methods of laboratory and analytical study of the propertiesof soils. Particular attention is paid to the physical properties of soiland humus. The general patterns of geographic distribution of soils, principles of soil-geographical zoning and ahrohruntovoho. The characteristics of the soil conditions, structure and properties of the most common soils in the world. For undergraduate and graduate students of geographical, biologicaland agronomic facultie s of universities, and will be useful for employees of research institutions and soil-interns.

УДК 631.482(282.243.6)–047.37
ББК П03я73-5

ISBN

© Наконечний Ю. І. 2013
© Львівський національний університет
імені Івана Франка, 2013

З М І С Т

ВСТУП 9
Розділ 1. ТЕХНІКА БЕЗПЕКИ ПІД ЧАС ПРОВЕДЕННЯ РОБІТ У ХІМІЧНИХ ЛАБОРАТОРІЯХ 13
Розділ 2. МЕТОДИ КІЛЬКІСНОГО АНАЛІЗУ 16
2.1. Ваговий аналіз 17
2.2. Об’ємний аналіз 19
2.2.1. Розчини та способи вираження їхніх концентрацій 20
2.2.2. Індикатори 23
2.2.3. Техніка титрування 23
2.3. Інші методи кількісного аналізу 24
Контрольні запитання і завдання до розділу 25
Завдання для самостійної роботи 25
Література 25
Розділ 3. ПІДГОТУВАННЯ ЗРАЗКА ҐРУНТУ ДО АНАЛІЗУ ТА ВИЗНАЧЕННЯ ГІГРОСКОПІЧНОЇ ВОЛОГИ ҐРУНТУ 26
3.1. Відбір зразків ґрунту до аналізу 26
3.2. Підготування зразка ґрунту до аналізу 28
3.3. Визначення гігроскопічної вологи ґрунту 30
3.4. Визначення максимальної гігроскопічності методом А.В. Ніколаєва 33
Контрольні запитання і завдання до розділу 34
Завдання для самостійної роботи 34
Література 34
Розділ 4. ГРАНУЛОМЕТРИЧНИЙ СКЛАД ҐРУНТУ ТА МЕТОДИ ЙОГО ВИЗНАЧЕННЯ 36
4.1. Визначення гранулометричного складу ґрунту “мокрим” органолептичним методом 40
4.2. Визначення гранулометричного складу ґрунту методом піпетки 43
4.3. Підготовка ґрунту і визначення гранулометричного складу ґрунту методом Н.А. Качинського (для карбонатних ґрунтів) 47
Контрольні запитання і завдання до розділу 50
Завдання для самостійної роботи 50
Література 50

Розділ 5. СТРУКТУРА ҐРУНТУ 52
5.1. Морфологічна характеристика структури 56
5.2. Методи вивчення структури 60
5.3. Мікроагрегатний склад ґрунту 61
5.4. Макроагрегатний (структурний) стан ґрунту 66
5.5. Водостійкість макроструктури (агрегатний стан) ґрунту.....
Контрольні запитання і завдання до розділу 75
Завдання для самостійної роботи 76
Література 76
Розділ 6. ЗАГАЛЬНІ ФІЗИЧНІ ВЛАСТИВОСТІ ҐРУНТУ 78
6.1. Щільність твердої фази ґрунту 78
6.2. Щільність будови ґрунту 83
6.2.1. Відбір зразків ґрунту непорушеного складення 84
6.2.2. Визначення щільності будови некам'янистих ґрунтів у лабораторії 86
6.2.3. Визначення щільності будови кам'янистих ґрунтів 87
6.2.4. Щільність будови водонасичених глибинних горизонтів (шарів) ґрунтів і затоплених ґрунтів 89
6.2.5. Визначення щільності будови ґрунтових агрегатів 90
6.3. Визначення загальної шпаруватості та шпаруватості аерації ґрунту 92
Контрольні запитання і завдання до розділу 96
Завдання для самостійної роботи 95
Література 96
Розділ 7. ҐРУНТОВІ КОЛОЇДИ 98
7.1. Виділення колоїдів з ґрунту, визначення порога коагуляції . 101
7.2. Визначення знака заряду ґрунтових колоїдів 104
7.2.1. Визначення знака заряду ґрунтових колоїдів методом .... капіляризації 104
7.2.2. Визначення знака заряду ґрунтових колоїдів методом .... електрофорезу 105
7.3. Визначення взаємної коагуляції колоїдів 105
Контрольні запитання і завдання до розділу 106
Завдання для самостійної роботи 106
Література 106
Розділ 8. ГУМУС ҐРУНТУ 108
8.1. Визначення вмісту гумусу в ґрунті методом Тюріна в модифікації Сімакова 111
8.2. Визначення вмісту гумусу в ґрунті методом Тюріна в модифікації Нікітіна 116

8.3. Визначення вмісту власне гумусових речовин і детриту (за Ю. Шпрингером у модифікації ННЦ " ІГА ім. Соколовського") 118
8.4. Розрахунки запасів гумусу 120
8.5. Якісний склад гумусу 121
8.5.1. Виділення гумінової та фульвокислоти з гумусу ґрунту 124
8.5.2. Визначення групового і фракційного складу гумусу методом Тюріна у модифікації Пономарьової-Плотнікової, спалювання за Нікітіним 125
8.6. Гумусовий стан ґрунтів 136
Контрольні запитання і завдання до розділу 138
Завдання для самостійної роботи 138
Література 138
Розділ 9. КИСЛОТНО-ОСНОВНІ ВЛАСТИВОСТІ ҐРУНТІВ 140
9.1. Визначення pH у водній та сольовій витяжках ґрунтів ..... потенціометричним методом 146
9.2. Визначення pH у водній та сольовій витяжках ґрунтів ..... колориметричним методом 147
9.3. Визначення гідролітичної кислотності ґрунтів за Каппеном 148
Контрольні запитання і завдання до розділу 150
Завдання для самостійної роботи 151
Література 151
Розділ 10. УВІБРАНІ (ОБМІННІ) ОСНОВИ 153
10.1. Визначення суми увібраних основ за Каппеном-Гільковіцем 157
10.2. Визначення ступеня насичення ґрунтів основами..... 159
10.3. Визначення потреби ґрунту у вапні. Розрахунок дози вапна 159
10.4. Визначення ємності катіонного обміну методом Є.В. Бобко, Д.Л. Аскіназі у модифікації П.Г. Грабарова, З.А. Уварової 161
10.5. Визначення ємності катіонного обміну методом Є.В. Бобко, Д.Л. Аскіназі у модифікації ЦІНАО 163
Контрольні запитання і завдання до розділу 165
Завдання для самостійної роботи 165
Література 165
Розділ 11. ВИЗНАЧЕННЯ ВМІСТУ ВУГЛЕКИСЛОГО ГАЗУ ҐРУНТОВИХ КАРБОНАТІВ 167
Контрольні запитання і завдання до розділу 174

Завдання для самостійної роботи ... 174
Література ... 175
Розділ 12. ҐРУНТОВИЙ РОЗЧИН ... 176
12.1. Приготування водної витяжки ... 179
12.2. Якісний аналіз водної витяжки ґрунту ... 180
12.2.1. Аніони ґрунтового розчину ... 181
12.2.2. Катіони ґрунтового розчину ... 182
12.3. Визначення сухого залишку ... 182
12.3.1. Визначення мінерального залишку ... 183
12.3.2. Обчислення органічного залишку ... 184
Контрольні запитання і завдання до розділу ... 184
Завдання для самостійної роботи ... 186
Література ... 185
Розділ 13. ОРГАНІЧНИЙ НІТРОГЕН ҐРУНТУ ... 186
13.1. Визначення вмісту валового Нітрогену в ґрунті мікродифузним методом Конвея ... 187
13.2. Визначення загального вмісту Нітрогену в ґрунті методом К'єльдаля ... 189
Контрольні запитання і завдання до розділу ... 194
Завдання для самостійної роботи ... 194
Література ... 195
Розділ 14. МОРФОЛОГІЧНІ ОЗНАКИ ҐРУНТІВ ... 196
14.1. Вологість ґрунту ... 197
14.2. Колір ґрунту ... 197
14.3. Структура ґрунту ... 200
14.4. Складення ґрунту ... 202
14.5. Новоутворення ... 204
14.5.1. Новоутворення хімічного походження ... 204
14.5.2. Новоутворення біологічного походження ... 205
14.6. Включення ґрунту ... 206
14.7. Гранулометричний склад ґрунту ... 206
14.8. Скипання ґрунту ... 207
Контрольні запитання і завдання до розділу ... 208
Завдання для самостійної роботи ... 208
Література ... 208
Розділ 15. МОРФОЛОГІЧНИЙ ОПИС ПРОФІЛЮ ҐРУНТІВ ... 210
Контрольні запитання і завдання до розділу ... 223
Завдання для самостійної роботи ... 223
Література ... 224

Розділ 16. ЗАКОНОМІРНОСТІ ГЕОГРАФІЧНОГО ПОШИРЕННЯ ҐРУНТІВ ... 225
16.1. Загальні закономірності географії ґрунтів і ґрунтового покриву ... 225
16.2. Ґрунтові карти світу та України ... 233
16.3. Ґрунтово-географічне районування світу та України ... 235
Контрольні запитання і завдання до розділу ... 240
Завдання для самостійної роботи ... 241
Література ... 241
Розділ 17. ҐРУНТИ АРКТИЧНОЇ ЗОНИ ... 243
Контрольні запитання і завдання до розділу ... 249
Завдання для самостійної роботи ... 250
Література ... 250
Розділ 18. ҐРУНТИ ТУНДРОВОЇ ЗОНИ ... 251
Контрольні запитання і завдання до розділу ... 260
Завдання для самостійної роботи ... 260
Література ... 260
Розділ 19. ҐРУНТИ ТАЙГОВО-ЛІСОВОЇ ЗОНИ ... 262
Контрольні запитання і завдання до розділу ... 280
Завдання для самостійної роботи ... 280
Література ... 280
Розділ 20. ҐРУНТИ ЛІСОСТЕПОВОЇ ЗОНИ ... 282
Контрольні запитання і завдання до розділу ... 291
Завдання для самостійної роботи ... 291
Література ... 292
Розділ 21. ҐРУНТИ СТЕПОВОЇ І СУХОСТЕПОВОЇ ЗОНИ ... 293
Контрольні запитання і завдання до розділу ... 300
Завдання для самостійної роботи ... 300
Література ... 300
Розділ 22. ЗАСОЛЕНІ ҐРУНТИ ... 302
Контрольні запитання і завдання до розділу ... 308
Завдання для самостійної роботи ... 308
Література ... 309
Розділ 23. ҐРУНТИ НАПІВПУСТЕЛЬ І ПУСТЕЛЬ ... 310
Контрольні запитання і завдання до розділу ... 319
Завдання для самостійної роботи ... 319
Література ... 319

Розділ 24. ҐРУНТИ ПЕРЕМІННО-ВОЛОГИХ СУБТРОПІЧНИХ І ТРОПІЧНИХ ОБЛАСТЕЙ 321
Контрольні запитання і завдання до розділу 329
Завдання для самостійної роботи 330
Література 330
Розділ 25. ҐРУНТИ ВОЛОГИХ СУБТРОПІЧНИХ, ТРОПІЧНИХ ТА ЕКВАТОРІАЛЬНИХ ОБЛАСТЕЙ 331
Контрольні запитання і завдання до розділу 335
Завдання для самостійної роботи 336
Література 336
Розділ 26. ҐРУНТИ ГІРСЬКИХ СИСТЕМ 337
Контрольні запитання і завдання до розділу 344
Завдання для самостійної роботи 344
Література 345
Розділ 27. ҐРУНТИ РІЧКОВИХ ЗАПЛАВ 347
Контрольні запитання і завдання до розділу 352
Завдання для самостійної роботи 353
Література 353
Розділ 28. АНТРОПОГЕННІ ҐРУНТИ 355
Контрольні запитання і завдання до розділу 368
Завдання для самостійної роботи 369
Література 369
ІМЕННИЙ ПОКАЖЧИК 371

ВСТУП

Ґрунт є основним засобом у сільському, лісовому господарствах та інших галузях суспільного виробництва, тому знання і розуміння властивостей ґрунту, процесів, що відбуваються у ньому, закономірностей географічного поширення є актуальними не тільки для майбутніх географів, ґрунтознавців, екологів, а й для фахівців різних сфер науки і виробництва, які мають справу з природою.

Вперше генетичне визначення ґрунту подав В. В. Докучаєв 1879 року. У "Лекциях о почвоведении" він наголошував, що ґрунт є функцією (результатом) від материнської породи, клімату і організмів, помноженою на час.

Сьогодні склалося таке визначення цього поняття: *ґрунт* – це складна поліфункціональна і полікомпонентна відкрита багатофазна структурна система у поверхневій товщі вивітрювання гірських порід, що має здатність до родючості. Це динамічна система, що активно функціонує і розвивається протягом усього періоду існування. До комплексу природних чинників формування ґрунту, у зв'язку з посиленням антропогенного навантаження на ґрунти, до функціонального визначення В. В. Докучаєва додають виробничу діяльність людини.

Вивченням ґрунтів займається наука "*Ґрунтознавство*" – це наука про ґрунти, їхню будову, склад, властивості і закономірності географічного поширення, генезис, еволюцію, функціонування і роль у природі, шляхи і методи меліорації, охорони і раціонального використання у господарській діяльності людини.

Головною і специфічною властивістю ґрунту є його родючість, що відрізняє ґрунт від гірської породи. Вивчити ґрунт означає вивчити закономірності його розвитку і навчитися раціональніше використовувати ґрунтову родючість; для цього слід розуміти тенденції зміни родючості, вміти впливати на ці зміни для її збереження і підвищення. На превеликий жаль, останніми десятиріччями ґрунтовий покрив зазнав суттєвих деградаційних процесів, таких як вітрова і водна ерозія, дегуміфікація, виснаження, переущільнення, вторинне засолення, забруднення токсичними речовинами, що значно зменшують родючість ґрунтів та знижують якість врожаю сільськогосподарських культур. З огляду на це, питання раціонального та ефективного використання ґрунтів, їхнього захисту від шкідливих антропогенних впливів, збереження та підвищення родючості ґрунтів, передусім за умов, коли змінюються не тільки технології, а й форми власності на землю, набувають вагомого значення.

Теоретичні знання основних закономірностей формування ґрунтів, властивостей їхньої мінеральної та органічної частини, специфіки взаємодії рідкої та газоподібної фаз ґрунту, вчення про його вбирну здатність, типи водно-повітряного режиму, класифікації, діагностики та номенклатури ґрунтів, суті ґрунтотворного процесу, поширення ґрунтів на території України та світу, основ раціонального використання та шляхів стабілізації і підвищення родючості ґрунтів необхідно підсилювати навичками, набутими під час лабораторно-аналітичних досліджень.

Призначення лабораторного практикуму з ґрунтознавства і географії ґрунтів – ознайомлення з методикою і технікою виконання аналітичних досліджень; використання результатів аналізів для об'єктивної генетичної і виробничої діагностики ґрунтів, розроблення заходів для підвищення потенціалу їхньої родючості; засвоєння навичок морфологічного опису ґрунтів; вміння аналізувати ґрунтові карти різних масштабів.

Під час виконання лабораторних робіт студенти повинні:

- знати методику підготовки ґрунту до аналітичних робіт, послідовність виконання найпростіших аналізів; вміти використовувати необхідні реактиви, принципи роботи лабораторного обладнання та приладів;
- мати теоретичні знання, щоб застосовувати результати аналітичних досліджень для якісної оцінки ґрунтів; вміти читати та пояснювати аналітичні дані, визначати потребу ґрунту у меліорантах (вапно, гіпс); вміти описувати ґрунтові розрізи і ґрунтовий покрив конкретної території; читати ґрунтові карти різних масштабів.

Навчальний посібник "Практикум з ґрунтознавства і географії ґрунтів" складено відповідно до програми курсів "Ґрунтознавство" та "Географія ґрунтів з основами ґрунтознавства", які передбачено навчальним планом для студентів денної і заочної форм навчання географічного факультету за такими спеціальностями: 6.040104 "Географія"; 6.040106 "Екологія, охорона навколишнього середовища та збалансоване природокористування"; 6.040102 "Біологія"; студентів Природничого коледжу за спеціальністю 5.04010602 "Прикладна екологія", спеціалізації "Екологія землекористування та агробізнес", "Прикордонний контроль", "Біоекологія".

Лабораторний практикум ознайомлює з найдоступнішими і водночас простими методами фізичного та хімічного аналізів. Методика досліджень конкретних властивостей ґрунтів супроводжується теоретичними відомостями про ці властивості, а також їхній вплив на продуктивність та екологічні функції ґрунтів. Описано також нормативні рівні оцінки якості ґрунтів за відповідними показниками їхнього фізичного чи хімічного стану.

Подані в навчальному посібнику теоретичні відомості та різні методики аналізів властивостей ґрунтів будуть корисні студентам-географам, екологам, біологам та геологам під час вивчення ними курсів "Ґрунтознавство" та "Географія ґрунтів з основами ґрунтознавства", проведення навчальних та виробничих практик, а також студентам агрономічних і землевпорядних спеціальностей аграрних університетів, працівникам науково-дослідних установ і організацій, ґрунтово-агрохімічних лабораторій.

Розділ 1

ТЕХНІКА БЕЗПЕКИ ПІД ЧАС ПРОВЕДЕННЯ РОБІТ У ХІМІЧНИХ ЛАБОРАТОРІЯХ

Лабораторні заняття студентів відбуваються у спеціально обладнаних лабораторіях аналізу ґрунтів.

Перед початком проведення лабораторних робіт студентам необхідно вивчити правила і техніку безпеки в хімічних лабораторіях та ознайомитись з методичною літературою для виконання лабораторних робіт.

На час виконання лабораторних робіт за кожним студентом закріплюють постійне місце за робочим столом, видають зразки ґрунту, які зберігають у спеціально виділених шафах чи столах. Обладнання та прилади (сушильні шафи, ексикатори, терези, pH-метри, набори сит, ступки для розтирання зразків ґрунту, коробкові зразки ґрунтової структури, кольорова шкала ґрунтів, новоутворення, включення, моноліти основних типів ґрунтів та ін.) знаходяться у межах навчальних лабораторій у спеціально облаштованих приміщеннях. Заходити у приміщення навчальних лабораторій та перебувати в них студенти мають право лише з дозволу викладача або лаборантів.

При роботі з хімічними реактивами слід виконувати такі вимоги:

1. Хімічні реактиви мають бути закриті.

2. Посуд з хімічними реактивами переносять, тримаючи одночасно за шийку та підтримуючи знизу.

3. Під час переливання рідини із посуду в посуд обов'язково користуються лійками, а при роботі з сухими реактивами – шпателями, лопаточками, фарфоровими чи пластмасовими ложечками.

4. Роботу зі шкідливими, отруйними, вибухонебезпечними речовинами виконують тільки у витяжній шафі, дотримуючись таких застережень:

а) нагріваючи рідину в пробірці або колбі, не можна тримати їх отвором до себе або оточуючих, нахилятися над посудом, у якому відбувається реакція;

б) при розведенні концентрованих кислот (передусім сірчаної) завжди потрібно доливати кислоту у воду;

в) концентровані розчини кислот та лугів, а також отруйні рідини можна відбирати, використовуючи тільки мірні циліндри або піпетку з гумовою грушею;

г) не можна перемішувати кислоти з іншими речовинами, збовтувати або закривати пробірку пальцем. Перемішувати кислоти у пробірці можна тільки легким постукуванням пальцем по нижній її частині;

ґ) всі реактиви необхідно берегти від забруднення та користуватися тільки чистими піпетками;

д) не слід плутати корки від посуду, якими його закривають, щоб запобігти його забрудненню;

е) на всьому посуді з реактивами мають бути етикетки з назвою реактиву, його концентрацією тощо;

є) реактиви, які змінюють свої властивості під впливом світла, слід зберігати лише у посуді з темного скла.

5. Кип'ятіння, випаровування кислот та летких сполук необхідно здійснювати тільки у витяжній шафі.

6. При роботі з вогненебезпечними та вибухонебезпечними речовинами поблизу не має бути відкритого вогню або сильно нагрітих приладів.

7. Нерідко під час роботи може виникнути небезпека пожежі, тому для запобігання такої ситуації слід дотримуватися правил протипожежної безпеки.

8. Користуватися приладами, електричними нагрівачами, газо-

вими горілками можна тільки після ознайомлення з принципами їхньої будови та з дозволу і під контролем викладача.

Під час виконання лабораторних робіт у результаті недотримання правил техніки безпеки можуть траплятися випадки, які потребують невідкладної медичної допомоги: порізи, опіки кислотами та лугами, ураження електричним струмом. У таких випадках необхідно надати відповідну першу допомогу і, за необхідності, потерпілого скерувати у медичний пункт.

Після ознайомлення з інструкцією з техніки безпеки студенти ставлять підпис про проходження інструктажу у спеціальному журналі.

Розділ 2

МЕТОДИ КІЛЬКІСНОГО АНАЛІЗУ

Метод кількісного аналізу полягає у визначенні кількісного вмісту елементів, йонів або хімічних сполук, що входять до складу досліджуваних речовин та матеріалів. За допомогою кількісного аналізу можна визначати: відношення маси між елементами, які входять до складу складних речовин; кількість речовин у розчині; вміст елементів, що містять суміші речовин, або вміст того чи іншого компонента в неоднорідних речовинах.

Методи кількісного аналізу в своїй основі мають деяку подібність з методами якісного аналізу, оскільки вони побудовані на вивченні властивостей елементів, сполук, розчинів тощо. Проте між ними є принципова різниця. В якісному аналізі для того, щоб встановити наявність того чи іншого йона, достатньо тільки виявити характерну для нього властивість. Щоб визначити кількість того ж йона, необхідно цю властивість виміряти. На практиці якісний склад досліджуваних матеріалів здебільшого відомий. Тому в багатьох випадках немає необхідності у попередньому якісному дослідженні речовин, що полегшує вибір найбільш відповідного методу кількісного аналізу.

Залежно від природи вимірюваних властивостей, методи кількісного аналізу поділяють на три групи:

– *хімічні* (ваговий, титрометричний, або об'ємний, газовий);

– *фізико-хімічні* (оптичний, електрохімічний, кінетичний);

– *фізичні* (радіометричний, спектрометричний).

2.1. Ваговий аналіз

Ваговим аналізом називають метод кількісного хімічного аналізу, який засновано на вимірюванні маси компонента, виділеного з аналізованої проби чи у вільному стані, або ж у вигляді сполук відомого складу.

Це один із найбільш досліджених, порівняно давно відомих методів. Його прийнято називати основним методом аналізу, оскільки найважливіші кількісні характеристики речовин – атомні та молекулярні маси – визначені в результаті зважування.

В основі вагового аналізу лежать закони сталості складу та еквівалентності. Закон сталості складу формулюють так: кожна хімічна сполука має один і той самий склад. За законом еквівалентності, речовини взаємодіють між собою у кількостях, пропорційних їхнім еквівалентам. Перевага вагового аналізу полягає в надійності результатів.

У кількісному аналізі терези є головним вимірювальним приладом. У ваговому аналізі точне зважування необхідне як у початковій, так і в кінцевій стадіях аналізу. Точність зважування – це одна з найважливіших умов вагового визначення.

Зважування – це порівняння маси досліджуваного тіла з масою важків, маса яких відома і виражена в певних одиницях (мг, г, кг). Терези є найважливішим приладом у хімічній лабораторії, оскільки кожна виконана в ній робота не обходиться без визначення маси тієї чи іншої речовини або тари, в яку поміщають речовини, що зважують.

Залежно від точності, з якою здійснюють зважування, терези поділяють на такі групи:

1. Для "грубого" зважування – з точністю до 1 г.

2. Для точного зважування (технохімічні, квадрантні терези) – з точністю до 0,01 г.

3. Аналітичні (з точністю до 0,0002-0,0001 г).

4. Спеціальні (торзійні, пробірні, ультрамікрохімічні та ін.).

Найзручнішими при масових аналізах є терези марки ВЛТК-500. Технічні квадрантні п'ятсотграмові електричні терези працюють від змінного струму напругою 220 В. Принцип дії – противага. На одному плечі терезів розташована чашка, яку виведено на верх металевого корпусу терезів. На іншому плечі чашка терезів зрівноважується вантажем. Коли зважуваний об'єкт поміщають на чашку, відбувається розбалансування плеча терезів, яке фіксується системою дзеркал з підсвічуванням у вигляді напливаючої тіньової шкали, що передається на матове скло, яке розміщене на передній частині корпусу терезів. Без додаткового навантажування на терезах можна зважувати до 100 г. Ціна поділки шкали – 0,01 г. Точність зважування – до 0,01 г. Якщо необхідно взяти наважку понад 100 г, то противагу збільшують додатковою масою на 100 г. Всього їх чотири. Додаткове навантаження протитерези виконують повертанням за годинниковою стрілкою ручки, розміщеної на правому боці корпусу терезів. Одне повернення ручки відповідає додатковій масі в 100 г. Кількість додаткового навантаження протитерези фіксують цифри (1, 2, 3, 4) у прорізі, який міститься у лівій частині шкали терезів. Додаткове навантаження в 100 г дає змогу зважувати з точністю до 0,01 г у межах від 100 до 500 г.

Терези ВЛТК-500 встановлюють за допомогою рівня та нуля на шкалі. Встановлення терезів за рівнем є обов'язковим тому, що в іншому випадку противага спричиняє тертя, унаслідок чого виникає додаткове навантаження і з'являється неточність у зважуванні. Підведення до рівня виконують обертанням підйомних гвинтів на ніжках терезів.

З правого боку корпусу терезів (в нижній частині) знаходиться ручка, за допомогою якої регулюють встановлення нуля на шкалі. Таке регулювання дуже зручне при масових аналізах.

Приклад роботи з терезами ВЛТК-500. Потрібно зважити 25,5 г ґрунту. Терези вмикають у мережу змінного струму (220 В). Ручкою вмикають освітлення шкали. На чашку терезів поміщають лоток із кальки і після цього встановлюють шкалу на нуль, повертаючи регулювальну ручку шкали до збігу нуля шкали зі стрілкою. Ґрунт (або іншу речовину) поступово насипають на лоток, стежать

за переміщенням цифр шкали. Закінчують насипати, коли поділка 25,5 г збігатиметься зі стрілкою. Якщо шкала терезів після зупинення не дійшла до цифри 25,5 г, то на лоток досипають ще невелику порцію ґрунту.

Коли необхідно зважити 147,8 г, перевіряють встановлення нуля, терези навантажують додатковою важкою в 100 г, для чого повертають ручку за годинниковою стрілкою, водночас у прорізі з'являється цифра "1". Після цього ґрунт чи іншу речовину насипають на чашку терезів, як у попередньому випадку.

2.2. Об'ємний аналіз

Об'ємним аналізом називають метод кількісного аналізу, під час якого вимірюють масу, визначаючи об'єми двох взаємодіючих розчинів, один із яких містить аналізуючу речовину, а концентрація іншого – встановлена.

Принцип об'ємного аналізу полягає в тому, що до розчину приготованої аналізованої речовини поступово доливають титрований розчин доти, доки речовини не прореагують повністю. Цей процес називають титруванням. Момент титрування, коли речовини прореагують повністю, називають точкою еквівалентності.

Точка еквівалентності встановлюється за допомогою індикаторів – речовин, які мають здатність змінювати забарвлення титруючого розчину. Момент, при якому відбувається зміна забарвлення розчину, називають точкою кінця титрування.

Основою об'ємного аналізу є положення про те, що об'єми розчинів різних речовин, які повністю прореагували між собою, обернено пропорційні нормальностям цих розчинів. Отже, якщо об'єми двох розчинів, що прореагували повністю, – рівні, то і нормальності цих розчинів рівні між собою.

$$\frac{V_1}{V_2} = \frac{N_2}{N_1},$$

де V_1, V_2 – об'єми реагуючих речовин; N_1, N_2 – концентрації.

Головною одиницею об'єму є літр, або $дм^3$. Часто користуються мілілітром – тисячною частиною літра, $см^3$. Літр дорівнює об'єму одного кілограма хімічно чистої води, зваженої при температурі 3,98°С (найбільша щільність) і тиску в 1 атм.

Вимірювати об'єми розчинів необхідно з точністю не нижче тієї, яку очікують у кінцевому результаті аналізу.

У практиці об'ємного аналізу для точного вимірювання об'ємів застосовують мірні колби, піпетки, бюретки. Приблизно вимірюють об'єми за допомогою мірних склянок. Мірні колби використовують для приготування титрованих розчинів, а також для розведення розчинів до заданих об'ємів. Здебільшого мірні колби виготовляють із вузьким горлом, на яке наносять кругові позначки, що дає змогу точно вимірювати об'єм рідини.

Піпетки використовують для точного вимірювання заданих об'ємів аналізованих розчинів. Піпетка – це довга вузька трубка. У верхній її частині нанесені кругові позначки, які вказують на рівень рідини, що міститься в ній.

Бюретки мають корисний об'єм 100, 50, 25 мл. На нижньому звуженому кінці бюретки є скляний кран або гумова трубка, з'єднана з капіляром, який відіграє роль затвора.

Усі скляні вимірювальні прилади повинні завжди бути ідеально чистими.

2.2.1. Розчини та способи вираження їхніх концентрацій

Однорідну систему, що складається з двох або більше різних речовин, називають *розчином.* Речовину, яка переважає у розчині, називають *розчинником.* Розрізняють декілька видів розчинів:

а) рідкі (наприклад, цукор, розчинений у воді);

б) газоподібні (суміш газів, наприклад, повітря – це розчин Оксигену в Нітрогені);

в) тверді (застигання розплавлених металів).

Найбільше практичне значення мають рідкі розчини. Залежно від розчинника розрізняють розчини водні та неводні. До неводних

розчинів належать ті, де розчинниками є спирт, бензол, ефір, рідкий аміак та ін.

Процес розчинення є не тільки механічним розподілом частин розчиненої речовини між молекулами води, він також супроводжується хімічною взаємодією розчиненої речовини з розчинником. Такий процес називають у сольовому розчині сольватацією, у водному – гідратацією. Утворені сполуки називають, відповідно, сольватами і гідратами.

Розчин, в якому при певній температурі речовина більше не розчиняється, називають *насиченим.* Розчин, у якому за незмінених умов взята речовина ще може розчинятися, називають *ненасиченим.*

Розчинністю, або коефіцієнтом розчинності, називають число грамів або сантиметрів речовини, яка розчиняється при певній температурі в 100 г або 100 $см^3$ розчинника, утворюючи насичений розчин (наприклад, при температурі +20°С розчинність цукру 200 г; кухонної солі – 36 г; борної кислоти – 5 г; хлорного Аргентуму – 0,000013 г).

Концентрацією називають величину, яка показує кількість розчиненої речовини у визначеному об'ємі розчину.

Найчастіше використовують такі способи вираження складу розчинів:

• *Відсотковий* – показує число одиниць маси розчиненої речовини в 100 одиницях маси розчину (С, %). Відсоткові розчини поділяють на об'ємно-вагові та вагові. Об'ємно-ваговими називають такі розчини, коли в 100 мл розчину міститься та чи інша кількість грамів розчиненої речовини. Ваговими розчинами називають такі, коли в 100 г розчину міститься та чи інша кількість грамів розчиненої речовини.

• *Точні розчини* – це розчини з точно встановленою концентрацією, їх називають титрованими розчинами. Концентрація таких розчинів виражається через їхній *титр* – кількість розчиненої речовини в грамах, що міститься в мілілітрі розчину (г/мл).

• *Мольна (моляльна) концентрація* (моляльність) – показує число молів розчиненої речовини в кілограмі розчинника (моль/кг).

• *Молярна концентрація* (молярність) – показує число молів розчиненої речовини в літрі розчину (моль/см^3, моль/л). Масу моля речовини виражають у грамах, вона чисельно дорівнює молекулярній масі цієї речовини.

• *Еквівалентна концентрація* (молярна концентрація еквівалента, або нормальність) – показує кількість грам-еквівалентів розчиненої речовини, що міститься в літрі розчину (г-екв/л). Грам-еквівалентом речовини називають кількість її грамів, хімічно еквівалентних грам-атому або грам-йону Гідрогену в цій хімічній реакції.

Розчини, які містять грам-еквівалент розчину в одному літрі, називають нормальними (або однонормальними). Однонормальні розчини малопридатні для титрометричного аналізу, оскільки дуже концентровані. Тому частіше користуються розведеними: в 10 разів (децинормальними, 0,1 н), або в 50 разів – двосантинормальними (0,02 н).

Титровані розчини – базові робочі розчини при аналітичних визначеннях речовин об'ємним методом. Для приготування титрованих розчинів зважують реактив на аналітичних терезах і розчиняють в однолітрових мірних колбах.

Для приготування точних розчинів зручно користуватися фіксаналами. *Фіксанали* – це ампули, які містять точно встановлену кількість речовини, необхідної для приготування літра титрованого розчину. Вміст ампули переносять на лійку, встановлену в мірну колбу за допомогою бійка. Внутрішні стінки ампули декілька разів промивають дистильованою водою. Після того, як ампула, лійка та бійок добре промиті, лійку знімають, а об'єм колби доводять дистильованою водою до позначки. Колбу закривають корком і розчин ретельно збовтують, перевертаючи колбу тричі догори дном. Цей розчин доволі точний і не потребує додаткової перевірки.

Окрім титрованих розчинів, для виконання хімічних аналізів використовують і розчини, склад яких виражений у відсотках.

2.2.2. Індикатори

В об'ємному аналізі як індикатори використовують речовини, здатні спричиняти добре помітні зміни в розчині при зміні концентрацій реагуючих речовин. Зазвичай помітною ознакою є зміна забарвлення розчину або випадання осаду.

Відома значна кількість речовин, які мають такі властивості, проте не всіх їх можна використовувати як індикатори. Речовини, які використовують як індикатори, мають відповідати таким умовам:

– забарвлення індикаторів має бути добре помітним;

– їхній колір має різко змінюватися в невеликому інтервалі pH;

– забарвлення має бути стійким.

Дія індикаторів базується на йонній теорії, згідно з якою індикатори в методах кислотно-лужного титрування – це слабкі органічні кислоти або основи, в яких нейонізуючі молекули та йони мають різне забарвлення.

2.2.3. Техніка титрування

Реакція титрометричних визначень має відповідати таким вимогам:

1. Реакція практично незворотна.

2. Момент зміни реакції (точка еквівалентності) має бути добре зафіксований чіткою зміною забарвлення речовини.

3. Зміна зовнішніх умов, в яких виконують реакцію, не має впливати на її перебіг.

4. У разі титрування недопустимі побічні реакції.

Для проведення аналізу в бюретку наливають розчин з точно визначеною концентрацією, а під бюретку підставляють колбу з розчином речовини, яку потрібно визначити, до якої додано відповідний індикатор. Із бюретки поступово доливають розчин титранту доти, доки чергова крапля не спричинить характерну зміну забарвлення у колбі. Відрахувавши кількість поділок, що відповідають об'єму витраченого розчину, виконують розрахунки.

2.3. Інші методи кількісного аналізу

Широке використання при проведенні хімічних аналізів ґрунтів мають комплексонометричні, фотоелектроколориметричні методи та методи полуменевої фотометрії.

Комплексонометричні визначення побудовані на використанні реагентів органічних реактивів-комплексонів, які утворюють з йонами металів малодисоційовані сполуки. Найпоширенішим компонентом є двонатрієва сіль етилендиамінтетраоцтової кислоти – трилон Б.

Індикатор мурексид – це амонійна сіль пурпурної кислоти. Комплексні сполуки мурексиду з Кальцієм забарвлюють розчин у рожевий колір, а вільний індикатор – у фіолетовий.

Хромоген чорний використовують для титрування, визначаючи суму Кальцію та Магнію.

Головна умова комплексонометричного титрування – достатня кількість буферного розчину, який забезпечує необхідну величину pH.

Колориметричні методи полягають у порівнянні забарвлення досліджуваного розчину зі стандартним. Чим інтенсивніше забарвлення розчину, тим вища концентрація речовини або йона в розчині. Якщо забарвлення досліджуваного і стандартного розчину однакове, це означає, що кількість речовин у них однакова. Отже, якщо забарвлення досліджуваного розчину буде інтенсивнішим, його слід розвести і довести інтенсивність забарвлення до стандартного. Знаючи, у скільки разів розведено розчин, визначають кількість речовини в досліджуваному розчині. Колориметричний метод використовують для визначення незначних кількостей речовин.

Фотоелектроколориметричний метод базується на вимірюванні оптичної щільності розчину. З підвищенням концентрації розчину збільшується кількість частинок, які вбирають світло, і оптична щільність зростає. Зі збільшенням товщини шару оптична щільність також збільшується. Оптичну щільність вимірюють на фотоелектроколориметрах, фотометрах та спектрофотометрах. Фотоелектроколориметричні та фотометричні методи використовують для визначення вмісту мікроелементів, а також для визначення Нітрогену, Фосфору, Титану та інших елементів.

Метод полуменевої фотометрії полягає у вимірюванні інтенсивності випромінювання елементів, збуджених нагріванням речовин у полум'ї. Якщо розчин солі металу розпилювати в полум'ї горілки, починається випаровування розчину та розпадання солі з утворенням атомів або простих молекул. Деякі з цих атомів і молекул збуджуються при температурі полум'я. Повернення до початкового

стану супроводжується випромінюванням спектра, характерного для атомів цього елемента. Випромінювання фіксують фотоелементом. Фотопотік посилюють підсилювачем та вимірюють чутливим гальванометром. Цим методом можна визначати до 50-ти елементів, та найчастіше цей метод використовують для визначення вмісту Натрію, Калію та Кальцію в ґрунті, а також для аналізу гірських порід, води та рослин.

Потенціометричним методом визначають величину pH, вимірюючи електрорушійну силу гальванічного елемента, який складається з електрода порівняння з визначеним потенціалом та індикаторного електрода, потенціал якого залежить від концентрації активних йонів Гідрогену в досліджуваному розчині. Індикаторними електродами найчастіше є скляні електроди приладів, які називають потенціометрами, або pH-метрами.

Контрольні запитання і завдання до розділу:

1. *На які групи поділяють методи кількісного аналізу залежно від природи вимірюваних властивостей?*
2. *Дайте визначення поняття „ваговий аналіз".*
3. *На які групи поділяють терези залежно від точності, з якою здійснюють зважування?*
4. *Що таке розчин?*
5. *Який розчин називають насиченим, а який ненасиченим?*

Завдання для самостійної роботи:

1. *Охарактеризуйте оптичний метод кількісного аналізу.*
2. *Наведіть приклад роботи з торзійними терезами.*
3. *Охарактеризуйте властивості таких індикаторів – метилоранж, фенолфталеїн.*

Література:

1. Гамкало З. Г. Хімія геосфер : Лабораторний практикум для студентів природничих факультетів / З. Г. Гамкало. Львів : ЛНУ імені Івана Франка, 2001. – 195 с.
2. Гаськевич В. Г. Лабораторний практикум з ґрунтознавства / В. Гаськевич. – Львів : ЛНУ імені Івана Франка, 2003. – 62 с.

Розділ 3

ПІДГОТУВАННЯ ЗРАЗКА ҐРУНТУ ДО АНАЛІЗУ ТА ВИЗНАЧЕННЯ ГІГРОСКОПІЧНОЇ ВОЛОГИ ҐРУНТУ

3.1. Відбір зразків ґрунту для аналізу

Для визначення кількісних параметрів фізичних, фізико-хімічних та хімічних властивостей ґрунтів і ґрунтотворних порід, а також для уточнення польової діагностики ґрунтових відмін у полі відбирають проби (зразки) ґрунтів на аналіз. Залежно від поставленої мети, зразки ґрунту є індивідуальні або змішані. *Змішані зразки* – це середня проба з групи зразків, відібраних з орного або підорного шару. Відбирають їх для вивчення агрохімічних властивостей ґрунтів (поживний режим, кислотно-основні властивості тощо). Середня проба формується з 8–10-ти індивідуальних зразків із зони ризосфери культурних рослин (орний і підорний шари), які взяті на повну потужність шару. Індивідуальні зразки для формування середньої проби змішаних зразків беруть навколо основного розрізу на відстані 10–15 м один від іншого. Якщо основний розріз не закладено, прикопки розміщують по колу, діагоналях уявного квадрата, або хаотично в межах контуру. Відібрані у такий спосіб зразки ретельно перемішують на папері, картоні, в емальованому чи пластиковому посуді, а також

видаляють різноманітні включення (каміння, грубі корінці, сторонні предмети), і з різних частин відбирають певну кількість ґрунту загальною масою 0,5–1,0 кг. Проби ґрунту для змішаних зразків відбирають лопатою або буром. Змішані зразки використовують переважно для вивчення режиму поживних речовин.

В інших випадках користуються *індивідуальними зразками* – їх беруть із середини кожного генетичного горизонту чи додатково із верхньої або нижньої його частини (з потужних горизонтів), у найтиповіших розрізах, або із горизонтів, найцікавіших для вивчення (товщина шару відбору має бути близько 10 см). Водночас необхідно стежити, щоб до зразка не потрапили не характерні для нього ґрунтові утворення (кротовини, одиничні виділення солей тощо).

Зразок відбирають за допомогою лопати, ножа або шпателя. Зразки рекомендують відбирати знизу вверх, оскільки за іншого способу нижня частина розрізу засипається, а стінки забруднюються матеріалом, який осипається зверху. Зразок поміщають або у полотняний, або у поліетиленовий мішечок, або у чистий пакет з обгорткового паперу; пишуть дві етикетки: одну з них складають і залишають разом зі зразком, а іншу поміщають зверху, під шпагат. На етикетках вказують назву організації, яка виконує дослідження, область, район, землевласника чи землекористувача, місце, де відібрано зразок, номер розрізу, назву ґрунту, горизонт і глибину відбору зразка. Обов'язково ставлять дату відбору зразка та чіткий підпис ґрунтознавця. Глибину відбору зразків ґрунту записують також у журналі польового опису ґрунту.

У лабораторії зразки ґрунтів необхідно довести до повітряносухого стану, оскільки під впливом мікробіологічних процесів у вологих зразках змінюються їхні властивості. Для просушування зразок розсипають тонким шаром на великому аркуші щільного паперу. Пінцетом відокремлюють новоутворення і включення (ортштейни, журавчики, каміння, коріння та інші рослинні рештки); прикривши зверху аркушом паперу, залишають на 2–3 доби; за необхідності періодично перемішують для швидшого висихання. Приміщення для сушіння зразків має бути сухим і захищеним від доступу пилу, лабораторних та виробничих газів.

Після висушування зразки ґрунтів з етикеткою переносять у картонні коробки або скляні банки з кришкою. На поверхні коробки або банки вказують місце відбору зразка, номер розрізу, глибину і дату відбору зразка та лабораторний номер, який фіксують у книзі реєстрації ґрунтових зразків. Зразки ґрунтів розміщують на полицях у керносховищі.

Здебільшого аналізи виконують з повітряно-сухими зразками, розтертими та просіяними через сито, діаметр отворів якого – 1 мм.

Для визначення вмісту Нітрогену, гумусу та гранулометричного складу ґрунтів потрібна додаткова спеціальна підготовка. Структурно-агрегатний аналіз виконують у нерозтертих зразках з непорушеною структурою. Деякі види аналізів (визначення вмісту нітратів, рухомих форм поживних елементів) проводять у свіжих зразках безпосередньо у польових умовах.

Частину ґрунту, який міститься у коробці або банці, використовують для аналізу, а частину зберігають у незмінному стані для колекції та необхідних додаткових досліджень. Із зразка беруть середню пробу. При відборі середньої проби можливі два випадки:

1) якщо ґрунтовий зразок – незруйнований уламок ґрунту, що часто простежується у верхніх горизонтах, то, зваживши його, грубо у тій же коробці приміряють, як його можна розрізати ножем, щоб рівномірно відділити на всю товщину шару уламок вагою близько 100–150 г;

2) коли ми маємо справу із зразком, що втратив свою будову, потрібно висипати весь ґрунт на аркуш паперу, перемішати його та розстелити невеликим шаром. Потім розділити на рівні квадрати і рівномірно відбирати лопаткою або шпателем ґрунт з кожного квадрата у фарфорову чашку доти, доки не набереться приблизно 100–150 г.

3.2. Підготування зразка ґрунту до аналізу

Студенти отримують коробки зі зразками ґрунту, доведеного до повітряно-сухого стану. Записують у зошит відомості, які є на

етикетці: місце відбору проби, номер розрізу, глибину відбору проби і назву ґрунту. Після цього починають готувати ґрунт до аналізу. Для цього розсипають увесь ґрунтовий зразок з картонної коробки на чистий білий папір і розминають злежані грудки. Пінцетом відбирають усі корінці та інші органічні залишки, уламки гірських порід і мінералів, а також новоутворення (ортштейни, карбонатні конкреції, стягнення тощо). Зразок ґрунту перемішують і рівномірно розподіляють тонким шаром на папері, ділять лінійкою на 6–8 квадратних частин. Після цього лопаткою або шпателем з кожної частини відбирають у фарфорову ступку ґрунтову масу (близько 100–150 г) і зважують. Відібрану ґрунтову масу невеликими порціями розтирають у фарфоровій ступці дерев'яним товкачиком і просіюють через сито, діаметр отворів якого – 1 мм. Ґрунт, який не пройшов через сито, знову розтирають у фарфоровій ступці і просіюють через сито. Цей процес повторюють доти, доки на ситі не залишиться лише кам'яниста частина ґрунту. Просіяну ґрунтову масу називають *дрібноземом* і використовують для аналітичних досліджень.

Часточки розміром понад 1 мм називають *ґрунтовим скелетом*. Ґрунтовий скелет (якщо він є) промивають, щоб відокремити частини дрібнозему, що прилипли до нього. Потім, не виймаючи ґрунтовий скелет з сита, його просушують у сушильній шафі при температурі 105°С, збирають та зважують на технічних терезах. Після цього скелет ґрунту просіюють через набір сит з отворами 10, 5, 3 і 1 мм, розділяють на каміння (частинки >10 мм), грубий хрящ (5–10 мм), дрібний хрящ (3–5 мм) і гравій (1–3 мм). Скелет ґрунту (А) визначають у відсотках від терези сухої наважки за формулою:

$$A = \frac{a \cdot 100}{b},$$

де a – вага сухих гранулометричних елементів розміром понад 1 мм, г;

b – вага всієї ґрунтової проби, г.

Скелет ґрунту хімічному аналізу не підлягає. Його використовують лише при вивченні гранулометричного складу ґрунту, а також для встановлення його петрографічного складу.

Дрібноземну частину ґрунту, просіяну через сито, використовують для аналізів. Ґрунт поміщають у паперовий пакет або герметичну скляну банку, прикріплюючи етикетку, на якій зазначають: адресу відбору зразка, номер розрізу, глибину відбору проби, дату. Зразок у паперовому пакеті або скляній банці зберігають у сухому місці для подальших аналізів.

3.3. Визначення гігроскопічної вологи ґрунту

Ґрунт, як полідисперсна система, характеризується гігроскопічністю – властивістю поглинати (адсорбувати) на поверхні своїх частин пароподібну вологу повітря, яка на нього потрапляє. *Гігроскопічна волога ґрунту* – це кількість пароподібної води, яку утримують сорбційні сили на поверхні твердої фази ґрунту, що тривалий час витримується в умовах кімнатної температури і вологості повітря. Вміст її в ґрунті залежить насамперед від гранулометричного, мінералогічного і хімічного складу ґрунту, рівня дисперсності, кількості та якості колоїдів, вмісту гумусу, а також відносної вологості повітря. Чим більша дисперсність ґрунту, чим більше у них органо-мінеральних колоїдів, тим вища їхня гігроскопічність. З іншого боку, чим вища вологість повітря, тим більше у ґрунті гігроскопічної вологи. Найбільшу кількість гігроскопічної вологи ґрунт містить за цілковитого насичення повітря водяною парою, тобто за відносної вологості 100 %. Цю кількість гігроскопічної вологи називають *максимальною гігроскопічною вологою*. Ця величина дає змогу підрахувати запаси доступної (продуктивної) і недоступної вологи в ґрунті.

У буквальному розумінні гігроскопічна волога не є формою вологомісткості ґрунту, оскільки умови, в яких зберігають повітряно-сухі зразки, не можуть бути стандартними.

Гігроскопічна волога – дуже важливий показник, визначення якого передує будь-якому аналізу ґрунту. По-перше, величина гігроскопічної вологи необхідна для розрахунку кількості абсолютно сухого ґрунту у взятій для аналізу наважці. По-друге, сама по собі величина гігроскопічної вологи є достатньо інформативною, передусім для зразків ґрунтів, давно привезених з поля. Вона дає перше уявлення про гранулометричний склад ґрунту та опосередковано вказує на його хіміко-мінералогічний склад і вміст гумусу.

У разі визначення тих чи інших складових частин ґрунту необхідно враховувати кількість гігроскопічної вологи та всі розрахунки проводити на сухий ґрунт. Тільки за цієї умови можна одержати порівнювальні результати.

Найпростішим та найпоширенішим методом визначення гігроскопічної вологи ґрунту є термостатно-ваговий, за якого висушування повітряно-сухого ґрунту до сухого стану здійснюють при температурі 105°С в сушильній шафі або термостаті.

Хід виконання роботи

На терезах ВЛТК-500 зважують порожній алюмінієвий бюкс з кришкою. Поміщають в нього 5 г підготовленого дрібнозему, зважують бюкс з повітряно-сухим ґрунтом. Ставлять цей бюкс з ґрунтом у сушильну шафу. Кришку бюкса потрібно відкрити і покласти її боком або поряд з ним. Ґрунт висушують протягом трьох-чотирьох годин при температурі 105°С. У випадку засолених ґрунтів, які містять мінерали-солі з наявністю кристалогідратної води у кристалічній ґратці (гіпс, мірабіліт), висушування здійснюють спочатку при температурі 60°С, коли починає виділятися кристалогідратна вода. Втрати кристалогідратної води після висушування ґрунту фіксують шляхом різниці між вагою повітряно-сухого ґрунту і ґрунту після висушування. Після цього ґрунт продовжують висушувати при температурі 105°С. Після висушування бюкс з ґрунтом виймають щипцями з гумовими наконечниками та переносять в ексикатор, закривши після цього кришку ексикатора. Зразки охолоджують в ексикаторі протягом 20–30 хвилин. Охолоджені бюкси з сухим ґрунтом зважують. При цьому кришка має бути закритою, оскільки сухий ґрунт інтенсивно вбирає вологу з повітря і знову стає повітряно-сухим.

Після зважування бюкс з ґрунтом знову ставлять у сушильну шафу для контрольного висушування на 30–60 хвилин при темпера-

турі 105°С, охолоджують в ексикаторі та знову зважують. Якщо результати першого та другого (контрольного) зважування збігаються, то гігроскопічна волога виділена повністю. В іншому випадку висушування виконують утретє ще протягом 30-ти хвилин. Допустимі розбіжності у вазі після контрольного висушування – 0,03–0,05 г. Після висушування та зважування розраховують вміст гігроскопічної вологи і коефіцієнт гігроскопічності.

Гігроскопічну вологу (*W, %*) вираховують у відсотках від терези сухої наважки за формулою:

$$W = \frac{a \cdot 100}{b},$$

де a – кількість води, яку випарували із взятої на аналіз наважки, г;

b – вага сухого ґрунту (без гігроскопічної вологи), г.

Результати визначення гігроскопічної вологи заносять у таблицю за формою (табл. 3.1).

Таблиця 3.1

Визначення гігроскопічної вологи ґрунту

№ розрізу, глибина відбору зразка, см	Назва ґрунту	№ бюкса	Вага порожнього бюкса, г	Вага бюкса з ґрунтом до висушування, г	Вага бюкса з ґрунтом після висушування, г	Вага сухого ґрунту, г	Кількість води в наважці ґрунту, г	Гігроскопічна волога, %	Коефіцієнт гігроскопічності
1	*2*	*3*	*4*	*5*	*6*	*7*	*8*	*9*	*10*

Визначаючи вміст різних складових речовин у ґрунті, необхідно проводити розрахунки на сухий ґрунт. Для цього використовують коефіцієнт гігроскопічності, на який множать кількісний результат досліджень властивостей ґрунту.

Коефіцієнт гігроскопічності *(K)* розраховують за формулою:

$$K = \frac{100}{100 + W},$$

де W – вміст гігроскопічної вологи, %.

Обладнання: терези ВЛТК-500, картонна коробка або скляна банка з ґрунтом, сито, діаметр отворів якого – 1 мм; аркуш білого паперу; лопатка або шпатель; пінцет; фарфорова ступка з дерев'яним товкачиком; алюмінієвий бюкс з кришкою; сушильна шафа; ексикатор; щипці з гумовими наконечниками.

3.4. Визначення максимальної гігроскопічності методом А. В. Ніколаєва

У висушений і зважений на аналітичних терезах бюкс насипають приблизно 10 г повітряно-сухого ґрунту (просіяного через сито з діаметром отворів 1 мм).

Відкриті бюкси з ґрунтом (визначення проводять у двократній повторності) поміщають в ексикатор, на дно якого наливають насичений розчин сірчанокислого калію (для приготування 100 мл цього розчину потрібно 11–15 г K_2SO_4; насичений розчин цієї солі створює відносну вологість повітря в ексикаторі 98–99 %). Ексикатор щільно закривають кришкою і ставлять у темне приміщення з якомога меншими коливаннями температури.

Через 3–4 дні бюкси виймають з ексикатора, закривають кришками, зважують і знову поміщають в ексикатор.

Наступні зважування проводять через кожні 2–3 дні доти, доки два останніх зважування відрізнятимуться не більше, ніж на тисячні частки грама.

Після досягнення максимального насичення ґрунту пароподібною вологою, бюкси з ґрунтом сушать в сушильній шафі при температурі 100–105 °С до постійної терези.

Максимальну гігроскопічність ґрунту (*W, %*) розраховують за формулою:

$$W_{\max} = \frac{a \cdot 100}{b},$$

де a – кількість води, яку випарували із взятої на аналіз наважки, г;
b – вага сухого ґрунту, г.

Контрольні запитання і завдання до розділу:

1. *Які види зразків ґрунту відбирають в полі, залежно від поставленої мети?*
2. *Дайте визначення поняття "змішані зразки".*
3. *Що таке індивідуальні зразки ґрунту?*
4. *Який порядок підготовки зразків ґрунту до аналізів?*
5. *Що таке гігроскопічна волога ґрунту?*
6. *Що таке максимальна гігроскопічна волога ґрунту?*
7. *Яким методом визначають гігроскопічну вологу ґрунту?*
8. *Від чого залежить вміст гігроскопічної вологи в ґрунті?*

Завдання для самостійної роботи:

1. *Охарактеризуйте цілі використання змішаних зразків ґрунту.*
2. *Перелічіть види аналізів, для яких використовують індивідуальні зразки ґрунту.*
3. *Проаналізуйте роль гігроскопічної вологи ґрунту для живлення рослин.*
4. *Порівняйте вміст гігроскопічної вологи у торфових і дерново-підзолистих ґрунтах.*

Література:

1. Позняк С. П. Ґрунтознавство і географія ґрунтів : підручник/ С. П. Позняк. – Львів : ЛНУ імені Івана Франка, 2010. – Ч. 1. – 270 с.
2. Полевые и лабораторные методы исследования физических свойств и режимов почв / [под ред. Е. В. Шеина]. – М. : Изд-во МГУ, 2001. – 200 с.
3. Роде А. А. Основы учения о почвенной влаге / А. А. Роде. – М., 1965. – Т. 1. – 663 с.

4. Снакин В. В. Анализ водной фазы почвы / В. В. Снакин. – М. : Наука, 1989. – 118 с.
5. Судницын И. И. Движение почвенной влаги и водопотребление растений / И. И. Судницын. – М. : Изд-во Моск. ун-та, 1979. – 253 с.
6. Судницын И. И. Экологическая гидрофизика почв / И. И. Судницын. – М. : Макспресс, 2006. – Ч. 1. – 60 с.
7. Трофимов С. Я. Жидкая фаза почв / С. Я. Трофимов, Е. И. Караваева. – М. : Университетская книга, 2009. – 112 с.

Розділ 4

ГРАНУЛОМЕТРИЧНИЙ СКЛАД ҐРУНТУ ТА МЕТОДИ ЙОГО ВИЗНАЧЕННЯ

Тверда фаза ґрунту – це гетерогенна полідисперсна система, що складається з мінеральних, органо-мінеральних та органічних часток різного розміру – від молекул до великих гранулометричних (механічних) елементів – мулу, пилу, піску, гравію і каміння. Такі частинки називають *гранулометричними* (механічними) *елементами* або *елементарними ґрунтовими частками* (ЕҐЧ).

Елементарні ґрунтові частки – це уламки порід і мінералів, аморфні органічні та органо-мінеральні сполуки, всі молекули і атоми яких знаходяться в хімічному взаємозв'язку і які не можна розділити будь-якими загальноприйнятими методами дезагрегації, що застосовують при готуванні ґрунту до гранулометричного аналізу. В мінеральних ґрунтах понад 90 % ЕҐЧ представлені компонентами неорганічної природи. Решта припадає на органічну речовину й органо-мінеральні сполуки. Відносний вміст ЕҐЧ різного розміру у ґрунті називають *гранулометричним складом.*

Гранулометричний склад є важливою генетичною і агрономічною характеристикою ґрунту. В генетичній класифікації ґрунтів гранулометричний склад використовують для розподілу ґрунтів на різновиди. Родючість ґрунтів значно пов'язана з їхнім гранулометричним складом. Відомо,

що піщані і супіщані ґрунти збіднені елементами живлення рослин, суглинкові і глинисті ґрунти містять їх у достатніх кількостях.

Від гранулометричного складу ґрунтів залежать майже всі фізичні властивості: шпаруватість, вологомісткість, водопроникність, водопідйомна здатність, повітряний і тепловий режими та інші властивості. Вони здебільшого й визначають ріст, розвиток і врожайність сільськогосподарських культур.

Від гранулометричного складу залежать також механічні та технологічні властивості ґрунтів: твердість, налипання до ґрунтообробної техніки, подрібнення пласта при оранці, а, отже, якість оранки і ріллі, питомий опір ґрунту під час обробки.

Наявність глинистих частинок у ґрунтах і породах надає їм пластичності, яка має велике значення при обробітку ґрунтів, використанні порід у будівництві, гончарному виробництві, промисловості тощо.

Гранулометричні елементи, близькі за розміром, об'єднують в групи, або *фракції.* Кожна фракція характеризується сукупністю фізичних властивостей, що відрізняє її від інших фракцій.

Усі гранулометричні елементи, діаметр яких менший від 0,01 мм, об'єднані у *фракцію фізичної глини,* а частки понад 0,01 мм – у *фракцію фізичного піску* (табл. 4.1). Термін "фізичний" характеризує тільки фізичні властивості, без урахування хімічного складу фракцій. Усі частинки, менші міліметра, називають *дрібноземом* ґрунту, а більші міліметра – *скелетом* ґрунту.

Таблиця 4.1

Класифікація гранулометричних елементів ґрунту (за Н. А. Качинським)

Діаметр гранулометричних елементів ґрунту, мм	Гранулометричні елементи
1	*2*
Понад 3	Кам'яниста частина ґрунту
3–1	Гравій
1–0,5	Пісок грубий
0,5–0,25	Пісок середній
0,25–0,05	Пісок дрібний

Закінчення табл. 4.1

1	*2*
0,05–0,01	Пил грубий
0,01–0,005	Пил середній
0,005–0,001	Пил дрібний
Менше 0,001	Мул
0,001–0,0005	Мул грубий
0,0005–0,0001	Мул тонкий
Менше 0,0001	Мул колоїдний
Понад 0,01	“Фізичний” пісок
Менше 0,01	“Фізична” глина

Назву ґрунту за гранулометричним складом подають відповідно до вмісту у ньому “фізичної” глини або “фізичного” піску (наприклад: супіщаний – вміст “фізичної” глини становить від 10 до 20 %; легкосуглинковий – вміст “фізичної” глини коливається у межах 15–30 %). У назві ґрунту відображають також вміст переважаючої фракції (наприклад: грубопилувато-супіщаний – переважає фракція грубого пилу; піщанисто-легкосуглинковий – фракція піску – частки розміром 0,05–1 мм – сягає понад 20 %). У таблиці 4.2 подано класифікацію ґрунтів за гранулометричним складом, прийняту в Україні і країнах СНД.

Таблиця 4.2

Класифікація ґрунтів за гранулометричним складом (за Н. А. Качинським)

Вміст “фізичної” глини (частки < 0,01 мм) та “фізичного” піску (частки > 0,01 мм)						Коротка назва ґрунту за гранулометричним складом
підзолистого типу ґрунтотворення		степового типу ґрунтотворення, чорноземи і жовтоземи		солонці та сильно-солонцюваті ґрунти		
<0,01 мм	>0,01 мм	<0,01 мм	>0,01 мм	<0,01 мм	>0,01 мм	
1	*2*	*3*	*4*	*5*	*6*	*7*
0–5	100–95	0–5	100–95	0–5	100–95	Піщаний

Закінчення табл. 4.2

1	*2*	*3*	*4*	*5*	*6*	*7*
5–10	95–90	5–10	95–90	5–10	95–90	Зв’язно-піщаний
10–20	90–80	10–20	90–80	10–15	90–85	Супіщаний
20–30	80–70	20–30	80–70	15–20	85–80	Легкосуглинковий
30–40	70–60	30–45	70–55	20–30	80–70	Середньо-суглинковий
40–50	60–50	45–60	55–40	30–40	70–60	Важкосуглинковий
50–65	50–35	60–75	40–25	40–50	60–50	Легкоглинистий
65–80	35–20	75–85	25–15	50–65	50–35	Середньоглинистий
>80	<20	>85	<15	>65	<35	Важкоглинистий

У більшості країн світу (США, Канада, Західна Європа та ін.) застосовують класифікацію гранулометричних елементів ґрунту (табл. 4.3), схвалену 1926 року Міжнародним товариством ґрунтознавців (Б. Г. Розанов, 1983).

Таблиця 4.3

Міжнародна класифікація гранулометричних елементів ґрунту

Діаметр гранулометричних елементів, мм	Клас ґрунтів за гранулометричним складом
>20	Каміння, кругляк (stone, boulders)
20–6	Гравій грубий (coarse gravel)
6–2	Гравій тонкий (fine gravel)
2–0,6	Пісок грубий (coarse sand)
0,6–0,2	Пісок тонкий (fine sand)
0,2–0,06	Пісок дуже тонкий (very fine sand)
0,06–0,02	Пил піщаний (грубий) (sandy silt, coarse silt)
0,02–0,006	Пил середній (medium silt)
0,006–0,002	Пил тонкий (fine silt)
<0,002	Глина тонка (clay)
<0,0002	Колоїди (colloids)

Ступінь кам’янистості ґрунтів залежить від вмісту гранулометричних елементів розміром понад 3 мм (табл. 4.4).

Таблиця 4.4

Класифікація ґрунтів за кам'янистістю

Вміст частинок > 3 мм (у % від маси ґрунту)	Ступінь кам'янистості ґрунту	Тип кам'янистості
< 0,5	Некам'янистий	Встановлюють за характером скелетної частини: ґрунти можуть бути *валунні, галечникові, щебенисті*
0,5-5,0	Слабокам'янистий	
5,0-10,0	Середньокам'янистий	
> 10,0	Сильнокам'янистий	

Кількісне визначення в ґрунті вмісту елементарних гранулометричних елементів є *головним завданням гранулометричного аналізу.* Суть цього аналізу зводиться до поділу ґрунту на низку фракцій, що містять ту чи іншу групу ЕҐЧ. Для його проведення є різні методи. У польових умовах та в лабораторії гранулометричний склад ґрунту приблизно визначають за зовнішніми ознаками ("мокрий" органолептичний метод). Але цей метод не дає кількісних характеристик гранулометричного складу ґрунту. Для точного його визначення використовують лабораторні методи, що дають змогу знаходити кількість (вагу) всіх гранулометричних елементів, які складають ґрунт або породу. Найпоширенішим є метод "піпетки", заснований на залежності (закон Стокса), що існує між швидкістю падіння частинок у стоячій воді та їхнім діаметром: швидкість осідання сферичних частинок під впливом гравітації у рідині певної щільності і в'язкості (густини) пропорційна радіусу частинок.

4.1. Визначення гранулометричного складу ґрунту "мокрим" органолептичним методом

Невелику кількість ґрунту (3–5 г) змочують водою до стану густої пасти. Воду доливають невеликими порціями, щоб не перезволожити ґрунт. У разі визначення гранулометричного складу карбонатних ґрунтів, з метою руйнування стійких агрегатів, замість води використовують 10 % розчин HCl.

Змочений ґрунт ретельно перемішують до повного руйнування мікроагрегатів. Далі ґрунтову масу скручують у джгутик товщиною 2–3 мм. Якщо при цьому утворюється суцільний джгутик, то його пробують зігнути у кільце. Залежно від гранулометричного складу ґрунту, показники будуть різними (табл. 4.5).

Кам'янисті ґрунти поряд з дрібноземом містять багато обкатаних чи необкатаних уламків гірських порід розміром понад 3 мм.

Піщані ґрунти складаються майже виключно з піщаних частинок (> 90 %) з невеликою кількістю фізичної глини. Тому в сухому стані грудка ґрунту чи породи дуже легко роздавити і перетворити в сипучу масу. Із вологого зразка піску не можна скрутити ні кульки (величиною з горіх), ні джгутика. На піщаних ґрунтах під час обробітку не утворюються брили за різного стану зволоження.

Супіщані ґрунти також складаються здебільшого з піщаних частинок з невеликою часткою фізичної глини. Вони при висиханні утворюють неміцні грудки, з поверхні яких легко обтирається пісок. Брили і грудки легко роздавлювати. На ріллі великі брили не утворюються. З вологого зразка супіску можна скрутити кульку (величиною з горіх), проте неможливо скрутити джгутик.

Характерні ознаки визначення гранулометричного складу суглинкових порід запропоновано С. П. Ярковим.

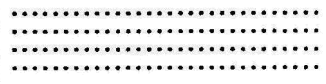
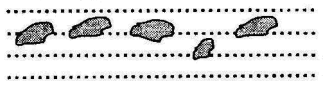
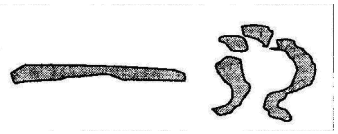
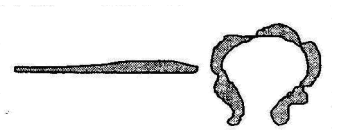
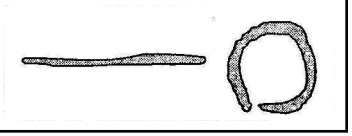
Піщані суглинки, до яких належать моренні суглинки, характеризуються своєю невідсортованістю; вони містять усі групи гранулометричних елементів: каміння (валуни), гравій, пісок, пил, мул. При розтиранні чітко помітно велику кількість піщаних елементів. На дотик шорсткі (ніж видає характерний скрипучий звук). Моренний піщаний суглинок у вологому стані здатний сильно набухати, а при висиханні мало змінюється в об'ємі, у зв'язку з чим на стінці розрізу чи моноліті не утворює багато тріщин.

Пилуваті суглинки, до яких належать покривні суглинки, лесовидні суглинки і леси, містять дуже мало піщаних часточок (при розтиранні в сухому стані виникає відчуття мучнистості, при зрізі ножем немає скрипучого звуку). У сухому стані грудки ґрунту можна або легко роздавити (легкі пилуваті суглинки), або вони майже не піддаються роздавлюванню пальцями (важкі пилуваті суглинки). У вологому стані легкі суглинки можна скрутити у джгутик товщи-

ною 3 мм: він розламується не тільки тоді, коли його згортають у кільце, але й коли беруть у руки. Середні суглинки можна скрутити у шнурок і згорнути у кільце з великою кількістю тріщин по його зовнішній стороні; важкі суглинки легко згортають у кільце, у якого майже відсутні тріщини.

Таблиця 4.5

"Мокрий" органолептичний метод визначення гранулометричного складу ґрунту

Гранулометричний склад	Діагностичні ознаки	Морфологія зразка при випробуваннях
Пісок	При зволоженні утворюється текуча маса "пісок-пливун". Не скручується в шнурок	
Супісок	Непластична маса. Утворює зародки шнура	
Легкий суглинок	Слабопластична маса. Утворює джгутик, який легко розпадається на частини	
Середній суглинок	Пластична маса. При скручуванні утворює суцільний джгутик, який при згинанні в кільце розпадається	
Важкий суглинок	Добре виражена пластична маса. При скручуванні легко утворює джгутик. У разі згинання в кільце на його зовнішній стороні утворюються тріщини	
Глина	Якісна суцільна пластична липка маса. Джгутик легко згинається в кільце без тріщин	

Глинисті ґрунти. При їхньому розтиранні відчувається тонка однорідна маса. Характеризуються значною зв'язністю. В сухому стані дуже тверді і не піддаються роздавленню між пальцями. У вологому стані дуже в'язкі і пластичні; можна скрутити тонкий довгий шнурок, з якого легко згорнути вісьмірку. Із глини у вологому стані можна зліпити будь-яку фігуру. Зріз ножем гладкий. При обробітку у сухому стані утворюють багато брил, а в надлишково вологому стані утворюють суцільний з глянцевою поверхнею пласт.

Користуючись таблицею 4.5, визначають гранулометричний склад ґрунту. Результати заносять у таблицю 4.6.

Таблиця 4.6

Результати визначення гранулометричного складу ґрунту "мокрим" органолептичним методом

№ зразка	Стан вологого ґрунту	Малюнок (морфологія зразка)	Гранулометричний склад
1			
2			

Обладнання та реактиви: зразки ґрунту; фарфорова чашка; промивалка з дистильованою водою; 10 % розчин соляної кислоти.

4.2. Визначення гранулометричного складу ґрунту методом піпетки

В основу цього методу покладено закон падіння твердих частинок у воді, і зводиться він до відстоювання твердих частинок у стоячій воді протягом визначеного часу.

Швидкість падіння твердої частинки в рідкому середовищі залежить від її розмірів та форми, що зумовлюють величину тертя, від щільності будови частинки, яка зумовлює прискорення, і від щільності та в'язкості середовища, які залежать від температури. Для визначення розмірів частинок на основі швидкості їхнього падіння застосовують формулу Стокса:

$$V = \frac{0{,}222r^2(d - d_1)\cdot g}{\eta},$$

де r – заданий радіус частинки, см;
d – щільність твердої фази ґрунту, г/см^3;
d_1 – щільність рідини, г/см^3;
η – в'язкість рідини;
g – прискорення сили тяжіння, дорівнює 9,81 м/с^2.

В'язкість води залежить від температури і коливається в таких межах: при $t°$ = 15 °С – 0,01138, при $t°$ = 20 °С – 0,01006, при $t°$ = 25 °С – 0,00895, при $t°$ = 30 °С – 0,008000. Користуючись цією формулою, визначають швидкість падіння частинок відповідного радіуса (табл. 4.7).

Знаючи швидкість, з якою осідають гранулометричні елементи різного діаметра, можна відбирати проби ґрунтової суспензії з визначеної глибини (за проходженням певного часу після збовтування) і визначити вміст гранулометричних елементів.

Підготування зразка ґрунту до гранулометричного аналізу пірофосфатним методом. У фарфорову чашку (діаметром 10–12 см) насипають 10 г ґрунту з точністю до 0,01 г (просіяного через сито, діаметр отворів якого – 1 мм), додають 10 мл 4 % розчину пірофосфату Натрію ($Na_4P_2O_7$). Суміш відстоюють 5–10 хв, після чого розтирають гумовим товкачиком до стану однорідної маси. За допомогою промивалки змивають з товкачика та стінок фарфорової чашки частинки, що прилипли, і доводять суміш до однорідного стану. Суспензію через лійку з ситом (діаметр отворів 0,25 мм) переносять у циліндр об'ємом 500 або 1 000 см^3. Встановлюють необхідний об'єм рідини в циліндрі та визначають вміст гранулометричних фракцій методом піпетки.

Таблиця 4.7

Час відбору проб і глибина занурення піпетки залежно від щільності твердої фази ґрунту та температури води

Діаметр частинок, мм	Глибина відбору проб, см	Щільність твердої фази, г/см^3	Час відбору проб з початку досліду при температурі °С		
			15 °С	20 °С	25 °С
0,05 і менше	25	2,5	2′ 19″	2′ 03″	1′ 49″
		2,6	2′ 10″	1′ 55″	1′ 43″
		2,7	2′ 03″	1′ 49″	1′ 37″
0,01 і менше	10	2,5	23′ 12″’	20′ 31″	18′ 16″
		2,6	21′ 45″	19′ 14″	17′ 06″
		2,7	20′ 28″	18′ 06″	16′ 06″
0,005 і менше	10	2,5	1г 32′ 48″	1г 22′ 01″	1г 12′ 58″
		2,6	1г 26′ 59″	1г 16′ 55″	1г 08′ 25″
		2,7	1г 21′ 54″	1г 12′ 24″	1г 04′ 24″
0,001 і менше	7	2,5	27г 04′	23г 56′	21г 17′
		2,6	25г 22′	22г 26′	19г 57′
		2,7	23г 53′	21г 07′	18г 49′

Відокремлення гранулометричних фракцій, визначення їхньої маси. Частинки, розміри яких понад 0,25 мм, що залишилися на ситі, збирають у просушений при температурі 105 °С алюмінієвий бюкс. Воду випаровують, а фракції висушують у сушильній шафі протягом 3 год при температурі 105 °С і зважують. За початковою масою проби (10 г) і масою фракції понад 0,25 мм визначають відсотковий вміст останніх.

Далі визначають вміст частинок розмірами до 0,05 мм. Для цього суспензію у циліндрі збовтують протягом хвилини мішалкою. Циліндр залишають у стані спокою приблизно на хвилину, залежно від температури суспензії, як вказано в таблиці 4.7. В окремий циліндр з водою ставлять термометр і вимірюють температуру суспензії.

Після цього спеціальну піпетку занурюють на потрібну глибину і відбирають пробу, для чого піпетку опускають у суспензію на 5–10 с до моменту відбору проби. Пробу переносять у раніше висушений та зважений бюкс. Піпетку після відбору промивають дис-

тильованою водою. Воду із бюкса випаровують, а його вміст висушують протягом 3 год при температурі 105 °С та зважують. Різниця між вагою бюкса з пробою і вагою самого бюкса дає вагу проби у відібраному об'ємі суспензії. Аналогічно відбирають проби дрібнішого розміру відповідно до даних таблиці 4.7 (глибина і час відбору).

Відсоткове значення виділених фракцій визначають за формулою:

$$X_n = \frac{m_n \cdot V_1 \cdot 100}{V_2 \cdot c} \cdot K,$$

де m_n – маса фракції, г;

V_1 – об'єм циліндра;

100 – коефіцієнт перерахунку на 100 г ґрунту;

V_2 – об'єм піпетки;

c – наважка ґрунту, відібраного для аналізу, г;

K – коефіцієнт гігроскопічності.

Масу фракції потрібного розміру обчислюють, віднімаючи від маси фракції більшого діаметра масу фракції меншого діаметра. Наприклад, щоб знайти масу фракції 0,05–0,01 мм, потрібно від маси фракції до 0,05 мм (перший відбір) відняти масу фракцій менше 0,01 мм (другий відбір). Відбір фракцій 0,25–0,05 мм знаходять за різницею між 100 % та сумою відсоткового вмісту всіх інших фракцій.

Результати аналізу записують у таблицю 4.8.

Таблиця 4.8

Гранулометричний склад ґрунту

№ ґрунтового зразка	Генетичний горизонт, глибина відбору зразка, см	Розмір частинок у мм, кількість у %						Сума частинок менше 0,01 мм	Назва ґрунту за гранулометричним складом
		Фізичний пісок		Фізична глина					
		пісок		пил			мул		
		1–0,25	0,25–0,05	0,05–0,01	0,01–0,005	0,005–0,001	<0,001		

Обладнання та реактиви: фарфорова чашка; гумовий товкачик; сито (діаметр отворів 0,25 мм); лійка; промивалка; циліндр об'ємом 500 см^3; алюмінієві бюкси; термометр; спеціальна піпетка; мішалка; зразок ґрунту,4 % розчин пірофосфату Натрію, дистильована вода.

У випадку, коли досліджувані ґрунти містять карбонати, здійснюють підготовку ґрунту і визначення гранулометричного складу ґрунту методом Н. А. Качинського.

4.3. Підготовка ґрунту і визначення гранулометричного складу ґрунту методом Н. А. Качинського (для карбонатних ґрунтів)

Відбір аналітичної проби. Зі зразка ґрунту, що знаходиться у повітряно-сухому стані, відбирають середню пробу вагою 100–150 г для підготовки до аналізу. Невеликими порціями ґрунт переносять у фарфорову ступку, розтирають дерев'яним або каучуковим товкачиком і просіюють через сито з діаметром отворів 1 мм. Частину ґрунту, яка залишилась на ситі, переносять у стаканчик і зважують.

Пересіяний ґрунт розстеляють тонким шаром на склі або глянцевому папері і ділять на 10 квадратних частин, з кожної з яких відбирають ґрунт для наважки, яку аналізуватимуть.

Відбирають три проби (з точністю до 0,001 г):

1) для визначення гігроскопічної вологи (5 г для суглинкових або глинистих ґрунтів; 10 г для супіщаних і піщаних ґрунтів);

2) для безпосереднього визначення гранулометричного складу (5–15 г для суглинкових або глинистих ґрунтів; 25–30 г для супіщаних і піщаних ґрунтів);

3) для визначення втрат від хімічної обробки HCl (5–15 г для суглинкових або глинистих ґрунтів; 25–30 г для супіщаних і піщаних ґрунтів).

Вимивання карбонатів з наважки ґрунту. Для того, щоб визначити присутність карбонатів у ґрунті, на пробу у фарфоровій чашці наносять декілька капель 10 %-ї HCl. Це має важливе зна-

чення для подальшого перебігу аналізу. Наявність карбонатів визначають по виділенню пухирців CO_2.

Для руйнування наявних карбонатів зразок змочують у фарфоровій чашці 0,2 н розчином HCl до припинення виділення пухирців. Після руйнування карбонатів ґрунт переносять у хімічну склянку місткістю 100 мл, малими порціями (10–15 мл) додають розчин 0,05 н HCl, перемішують скляною паличкою і після відстоювання обережно зливають освітлену рідину на лійку зі щільним фільтром. Фільтри проб, у яких здійснюватимуть визначення втрат від обробки кислотою, заздалегідь зважують. Після цього ґрунт шляхом поступового змивання суспензії переносять 0,05 н розчином HCl на щільний фільтр, вкладений у лійку. На фільтрах ґрунт промивають цим же розчином соляної кислоти до зникнення реакції на Са-йон. Останнє встановлюють шляхом нейтралізації порції фільтрату у пробірці (2–3 мл фільтрату) 10 %-м розчином аміаку (NH_4OH), який додають до появи аміачного запаху (2–3 краплі), після цього – підкисленням кількома краплями 10 %-ої оцтової кислоти (CH_3COOH), і додаванням 4 %-го розчину щавлевокислого амонію ($(NH_4)_2C_2O_4$). Вміст пробірки підігрівають до кипіння. Якщо у пробірці не утворюється біла каламуть або осад $CaCO_3$, то це свідчить про повноту витіснення кальцію з ґрунту.

Після насичення ґрунту іоном Водню наважку на фільтрі промивають дистильованою водою від соляної кислоти до зникнення реакції на Cl-йон. Це виявляють дією на фільтрат 5 %-го розчину азотнокислого срібла з підкисленням двома-трьома краплями 10 %-го розчину азотної кислоти. Якщо у фільтраті появляється біла каламуть, спричинена проходженням колоїдних часточок крізь фільтр, промивання дистильованою водою припиняють, навіть за наявності реакції на хлор, щоб запобігти втрачанню цих часточок.

Підготовка і стабілізація суспензії. Після закінчення промивання проби з фільтрів приступають до аналізу для визначення гранулометричного складу. З цією метою ґрунт змивають з фільтра слабким струменем води з промивалки у конічну колбу місткістю 750 мл. Скляною паличкою знімають з фільтра часточки, що прилипли, зволожують його та двічі-тричі відтискають у колбу. Якщо з фільтра відмивається прозора вода, мулуватих часточок ґрунту на

фільтрі немає.

Заливають дистильовану воду до третини об'єму (250 мл) і додають 3–5 мл 1 н розчину NaOH. Протягом 2 год колбу з одержаною суспензією через кожні 15 хв струшують. Після цього суспензію кип'ятять на піщаній бані з помірним полум'ям протягом 1 год зі зворотнім холодильником. Після кип'ятіння суспензію охолоджують і переливають крізь сито з діаметром отворів 0,25 мм у циліндр об'ємом 500 $см^3$. Частинки, що прилипли до дна та стінок колби, змивають у циліндр малими порціями дистильованої води з промивалки. Подальший перебіг аналізу та розрахунок відсоткового вмісту фракцій гранулометричних елементів проводять так само, як і методом піпетки, враховуючи втрати від промивання ґрунту HCl, яку розраховують за формулою:

$$d = \frac{(a-b)\cdot 100}{a},$$

де d – втрати при обробітку, %;

a – маса абсолютно сухого ґрунту, взятого для визначення втрати при обробітку, г;

b – маса сухого ґрунту після обробітку його HCl і H_2O за вирахуванням маси фільтра.

Обладнання та реактиви: фарфорова чашка; гумовий товкачик; сито (діаметр отворів 0;25 мм); лійка; промивалка; циліндр об'ємом 500 $см^3$; конічна колба місткістю 750 мл; алюмінієві бюкси; термометр; спеціальна піпетка; мішалка; зразок ґрунту; 10 %-й розчин HCl; 5 %-й розчин азотнокислого срібла; 0;2 н розчин HCl; 0;05 н розчин HCl; 10 %-й розчин аміаку (NH_4OH); 10 %-й розчин оцтової кислоти (CH_3COOH); 4 %-й розчин щавлевокислого амонію ($(NH_4)_2C_2O_4$); 10 %-й розчин азотної кислоти; 1 н розчин NaOH; дистильована вода.

Контрольні запитання і завдання до розділу:

1. *Що таке тверда фаза ґрунту?*
2. *Дайте визначення поняття "елементарні ґрунтові частки".*
3. *Що таке гранулометричний склад ґрунту?*
4. *Які властивості ґрунту залежать від його гранулометричного складу?*
5. *Охарактеризуйте гранулометричні фракції ґрунту.*
6. *Якими методами визначають гранулометричний склад ґрунту?*
7. *Охарактеризуйте властивості піщаних ґрунтів.*
8. *У чому полягає закон Стокса?*

Завдання для самостійної роботи:

1. *Проаналізуйте вплив гранулометричного складу ґрунту на його родючість.*
2. *Охарактеризуйте залежність між гранулометричним складом ґрунту і агротехнічними методами його обробітку.*
3. *Наведіть приклади ґрунтів, у яких переважає фракція мулу.*
4. *Проаналізуйте чинники, які впливають на високий ступінь кам'янистості ґрунтів.*

Література:

1. Геннадиев А. Н. География почв с основами почвоведения / А. Н. Геннадиев, М. А. Глазовская. – М. : Высшая школа, 2005. – 461 с.
2. Ґрунтознавство / [за ред. проф. Д. Г. Тихоненка]. – К. : Вища освіта, 2005. – 703 с.
3. Качинский Н. А. Физика почвы / Н. А. Качинский. – М. : Высшая школа, 1965. – Ч. 1. – 322 с; Ч. 2. – 1970. – 358 с.
4. Позняк С. П. Ґрунтознавство і географія ґрунтів : підручник / С. П. Позняк. – Львів : ЛНУ імені Івана Франка, 2010. – Ч. 1– 270 с.
5. Полевые и лабораторные методы исследования физических свойств и режимов почв / [под ред. Е. В. Шеина]. – М. : Изд-во МГУ, 2001. – 200 с.
6. Почвоведение / [под ред. А. А. Роде, В. Н. Смирнова]. – М. : Высш. шк, 1972. – 480 с.

7. Почвоведение. Почва и почвообразование / [под ред. В. А. Ковды, Б. Г. Розанова] / [Г. Д. Белицина, В. Д. Васильевская, Л. А. Гришина и др.]. – М. : Высш. шк., 1988. – Ч. 1. – 400 с.
8. Теории и методы физики почв / [под ред. Е. В. Шеина, Л. О. Карпачевского]. – М. : Криф и К, 2007. – 616 с.
9. Шеин Е. В. Курс физики почв / Е. В. Шеин. – М. : Изд-во МГУ, 2005. – 432 с.

Розділ 5

СТРУКТУРА ҐРУНТУ

Структура ґрунту є важливою морфологічною ознакою, головною фізичною та агрофізичною характеристикою ґрунту. У природних умовах більшість елементарних гранулометричних елементів (крім піщаних) тим чи іншим способом скріплені між собою, утворюючи структурні окремості (агрегати) різної форми і розмірів. Причинами взаємного скріплення гранулометричних елементів є поверхнева енергія дисперсної системи (ґрунту) і наявність у ґрунті клеючих (перегній, слизисті виділення ґрунтової флори і фауни) та цементуючих (карбонати кальцію, гідроксиди заліза тощо) речовин, а також сили залишкових валентностей.

Структура ґрунту – це сукупність окремостей або агрегатів, різних за розмірами, формою, міцністю, зв'язністю та генезисом. Агрегати, утворені з первинних гранулометричних елементів, належать до першого порядку. Агрегати другого, третього та інших порядків утворені силами залишкових валентностей, а також шляхом склеювання та злипання.

Зі збільшенням розміру агрегату зв'язок між окремими складовими послаблюється, а, отже, зменшується зв'язність і міцність. Здатність ґрунтової маси розпадатись на структурні окремості або агрегати називають *структурністю ґрунту*, а сам ґрунт – *структурним*. Якщо ж ґрунтова маса у стані "фізичної стиглості" (вологість

ґрунту становить 60–70 % загальної вологоємності) розпадається на нескріплені між собою гранулометричні елементи (піщані ґрунти), або ж розпадається на окремі великі брили (злиті ґрунти), тоді такий ґрунт називають *безструктурним*.

Розрізняють два поняття структури ґрунту: морфологічне і агрономічне. У морфологічному відношенні доброю є будь-яка чітко виражена структура: грудкувата, горіхувата, стовбчаста, пластинчаста та ін. Агрономічно цінною є тільки така структура, яка забезпечує родючість ґрунту. Оптимальні умови водного і повітряного режимів складаються у ґрунтах з дрібногрудкуватою та зернистою структурою.

За особливостями генезису, геометричної будови, розмірами та властивостями ґрунтову структуру поділяють на: мегаструктуру (агрегати розміром > 10 мм); макроструктуру (10–0,25 мм); мікроструктуру (< 0,25 мм). Крім цього, П. А. Костичев запропонував поділяти структуру ґрунту як водостійку (агрономічно цінну) і неводостійку. Розвиваючи це положення, В. Р. Вільямс запропонував розрізняти дві властивості ґрунтових агрегатів: зв'язність і стійкість. Під зв'язністю розуміють здатність агрегату протистояти механічному тиску, а під стійкістю – здатність агрегату тривалий час протистояти розвиваючій дії води.

Зв'язність ґрунту залежить від кількості мулистих і, передусім, колоїдних часточок. Стійкість агрегату залежить, здебільшого, від якості гумусу, який цементує гранулометричні елементи. Ґрунтова структура може бути зв'язною, але не стійкою: наприклад, грудочку сухої глини важко зруйнувати рукою, але у воді вона швидко розпадається на гранулометричні елементи, які її складають.

Свого часу М. І. Саввінов запропонував класифікацію агрономічно цінних агрегатів, яка сьогодні є загальноприйнятою в Україні (табл. 5.1). Всі агрегати цієї класифікації належать, за С. О. Захаровим, до кубоподібної структури.

Агрономічно цінною вважають водостійку структуру з високою шпаруватістю. Створення такої структури є важливим завданням агротехнічних заходів, спрямованих на оструктурення ґрунтів. Проте не кожна водостійка структура є агрономічно цінною.

Таблиця 5.1

Класифікація агрономічно цінних структурних агрегатів ґрунту (за М. І. Саввіновим)

Рід окремостей	Вид окремостей	Розмір (діаметр), мм
Брилувата частина ґрунту (окремості понад 10 мм у діаметрі)	Брили: грубі середні дрібні	 > 100 100–30 30–10
Грудкувата частина ґрунту (окремості 10–0,25 мм у діаметрі)	Грудки: грубі середні дрібні зернисті елементи	 10–3,0 3,0–1,0 1,0–0,5 0,5–0,25
Пилувата частина ґрунту (окремості менше 0,25 мм у діаметрі)	Мікроструктурі елементи Пилувато-глинисті частки	0,25–0,01 < 0,01

Водостійкість структури має подвійну природу: вона може бути зумовлена стійким хімічним і фізико-хімічним закріпленням колоїдів (незворотня коагуляція колоїдів); агрегати можуть бути водостійкими внаслідок їхньої водонепроникності, яка пов'язана з наявністю переважно тонких неактивних шпар. Добра структура повинна бути також і механічно міцною, і не руйнуватися під час обробітку ґрунту сільськогосподарськими знаряддями.

Структура ґрунту є одним з найважливіших чинників його родючості. У структурному ґрунті створюються оптимальні умови водного, повітряного і теплового режимів, що, своєю чергою, зумовлює до розвитку мікробіологічних процесів, мобілізації та доступності поживних речовин для рослин. У зв'язку з цим дуже важливим є засвоєння кількісних методів її оцінки. Оцінка структурно-агрегатного стану ґрунтів передбачає визначення загальної кількості мікро-, макро- і мегаагрегатів, їхній розподіл за розмірами, розрахунок деяких показників, що характеризують властивості ґрунтової структури.

Дослідження структурно-агрегатного стану ґрунту налічує такі послідовні етапи:

1) морфологічний опис структури;

2) визначення мікроагрегатного складу ґрунту;

3) визначення макроагрегатного складу ґрунту (структурний стан);

4) визначення водостійкості макроструктури ґрунту (агрегатний стан);

5) оцінка агрегатності ґрунтів.

У процесі дослідження структури ґрунту слід пам'ятати: у кожному генетичному горизонті ґрунтового профілю проводять детальний морфологічний опис структури (визначають тип, вид структурних елементів, співвідношення між структурою і розпиленою масою). Аналіз структури з метою її агрономічної оцінки здійснюють, зазвичай, у гумусовому горизонті на спеціально відібраних (3–5-кратна повторність) у полі зразках ґрунту об'ємом 1 000–3 000 $см^3$. Зразки відбирають лопатою, для кращого подрібнення скидають з висоти 0,5 м на розстелену широку тканину, після чого упаковують у тверді картонні коробки. У коробку кладуть етикетку з даними про місце відбору зразка, № розрізу і глибину відбору зразка. Після цього коробки з ґрунтом обережно (без здавлювання) транспортують у лабораторію.

Оскільки структура ґрунту верхніх горизонтів динамічна в часі, результати аналізів зразків, відібраних у різний час, будуть неоднаковими. Тому визначати її потрібно періодично протягом року або вегетаційного періоду.

Для одержання порівняльних результатів зразки ґрунту доводять до повітряно-сухого стану, хоча аналіз структури в такому стані є відступом від природних умов: у природі рідко і тільки на самій поверхні ґрунт може просохнути до повітряно-сухого стану. Крім цього, експериментально доведено, що водостійкість структури залежить від вологості. Сухі агрегати менш водостійкі, і пояснюють це руйнівною дією затиснутого в шпарах повітря під час опускання агрегатів у воду. Тому перед визначенням водостійкості рекомендують насичувати агрегати водою до капілярної вологоємності. Якщо підготовлені шляхом капілярного насичення агрегати не руйнуються після занурення у воду, їх називають *умовно водостійкими*. Агрегати, які не руйнуються при їхньому зануренні у воду повітряно-

сухими, називають *безумовно водостійкими*. Найправильніше аналізувати структуру за природної вологості ґрунту, проте тоді порівнювати результати аналізів важко і навіть неможливо.

У кожному конкретному випадку, вибираючи методики підготовки зразка до структурно-агрегатного аналізу, слід виходити з мети та умов дослідження. Обраний метод потрібно використовувати протягом усього періоду досліджень.

5.1. Морфологічна характеристика структури

Першу характеристику оструктуреності ґрунту, типу структури і деякою мірою її агрономічної цінності подають під час морфологічного опису ґрунтового профілю. Першочергова роль належить встановленню типології структури ґрунтів для визначення її генетичного і діагностичного значення.

Найдоцільніше морфологічну характеристику структури ґрунту провадити в стані його "фізичної спілості" (60–70 % ЗВ). За такої вологості ґрунт краще розпадається на структурні окремості різної форми і розмірів. З кожного генетичного горизонту ґрунту відвалюють лопатою невелику пробу і для кращого його подрібнення скидають з висоти 0,5 м на розстелену широку тканину.

Характеризуючи структуру ґрунту, насамперед визначають якість структури (ступінь оструктуреності, який відображає різницю між когезією в середині агрегатів і адгезією між агрегатами за умов нормального зволоження).

У вітчизняному ґрунтознавстві розрізняють три ступені вираженості ґрунтової структури:

- ґрунти із чітко вираженою структурою;
- ґрунти зі слабо чи нечітко вираженою структурою;
- безструктурні ґрунти.

Відповідно до характеристики ґрунтової структури Департаменту землеробства США і ФАО, розрізняють чотири градації якості структури:

0 – безструктурність – немає видимої агрегації та впорядкова-

ного розташування природних поверхонь; якщо ґрунт зв'язний, то структура масивна, а якщо незв'язний – структура розсипчаста;

1 – слабка структура – слабо оформлені невизначені агрегати, ледь помітні в природі; ґрунт при порушенні розпадається на обмежену кількість цілісних агрегатів, багато розламаних агрегатів і неагрегованого матеріалу;

2 – помірна структура – добре оформлені помітні агрегати, помірно міцні і майже невидимі в непорушеному стані ґрунту; при порушенні природного складення ґрунт розпадається на велику кількість цілісних агрегатів, небагато розламаних агрегатів і мало неагрегованого матеріалу;

3 – міцна структура – добре оформлені стійкі агрегати чітко розпізнаються в непорушеному стані ґрунту, слабо зв'язані один з іншим і цілковито відокремлюються при порушенні природного складення ґрунту.

Якість структури залежить від багатьох чинників, серед яких найголовніші: гранулометричний склад, вік, тип та інтенсивність ґрунтотворення. Піщані та супіщані ґрунти, зазвичай, слабооструктурені або безструктурні. Суглинисті та глинисті ґрунти майже завжди структурні і номінал градації їхньої якості залежить від віку та інтенсивності ґрунтотворення, а також комплексу супутніх елементарних ґрунтових процесів (наприклад, глейовий процес).

Крім якості структури, визначають ступінь її однорідності за двома градаціями: однорідна та неоднорідна. У ґрунтах, зазвичай, простежують структуру декількох порядків, причому структурні окремості нижчих порядків можуть мати іншу форму, ніж більші за розміром агрегати. Наприклад, великі призматичні окремості (агрегати 4-й порядку) ілювіального горизонту дерново-підзолистих чи сірих лісових ґрунтів можуть розпадатися на дрібніші грубогоріхуваті (3-й порядок) – чи дрібногоріхуваті (2-й порядок) агрегати. Грудкуваті структурні окремості гумусового горизонту розпадаються на зернисті або пилуваті агрегати тощо. Така структура є неоднорідною.

Структура декількох різних порядків може бути й однорідною. Наприклад, грубогрудкуваті агрегати орного шару дерново-підзолистих ґрунтів можуть розпадатися на середньогрудкуваті, а потім – на дрібногрудкуваті окремості (рис. 5.1). Ґрунт практично

ніколи не має однорідної структури на горизонтному та насамперед – на профільному рівні його організації. Завжди простежується закономірна зміна структури по профілю від поверхні до ґрунтотворної породи, що зумовлено диференціацією комплексу мезопроцесів у межах профілю.

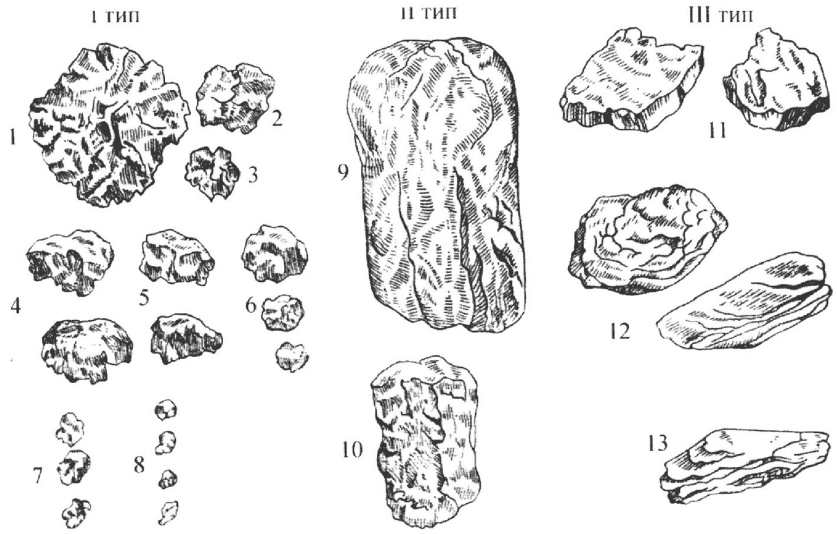


Рис. 5.1. Найголовніші види структури ґрунту (за С. О. Захаровим):
I тип – кубоподібна (1 – грубогрудкувата; 2 – грудкувата; 3 – дрібногрудкувата; 4 – грубогоріхувата; 5 – горіхувата; 6 – дрібногоріхувата; 7 – грубозерниста; 8 – зерниста);
II тип – призмоподібна (9 – стовбчаста; 10 – призматична);
III тип – плитоподібна (11 – сланцювата; 12 – пластинчаста; 13 – листувата)

Докладну класифікацію структурних елементів для морфологічного опису ґрунту розроблено С. О. Захаровим (табл. 5.2). За цією класифікацією визначають якість, однорідність структури, основний її тип, а потім, уважно розглядаючи за допомогою лупи форму структурних агрегатів, – характер і вираженість граней та ребер, унаслідок чого і з'являється назва роду структури. Після цього відбирають невелику кількість агрегатів відповідного роду, висипають їх на міліметровий папір, вимірюють розміри й уточнюють назву на рівні виду.

Таблиця 5.2

Класифікація структурних агрегатів (за С. О. Захаровим)

Рід	Вид	Розміри
Тип А. Кубоподібна – рівномірний розвиток за трьома осями		
Макроструктурні агрегати		
I. Брилувата – агрегати великі, грані й ребра слабовиражені	1. Грубобрилувата 2. Дрібнобрилувата	> 10 см 10–5 см
II. Грудкувата – агрегати переважно складні та слабо оформлені	3. Грубогрудкувата 4. Грудкувата 5. Дрібногрудкувата	5–3 см 3–1 см 1–0,5 см
Мезоструктурні агрегати		
III. Порошиста – грані й ребра добре виражені, агрегати достатньо оформлені	6. Порошиста	< 0,25 см
IV. Горіхувата – більш чи менш правильні форми, поверхня граней порівняно рівна, ребра гострі	7. Грубогоріхувата 8. Горіхувата 9. Дрібногоріхувата	> 10 мм 10–7 мм 7–5 мм
V. Зерниста – більш чи менш правильні форми, іноді опуклі, з гранями шорсткими, гладкими чи блискучими	10. Грубозерниста (горіхувата) 11. Зерниста (крупниста) 12.Дрібнозерниста (порошиста)	5–3 мм 3–1 мм 1–0,25 мм
Тип Б. Призмоподібна – розвиток по вертикальній осі		
VI. Стовпчаста – правильної форми з добре вираженими гладкими бічними вертикальними гранями, з опуклою "головкою" і нерівною основою	13. Грубостовпчаста 14. Стовпчаста 15. Дрібностовпчаста	> 5 см 5–3 см < 3 см
VII. Призматична – з рівними, часто глянцевими поверхнями, гострими ребрами	16. Грубопризматична 17. Призматична 18. Дрібнопризматична	> 5 см 5–3 см < 3 см
Тип В. Плитоподібна – розвиток переважно за двома горизонтальними осями		
VIII. Плитчаста – шарувата з більш чи менш вираженими горизонтальними площинами спайності і з поверхнями різного характеру	19. Сланцювата 20. Плитчаста 21. Пластинчаста 22. Листувата	> 5 мм 5–3 мм 3–1 мм < 1 мм
IX. Луската – з порівняно невеликими, частково вигнутими горизонтальними площинами, і часто гострими ребрами (деяка подібність до луски риб)	23. Шкаралупувата 24. Груболуската 25. Дрібнолуската	> 3 мм 3–1 мм < 1 мм

У природних умовах структура майже завжди буває неоднорідною, змішаною з двох або трьох її видів. Наприклад: *грубогрудкувато-середньозерниста, порохувато-грудкувата, середньозернисто-грубогоріхувата, брилисто-грубогоріхувато-зерниста тощо*. Останнє слово у назві означає кількісне переважання цього виду структури.

В агрономічному відношенні найціннішими є усі види зернистої, середньо- та дрібногоріхувата, середньогрудкувата структура, механічно міцна і водостійка, шпарувата за рахунок багатоступеневого "зрощення" дрібніших агрегатів. Тільки така структура забезпечує оптимальність ґрунтових режимів. Створення агрономічно цінної ґрунтової структури є головним завданням сучасних агротехнічних заходів.

Для визначення водостійкості структури декілька агрегатів кладуть на 10 хвилин у фарфорову чашку з водою. Водостійкі агрегати тривалий час не руйнуються у воді, неводостійкі агрегати розпадаються на елементарні гранулометричні елементи та мікроагрегати.

Результати морфологічної характеристики структури ґрунту записують за таким зразком: назва ґрунту, генетичний горизонт, глибина відбору зразка (см), структура – міцна, водостійка, однорідна, горіхувато-грубозерниста.

5.2. Методи вивчення структури

Аналітично структурність ґрунту визначають методом розсіювання на ситах. Для цього беруть великі зразки (2,5–5,0 кг) і невеликими порціями обережно розсіюють в наборі сит. Кожну фракцію збирають, зважують і обчислюють вміст (у % до маси взятого ґрунту).

Для одержання порівняльних результатів зразки слід аналізувати у повітряно-сухому стані. До того ж, сирий ґрунт забиває сито, а це дуже ускладнює роботу.

Якість структури оцінюють за її водостійкістю, механічною міцністю, шпаруватістю. Методи визначення водостійкості можна розділити на дві групи: прямі і опосередковані.

Прямими методами безпосередньо визначають кількість водостійких і неводостійких агрегатів. До цих методів належать: мікроагрегатний аналіз ґрунту (за Качинським, Астаповим), макроагрегатний – методи фракціонування ґрунту на ситах у воді (за Савіновим, Вершиніним та Ревутом, Бекаревичем); колихання сит (в приладі Бакшеєва на гідрокласифікаторі) та розмокання агрегатів у стоячій воді тощо. Коли водостійкість оцінюють за іншим показником, наприклад, за зміною водопроникності (метод і прилад Фадєєва-Вільямса), по кількості води, для розмивання агрегатів (крапельний метод Віленського) тощо, – йдеться про опосередковані методи.

Природу водостійкості ґрунтових агрегатів можна оцінювати за їхньою шпаруватістю. Для визначення шпаруватості розроблено методи парафінування, часовий, шліфів (мікроскопічний).

5.3. Мікроагрегатний склад ґрунту

Сприятливий фізичний режим у ґрунті створюється завдяки наявності не тільки макро-, але й мікроструктури. Тому з одночасною характеристикою макроструктури велике значення для оцінки агрофізичних властивостей ґрунту має його мікроструктура. Вона також повинна бути водостійкою та шпаруватою. Найкращі розміри мікроструктури відповідають розмірам агрегатів 0,25–0,05 і 0,05–0,01 мм. Така мікроструктура, як водостійка (наприклад, у червоноземах і жовтоземах), створює позитивні властивості макроагрегатам. Крім того, вона безпосередньо збільшує вологоємність ґрунтів, покращує їхню водо- та повітропроникність, відіграючи роль ніби "піщаних зерен і лесоподібної фракції" гранулометричних елементів ґрунту. Несприятливими є мікроагрегати, що мають розміри середнього пилу (0,01–0,005 мм). Вони утруднюють водо- та повітропроникність ґрунту, зумовлюють до високої випаровуючої здатності та інших негативних ґрунтових властивостей. В ієрархії ґрунтової структури мікроагрегати зачислено до агрегатів першого порядку. Вони утворені безпосередньо елементарними гранулометричними елементами, розмір яких менше 0,25 мм.

Для агрономічної та меліоративної оцінки ґрунту важливо знати не тільки ступінь мікроструктурності, але й якість мікроагрегатів у ньому. Це даватиме змогу виявити, як гранулометричні елементи з'єднані між собою у мікроагрегати і наскільки водостійкі ці агрегати. Характеризуючи мікроструктуру, можна оцінити і макроструктуру ґрунту. За результатами мікроагрегатного та гранулометричного аналізів оцінюють оструктуреність і розпиленість ґрунтів, визначають потенційну здатність ґрунтів до оструктурення. Тому мікроагрегатний аналіз рекомендують проводити паралельно з гранулометричним.

Мікроагрегатний склад ґрунту – відносний вміст у ґрунті водостійких мікроагрегатів різного розміру (0,25–0,05; 0,05–0,01; 0,01–0,005; 0,005–0,001 і < 0,001 мм). Мікроагрегатний аналіз ґрунту, як і гранулометричний, налічує два етапи:

1) підготовка зразка до аналізу;

2) фракціонування мікроструктури.

Підготовка зразка до аналізу. У фарфорову ступку беруть середню пробу повітряно-сухого ґрунту приблизно 100–150 г. Вибирають коріння та обережно, не руйнуючи мікроагрегатів, розтирають дерев'яним товкачиком, який має резиновий наконечник. Ґрунт просіюють через сито, діаметр отворів якого – 1 мм. Скелетні частки відкидають. З підготовленого дрібнозему на аналітичних терезах беруть наважку 10–15 г (для глинистих і суглинистих), або 20–30 г (для супіщаних і піщаних) ґрунту. Одночасно зважують 4–5 г ґрунту, щоб визначити гігроскопічну вологу. Точність зважування 0,001 г.

Наважку ґрунту для мікроагрегатного аналізу переносять у колбу місткістю 500 мл, заливають дистильованою водою до половини об'єму (250 мл) і залишають ґрунт на 24 години для розмокання. Після цього колбу закривають гумовим корком, поміщають на ротатор і протягом двох годин збовтують горизонтальними рухами.

Для засолених ґрунтів (сильносолонцюватих, солонців і солончаків) замість дистильованої води використовують водну витяжку цих ґрунтів. Її одержують при співвідношенні ґрунту до води 1:25 (40 г дрібнозему поміщають у колбу місткістю понад 1000 мл, доливають 1000 мл дистильованої води і видержують 24 год. Потім

збовтують протягом 5 хв і відфільтровують). Приготована витяжка замінює дистильовану воду в усіх процесах аналізу.

Після закінчення збовтування вміст колби зливають у літровий циліндр через сито, діаметр отворів якого 0,25 мм, і воно знаходиться на встановленій у циліндр скляній лійці.

Фракцію агрегатів (> 0,25 мм), що залишилась на ситі, обережно промивають дистильованою водою з промивалки до появи чистого фільтрату. Її переносять у заздалегідь зважений фарфоровий тигель, воду з проби випаровують на піщаній бані, сухий залишок висушують у термостаті при температурі 105°С до постійної терези, зважують і розраховують вміст фракції у відсотках до сухої наважки ґрунту.

Фракціонування мікроструктури. Об'єм суспензії у циліндрі доводять дистильованою водою до 1000 мл. Розподіл фракцій мікроагрегатів (0,05–0,01 мм; 0,01–0,005 мм; 0,005–0,001 мм; < 0,001 мм) виконують аналогічно гранулометричному аналізу, за методом піпетки. Операції з відбору проб суспензії, подальше їхнє висушування і розрахунок вмісту (%) фракцій проводять так само, як і під час гранулометричного аналізу (за методом Н. А. Качинського). Проміжні та кінцевий результати аналізу оформляють у вигляді таблиць (див. табл. 4.7, 4.8).

У водній суспензії одночасно знаходяться мікроагрегати та гранулометричні елементи. Для визначення кількості виключно мікроагрегатів у кожній фракції аналізу за даними, одержаними при мікроагрегатному аналізі, віднімають відсоток гранулометричних елементів відповідних розмірів. Кінцевий результат мікроагрегатного аналізу ґрунту оформляють за зразком (див. табл. 4.8).

Обладнання та реактиви: фарфорова ступка; товкачик з гумовим наконечником; сита, діаметр отворів яких 1 і 0,25 мм; колба місткістю 1000 (3000) мл; дистильована вода або водна витяжка ґрунту; аналітичні терези; ротатор; циліндр місткістю 1000 (500) мл; мішалка з перфорованим гумовим кругом; термометр; секундомір; скляна лійка; промивалка; піпетка (25 мл); фарфорові тиглі; сушильна шафа; піщана баня; гумові корки.

Показники дисперсності та структурності

Для більш глибокої оцінки результатів мікроагрегатного аналізу розраховано низку показників, за допомогою яких оцінюють потенційну здатність ґрунтів до утворення мікроструктури:

- фактор дисперсності за Качинським (К, %);
- фактор структурності за Фагелером ($К_с$, %);
- ступінь агрегатності за Бейвером і Роадесом ($К_а$, %);
- показник мікроструктурeності за Дімо ($К_д$, %);
- число агрегації за Пустовойтовим ($К_п$, %).

В основі їхніх обчислень покладено порівняння вмісту різних фракцій, одержаних при гранулометричному і мікроагрегатному аналізах, в одних і тих самих зразках ґрунту.

Фактор дисперсності за Качинським (К) характеризує ступінь руйнування мікроагрегатів у воді і виражається процентним співвідношенням мулу (частинок < 0,001 мм), розрахованого при мікроагрегатному і гранулометричному аналізах:

$$K = \frac{a \cdot 100}{b},$$

де a – вміст мулу, розрахованого при мікроагрегатному аналізі, %;

b – вміст мулу, розрахованого при гранулометричному аналізі, %.

Чим більші значення фактора дисперсності, тим менш стійкою є мікроструктура ґрунту. Для звичайного глинистого чорнозему фактор дисперсності не перевищує 10 %, а для стовпчастого горизонту солонцю може становити 80 %.

Фактор структурності за Фагелером ($К_с$) є оберненою величиною до фактора дисперсності і характеризує водостійкість мікроагрегатів та потенційну здатність ґрунту до оструктурення. Низькі показники $К_с$ свідчать про необхідність застосування заходів щодо оструктурення ґрунтів. Розраховують за формулою:

$$K_с = \frac{b - a}{b} \cdot 100,$$

де a – вміст мулу, розрахованого при мікроагрегатному аналізі, %;

b – вміст мулу, розрахованого при гранулометричному аналізі, %.

Сума кількісних виражень фактора дисперсності та фактора структурності становить 100 %. Отже, знаючи величину одного фактора, легко розрахувати другий.

Ступінь агрегатності за Бейвером і Роадесом ($К_а$) враховує співвідношення агрономічно цінних мікроагрегатів розміром понад 0,05 мм і кількість гранулометричних елементів відповідного розміру. Підвищення показників ступеня агрегатності означає покращення водостійкості структури. Розраховують за формулою:

$$K_а = \frac{a - b}{a} \cdot 100,$$

де a – кількість водостійких агрегатів розміром > 0,05 мм при мікроагрегатному аналізі;

b – кількість гранулометричних елементів розміром > 0,05 мм при гранулометричному аналізі.

Показник мікроструктурeності (число агрегації) за Дімо ($К_д$) значно чіткіше, ніж коефіцієнт структурності, передає диференціацію ґрунтового профілю. Його обчислюють як різницю між сумами фракцій грубого пилу та дрібного піску при мікроагрегатному і гранулометричному аналізах у відсотках. Чим вище число агрегації, тим краща мікроагрегованість ґрунту. Розраховують за формулою:

$$K_д = (a_1 + a_2) - (b_1 + b_2),$$

де a_1 – кількість мікроагрегатів розміром 0,01–0,05 мм;

a_2 – кількість мікроагрегатів розміром 0,05–0,25 мм;

b_1 – кількість гранулометричних елементів розміром 0,01–0,05 мм;

b_2 – кількість гранулометричних елементів розміром 0,05–0,25 мм.

На відміну від попереднього показника, ***число агрегації за Пустовойтовим ($К_п$)*** враховує агрегати розміром 1–0,25 мм, тому дещо докладніше характеризує мікроструктурення ґрунтів за результатами мікроагрегатного аналізу. Розраховують за формулою:

$$K_{\text{п}} = (a_1 + a_2 + a_3) - (b_1 + b_2 + b_3),$$

де a_1 – кількість мікроагрегатів розміром 0,01–0,05 мм;

a_2 – кількість мікроагрегатів розміром 0,05–0,25 мм;

a_3 – кількість мікроагрегатів розміром 1–0,25 мм;

b_1 – кількість гранулометричних елементів розміром 0,01–0,05 мм;

b_2 – кількість гранулометричних елементів розміром 0,05–0,25 мм;

b_3 – кількість гранулометричних елементів розміром 1–0,25 мм.

5.4. Макроагрегатний (структурний) стан ґрунту

Ґрунтові мікроагрегати, у тому числі окремі гранулометричні елементи, об'єднуючись між собою силами залишкових валентностей, унаслідок злипання, стягування водними плівками і менісками, склеювання цементуючими речовинами, утворюють агрегати другого, третього і т. д. порядків, які мають розміри макро- і мегаагрегатів (> 0,25 мм).

Структурний аналіз ґрунту виконують з метою визначення відносного вмісту в ґрунті агрегатів різного розміру, для визначення водостійкості та агрономічної цінності макроструктури, щільності, шпаруватості та зв'язності агрегатів, розрахунку коефіцієнтів структурності та водостійкості. Для визначення загального вмісту структурних агрегатів і їхнього розподілу за розмірами зразки ґрунту фракціонують на ситах, виконуючи так зване сухе просіювання (***за методом В. Н. Саввінова***).

Хід виконання роботи

Перед фракціонуванням послідовно складають набір сит, діаметр отворів яких 10, 7, 5, 3, 2, 1, 0,5 і 0,25 мм. Верхнє сито в наборі має найбільший розмір отворів (10 мм), нижнє – найменший (0,25 мм). Під нижнім ситом є піддон для збирання фракції < 0,25 мм, а на верхньому – кришка для запобігання розпорошуванню ґрунту при просіюванні.

Щоб одержати й порівняти результати відібраних у полі зразків ґрунту, їх доводять до повітряно-сухого стану. Відбирають включення і новоутворення. Із просушеного зразка формують середню пробу вагою не менше 500 г, зважуючи її на терезах ВЛТК–500. Чим більша наважка ґрунту, тим більш представницькими будуть результати аналізу. Можна просіювати весь привезений з поля зразок (вагою не більше 2,5 кг) для того, щоб згодом знову об'єднати всі фракції і, добре перемішавши їх, виконувати інші заплановані для цього ґрунту аналізи. Невеликими порціями наважку підготовленого ґрунту переносять на верхнє сито укомплектованого набору, закривають сито кришкою і, обережно нахиляючи весь набір сит, просіюють (10 разів). Не слід набір з ґрунтом сильно струшувати, щоб не відбулося механічного подрібнення агрегатів. Після просіювання сита роз'єднують і кожне окремо ще раз струшують обережним постукуванням долоні по його ребру для того, щоб звільнити агрегати, які зависли в отворах. Сухим просіюванням ґрунт розподіляють на фракції: >10, 10–7, 7–5, 5–3, 3–2, 2–1, 1–0,5, 0,5–0,25 і < 0,25 мм. Кожну фракцію структурних агрегатів окремо збирають на аркуш паперу, зважують на терезах ВЛТК–500 з точністю до 0,1 г і розраховують її відсотковий вміст за формулою:

$$X_n = \frac{m_n \cdot 100}{M_1},$$

де X_n – вміст фракції, %;

m_n – вага фракції, г;

M_1 – вага повітряно-сухої наважки ґрунту, взятої для аналізу, г.

Вміст фракції < 0,25 мм розраховують за різницею між взятою для аналізу наважкою і сумою вмісту фракцій > 0,25 мм. За 100 % вважають взяту для аналізу наважку. Одержані результати оформляють у вигляді таблиці (табл. 5.3) та графічно (на осі ординат відкладають відсотковий вміст фракцій, на осі абсцис – розмір фракцій структурних агрегатів).

Таблиця 5.3

Структурний склад ґрунту

Генетичні горизонти	Глибина відбору зразків, см	Розміри агрегатів, мм / вміст, %								Сума водостійких агрегатів >0,25 мм	Коефіцієнт структурності
		>10	10–7	7–5	5–3	3–2	2–1	1–,05	0,5–0,25	<0,25	

За результатами сухого просіювання та морфологією структури визначають вміст у ґрунті агрономічно цінних структурних агрегатів. В агрономічному розумінні позитивною структурою є лише дрібногрудкувата (10–0,5 мм) і зерниста (5–0,5 мм) структура, за якістю – шпарувата, зв'язна та водостійка. Немає стандартних розмірів оптимальної структури для всіх природних зон. Чим вологіша зона, тим оптимальний розмір структурних агрегатів повинен бути більший, наближаючись до 10 мм, щоб забезпечити ліпші водопроникність і повітропроникність, а для заболочених територій – і водовіддачу ґрунту. У засушливих і сухих зонах, де потрібно зберігати вологу і де аерація ґрунтів є надлишковою, оптимальні розміри структурних агрегатів наближаються до розмірів зерен.

Кожну фракцію структурних агрегатів окремо зберігають (крім фракції < 0,25 мм) у паперових пакетах для подальшого визначення водостійкості макроструктури ґрунту (агрегатний аналіз).

За результатами структурного аналізу (сухе просіювання) розраховують ***коефіцієнт структурності K***:

$$K = \frac{A}{B},$$

де A – сумарний вміст макроагрегатів розміром від 0,25 до 10 мм, %;

B – сумарний вміст мікроагрегатів (< 0,25 мм) і мегаагрегатів (> 10 мм), %.

Чим вищий показник *K*, тим краще оструктурений ґрунт і тим агрономічно цінніше є його структура.

Оцінку структурного стану ґрунту за вмістом повітряно-сухих агрономічно цінних агрегатів здійснюють за шкалою С. І. Долгова, П. У. Бахтіна (табл. 5.4).

Таблиця 5.4

Оцінка структурного стану ґрунту

Вміст агрегатів розміром 0,25–10 мм, % до терези	Оцінка структурного стану
> 80	Відмінний
80–60	Добрий
60–40	Задовільний
40–20	Незадовільний
< 20	Поганий

Обладнання: комплект сит, діаметр отворів яких 10, 7, 5, 3, 2, 1, 0,5 і 0,25 мм; піддон і кришка для набору сит; терези ВЛТК–500; паперові пакети для збору окремих фракцій.

5.5. Водостійкість макроструктури (агрегатний стан) ґрунту

Важливою агрономічною властивістю ґрунтової структури є її стійкість, яка проявляється через здатність структурних агрегатів тривалий час протистояти руйнуючому впливу води. Стійкість ґрунтових агрегатів залежить не тільки від якості перегною та наявності в ґрунті незворотно скоагульованих органічних і мінеральних колоїдів, що зумовлює до цементування гранулометричних елементів свіжоосадженими гуматами. Агрегати можуть бути водостійкими також унаслідок їхньої водонепроникності, що спричинена наявністю (здебільшого) тонких неактивних шпар (у такому випадку для визначення кількості водостійких агрегатів використовують метод Н. О. Бекаревича). Щільна упаковка агрегатів не дає змоги проникати в них мікроорганізмам і кореневим волосинкам. Така структура, навіть за оптимальних розмірів її агрегатів, в агрономічному розу-

мінні не є цінною. Зі збільшенням розмірів агрегатів зв'язки між окремими їхніми складовими послаблюються, а, отже, зменшується і стійкість. Тільки водостійка структура з високою шпаруватістю, пухкою упаковкою агрегатів є агрономічно цінною. Агрономічне значення структури полягає в тому, що вона позитивно впливає на шпаруватість, щільність будови ґрунту, водний, повітряний, тепловий, окисно-відновний, мікробіологічний і поживний його режими, на зв'язність, твердість і протиерозійну стійкість ґрунту.

Для визначення водостійкості макроструктури ґрунтів використовують різні методи: метод структурного аналізу П. В. Вершиніна і І. Б. Ревута, макроагрегатний аналіз ґрунтів методом коливання сит (метод Бакшеєва), визначення водостійкості ґрунтових агрегатів у стоячій воді (метод П. І. Андріанова), метод сухого агрегатного аналізу (метод В. Н. Саввінова), крапельний метод Віленського, різні непрямі методи.

Хід виконання роботи

Щоб визначити водостійкість макроструктури (для обох варіантів підготовки агрегатів до структурного аналізу), формують середню пробу ґрунту вагою 50 г з усіх фракцій структурних агрегатів, які одержані під час сухого просіювання, пропорційно до їхнього відсоткового вмісту: беруть кожну фракцію в кількості, рівній у грамах половині відсоткового вмісту її у конкретному ґрунті. Наприклад, якщо у ґрунті вміст фракції 5–3 мм становить 22 %, то для середньої проби беруть її у кількості 11 г і т. д. У середню пробу не включають фракцію < 0,25 мм. Тоді одержують наважку менше 50 г, однак під час розрахунків вміст водостійких фракцій у відсотках розраховують на 50 г.

Визначаючи вміст безумовно водостійких агрегатів, середню пробу ґрунту обережно висипають у літровий циліндр, який на 2/3 об'єму заповнена водою. Використовують циліндри з нешліфованим верхнім краєм і таким самим корком. Занурену у циліндр з водою ґрунтову пробу залишають у спокої на 10 хв. Це потрібно для того, щоб із ґрунту вийшло все повітря, яке защемлене в агрегатах і між ними. Для прискорення витіснення повітря, через 1–2 хв після

перенесення ґрунту в циліндр, його закорковують, обережно нахиляють до горизонтального положення і знову ставлять вертикально. Цю процедуру повторюють двічі.

Через 10 хв у циліндр доливають воду до верху, закривають корком і перевертають вверх дном, утримуючи у такому положенні декілька секунд, доки основна маса агрегатів не випаде вниз. Потім циліндр повільно повертають у початкове положення й очікують, доки ґрунт не досягне дна. Процедуру повторюють десять разів.

У заповнену водою широку циліндричну посудину (бак) поміщають вже попередньо складений набір сит, діаметр отворів яких 5, 3, 2, 1, 0,5 і 0,25 мм, з'єднаних металевим хомутом. До набору не входять піддон і кришка. Після занурення сит у воду шар води у ванні (баку) повинен бути на 5–6 см вище борту верхнього сита.

Після десяти обертів закритий циліндр із ґрунтовою суспензією перевертають і опускають верхнім краєм у воду над ситами (рис. 5.2). Швидко виймають під водою корок і плавним рухом циліндра, не торкаючись його краєм дна сит і не відриваючи його від води, розподіляють ґрунт на поверхні верхнього сита. Коли всі агрегати, розміром > 0,25 мм впадуть на сита (через 50–60 с), циліндр у воді закривають і виймають. Частину фракції < 0,25 мм, що залишилась у циліндрі у підвішеному стані, не зберігають, оскільки її надалі розраховуватимуть за різницею.

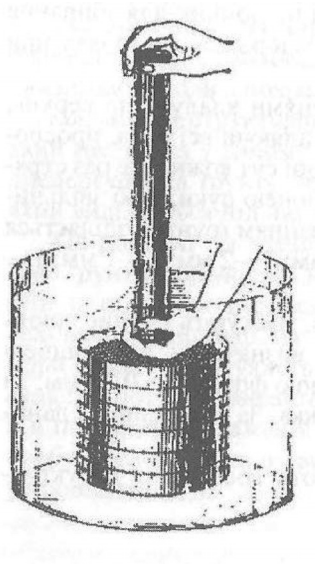


Рис. 5.2. Набір сит для мокрого просіювання

Для визначення вмісту умовно-водостійких агрегатів середню пробу попередньо капілярно зволожують. Для цього сито, діаметр отворів якого 10 мм, накривають фільтром або шматком тканини, залишивши невелику щілину для виходу повітря при подальшому зануренні сит у воду. На вкрите сито переносять середню пробу. Сито поміщають у плоску чашку з водою

так, щоб фільтр торкався води, а агрегати капілярно насичувались. Тривалість капілярного насичення ґрунту 10 хв. Складають колонку з сит, приєднують до неї зверху сито зі зволоженим ґрунтом і надягають на бокові виступи сит спеціального хомута. Занурюють колонку в бак з водою так, щоб рівень води був на 5–6 см вище, ніж борт верхнього сита. Обережно під водою виймають фільтр з верхнього сита, даючи агрегатам ґрунту опуститись на сито. Подальше просіювання ґрунту під водою ідентичне для обох варіантів визначення вмісту водостійких агрегатів (безумовно- і умовно-водостійких).

Перенесений на сита ґрунт просіюють: набір сит за ручку-хомут повільно піднімають на 5–6 см, не оголюючи агрегатів на верхньому ситі, і швидко опускають вниз на 3–4 см, очікують 2–3 с, доки агрегати ґрунту, що піднялися за інерцією під час опускання, не впадуть на дно сита. Потім знову повільно піднімають на 3–4 см і швидко опускають на ту ж глибину (швидкість опускання не повинна призводити до розсіювання агрегатів за межі колонки сит). Так повторюють десять разів.

Не виймаючи всього набору з води, почергово знімають сита, діаметр отворів яких перевищує 1 мм. Зняті сита з агрегатами, нахиливши і підклавши під їхній край олівець або брусок, ставлять на стіл. Вміст сит, що залишились у воді, ще п’ять разів аналогічно просіюють, а згодом також виймають із води.

Залишки агрегатів з сит змивають струменем води (використовують промивалку) спочатку на піддон сит, а з нього, зливши надлишок води, – у фарфорові чашки, а потім – у попередньо зважені алюмінієві бюкси. Бюкси нумерують відповідно до фракцій. Після відстоювання (3–5 хв) надлишок води у бюксах зливають, а залишок випаровують на піщаній бані та зважують на терезах ВЛТК–500.

Оскільки для визначення водостійкості взято середню пробу в 50 г (половину відсоткового вмісту фракцій, отриманих при сухому просіюванні), то під час розрахунків вагу кожної фракції агрегатів у грамах множать на 2 і отримують відсотковий вміст відповідних водостійких агрегатів у ґрунті. Фракцію, що за розміром менша від 0,25 мм, розраховують за різницею (100 % - Σ всіх фракцій > 0,25 мм у відсотках).

Наявність у ґрунті гранулометричних елементів розміром понад 0,25 мм спотворює результати агрегатного аналізу. У такому випадку, після зважування кожну фракцію агрегатів (> 0,25 мм) поміщають в окрему фарфорову чашку, заливають водою і розтирають дерев’яним товкачиком з гумовим наконечником. Зруйнувавши агрегати, через сито (розмір отворів 0,25 мм) відмивають дрібнозем, а гранулометричні елементи, що залишились у чашці, переносять у бюкси, висушують до повітряно-сухого стану і зважують. Віднімаючи від терези фракції агрегатів вагу гранулометричних елементів (понад 0,25 мм), одержують вагу виключно агрегатів. Потім з наважки, взятої для аналізу (50 г), віднімають суму гранулометричних елементів, що залишились на ситах з діаметром отворів понад 0,25 мм.

Вміст фракцій водостійких агрегатів у відсотках розраховують за формулою:

$$X_n = \frac{m_n \cdot 100}{M},$$

де X_n – вміст агрегатів певного розміру, %;

m_n – вага агрегатів (без гранулометричних елементів >0,25 мм), г;

M – наважка, взята для аналізу (без гранулометричних елементів розміром понад 0,25 мм), г.

Дані, отримані при визначенні водостійкості макроструктури, оформляють у вигляді таблиці та графіка за зразком, поданим для структурного аналізу (див. табл. 5.3).

Таблиця 5.5

Оцінка водостійкості макроструктури ґрунту

Сума водостійких агрегатів розміром >0,25 мм, %	Оцінка водостійкості
< 10	Відсутня
10–20	Незадовільна
20–30	Недостатньо задовільна
30–40	Задовільна
40–60	Добра
60–75	Відмінна
> 75	Надлишково висока

За поданими у таблиці 5.5 показниками агрегатного стану ґрунтів оцінюють стабільність (водостійкість) макроструктури ґрунту.

Аналогічно оцінюють структурний стан ґрунту за кількістю неагрегованого пилу (< 0,25 мм) під час агрегатного аналізу – мокре просіювання (табл. 5.6).

Таблиця 5.6

Оцінка структурного стану ґрунту за В. Р. Вільямсом

Вміст пилу (< 0,25 мм), у % до терези	Оцінка ґрунту
< 35	Грудкувата або брилувата, залежно від переважання у ньому грудок (10–0,25 мм) чи брил (> 10 мм)
35–75	Розпилена
> 75	Сильно розпилена

За результатами структурного та агрегатного аналізів розраховують:

1) ***критерій водостійкості макроструктури:***

$$A = \frac{C_{вс}}{C} \cdot 100,$$

де A – критерій водостійкості макроструктури, %;

$C_{вс}$ – вміст водостійких агрегатів розміром від 1 до 0,25 мм, %;

C – вміст структурних агрегатів розміром від 1 до 0,25 мм при сухому просіюванні, %;

2) ***коефіцієнт водостійкості за В. В. Медведєвим:***

$$K = \frac{\sum_{м}}{\sum_{с}},$$

де K – коефіцієнт водостійкості за В.В. Медведєвим;

$\Sigma_{м}$ – сума водостійких агрегатів розміром > 0,25 мм;

$\Sigma_{с}$ – сума структурних агрегатів розміром > 0,25 мм при сухому просіюванні;

3) ***показник водостійкості:***

$$A = \frac{C_{вп}}{C} \cdot 100,$$

де A – показник водостійкості, %;

$C_{вп}$ – вміст водостійких агрегатів розміром від 10 до 0,25 мм, %;

C – вміст структурних агрегатів розміром від 10 до 0,25 мм при сухому просіюванні, %.

Обладнання: набір сит з діаметром отворів 5, 3, 2, 1, 0,5 і 0,25 мм; циліндр з нешліфованими горловиною і корком; дистильована вода; терези ВЛТК–500; широка циліндрична посудина (бак); піщана баня; сушильна шафа; набір фарфорових чашок і алюмінієвих бюксів; промивалка.

Контрольні запитання і завдання до розділу:

1. *Що таке структура ґрунту?*
2. *Дайте визначення поняття "безструктурні ґрунти".*
3. *Охарактеризуйте поняття "агрономічно цінна структура"?*
4. *З яких послідовних етапів складається дослідження структурно-агрегатного стану ґрунту?*
5. *Які три ступені вираженості ґрунтової структури розрізняють у вітчизняному ґрунтознавстві?*
6. *Від яких чинників залежить якість ґрунтової структури?*
7. *Охарактеризуйте кубоподібну структуру ґрунту.*
8. *Якими методами вивчають структуру ґрунту?*
9. *Що таке мікроагрегатний склад ґрунту?*
10. *Які показники використовують для оцінки потенційної здатності ґрунтів до утворення мікроструктури?*

Завдання для самостійної роботи:

1. *Охарактеризуйте вплив структурно-агрегатного складу ґрунту на його родючість.*
2. *Порівняйте піщані і суглинкові ґрунти з точки зору їхнього структурно-агрегатного стану.*
3. *Наведіть приклади ґрунтів, у яких переважає кубоподібна структура ґрунту.*
4. *Охарактеризуйте вплив агротехнічних заходів на структурно-агрегатний склад ґрунту.*

Література:

1. Вадюнина А. Ф. Методы исследования физических свойств почв / А. Ф. Вадюнина, З. А. Корчагина. – М. : Агропромиздат, 1986. – 416 с.
2. Геннадиев А. Н. География почв с основами почвоведения / А. Н. Геннадиев, М. А. Глазовская. – М. : Высш. шк., 2005. – 461 с.
3. Ґрунтознавство / [за ред. проф. Д. Г. Тихоненка]. – К. : Вища освіта, 2005. – 703 с.
4. Качинский Н. А. Физика почвы / Н. А. Качинский. – М. : Высш. шк., 1965. – Ч. 1. – 322 с; Ч. 2. – 1970. – 358 с.
5. Медведев В. В. Структура почвы / В. В. Медведев. – Харьков : 13 типография, 2008. – 406 с.
6. Папіш І. Я. Практикум з фізики ґрунту. Фізика твердої фази ґрунту / І. Я. Папіш. – Львів : Вид. центр ЛНУ імені Івана Франка, 2001. – Ч. 1. – 95 с.
7. Позняк С. П. Ґрунтознавство і географія ґрунтів : підручник / С. П. Позняк. – Львів : ЛНУ імені Івана Франка, 2010. – Ч. 1– 270 с.
8. Полевые и лабораторные методы исследования физических свойств и режимов почв / [под ред. Е. В. Шеина]. – М. : Изд-во МГУ, 2001. – 200 с.
9. Почвоведение / [под ред. А. А. Роде, В. Н. Смирнова]. – М. : Высшая школа, 1972. – 480 с.

10. Почвоведение. Почва и почвообразование / [под ред. В. А. Ковды, Б. Г. Розанова] / [Г. Д. Белицина, В. Д. Васильевская, Л. А. Гришина и др.]. – М. : Высш. шк., 1988. – Ч. 1. – 400 с.
11. Растворова О. Г. Физика почв. Практическое руководство / О. Г. Растворова. – Л. : Изд-во Ленингр. ун-та, 1983. – 196 с.
12. Роде А. А. Система методов исследования в почвоведении / А. А. Роде. – Новосибирск, 1971. – 92 с.
13. Теории и методы физики почв / [под ред. Е. В. Шеина, Л. О. Карпачевского]. – М. : Криф и К, 2007. – 616 с.
14. Шеин Е. В. Агрофизика / Е. В. Шеин, В. М. Гончаров. – Ростов-на-Дону : Феникс, 2006. – 400 с.
15. Шеин Е. В. Курс физики почв / Е. В. Шеин. – М. : Изд-во МГУ, 2005. – 432 с.

Розділ 6

ЗАГАЛЬНІ ФІЗИЧНІ ВЛАСТИВОСТІ ҐРУНТУ

Ґрунт, як і будь-яке природне тіло, характеризується низкою фізичних властивостей. До загальних фізичних властивостей належать: щільність твердої фази, щільність будови, загальну шпаруватість та шпаруватість аерації. Ці показники фізичного стану твердої речовини ґрунту мають велике значення для агровиробничої характеристики ґрунту, їх слід враховувати у процесі обробітку ґрунту, а також під час вивчення росту та розвитку рослин.

6.1. Щільність твердої фази ґрунту

Щільністю твердої фази ґрунту називають відношення терези твердої частини ґрунту в сухому стані до терези рівного об'єму води при температурі 4°С, тобто – це вага в грамах одного кубічного сантиметра сухого ґрунту без шпар. Щільність твердої фази ґрунту – це середня питома вага мінеральних і органічних частинок, які складають ґрунт, і залежить від хіміко-мінералогічного складу ґрунту та вмісту гумусу в ньому.

Оскільки у мінеральних ґрунтах позатропічних областей найчастіше переважають силікати й алюмосилікати (кварц, польові шпати, каолініт тощо), щільність яких коливається у межах 2,54–2,74 г/см^3, то й щільність твер-

дої фази малогумусних ґрунтів у верхніх горизонтах змінюється у межах від 2,50 до 2,65 г/см^3. У глинистих ілювіальних горизонтах, таких як, наприклад, ілювіальний горизонт підзолистих ґрунтів, а також червоноземи, де зростає кількість залізистих сполук (лімоніт, бурий залізняк, гематит), щільність твердої фази ґрунту, зазвичай, зростає, досягаючи величин 2,70–2,75–2,80 г/см^3 (табл. 6.1). Навпаки, у багатогумусних ґрунтах (наприклад, у звичайних і типових чорноземах, у перегнійно-акумулятивних горизонтах гірсько-лучних ґрунтів) щільність твердої фази знижується до величин 2,4–2,3 г/см^3 за рахунок значного вмісту органічної речовини (щільність гумусових речовин становить 1,43–1,62 г/см^3). Чим багатший на гумус горизонт або ґрунт, тим менша його щільність твердої фази. У торфах щільність твердої фази залежить від ступеня розкладання і зольності торфу і коливається у межах від 1,4 до 1,7 г/см^3.

Таблиця 6.1

Щільність деяких мінералів і їхній склад

Мінерал	Хімічний склад	Щільність, г/см^3
Кварц	SiO_2	2,65–2,66
Каолініт	$Al_4(OH_8)\ [Si_4O_{10}]$	2,60–2,63
Мусковіт	$KAl_2(OH,Fe)_2[AlSi_3O_{16}]$	2,76–3,00
Лимоніт	$Fe_2O_3 \cdot nH_2O$	3,40–4,00
Кальцит	$CaCO_3$	2,60–2,80
Гіпс	$CaSO_4 \cdot 2H_2O$	2,31–2,33
Монтморилоніт	$Al_2(OH)_2[Si_4O_{10}] \cdot nH_2O$	Близько 2,00

Порівняно з іншими фізичними характеристиками ґрунту, щільність твердої фази коливається у вузьких межах і найменше піддається динаміці в часі. Ця особливість дає змогу зачислити показник щільності твердої фази до основних фізичних "констант" ґрунту, хоча, звичайно, і ця величина в процесі вивітрювання гірських порід і ґрунтоутворення поступово змінюється.

Отже, показник щільності твердої фази опосередковано характеризує хімічний склад ґрунту. Він також необхідний для розрахунку швидкості падіння гранулометричних елементів різного розміру у стоячій воді під час гранулометричного аналізу та для

розрахунку загальної шпаруватості ґрунту. Показник щільності твердої фази вказує і на співвідношення мінеральної та органічної частин ґрунту.

Щільність твердої фази мінералів і ґрунтів визначають за допомогою різних методів: об'ємного методу з використанням рідин, методу важких рідин, пікнометричного методу, методу гідростатичного зважування в органічних рідинах, рентгенівського методу.

Пікнометричний метод визначення щільності твердої фази ґрунту найпоширеніший серед мінералогів і ґрунтознавців, незважаючи на клопітливість, пов'язану з його виконанням, і не цілком задовільні результати. Визначають щільність твердої фази ґрунту за допомогою пікнометра, звідси і походить назва методу. Пікнометр – мірний посуд, який дає змогу визначити об'єм рідини з високою точністю. Прикладом "грубого" пікнометра може слугувати проста мірна колба об'ємом 100 см^3. У роботі найчастіше використовують скляні, зрідка – кварцові пікнометри різної форми та ємності. Для ґрунтових досліджень зазвичай використовують пікнометри об'ємом 100 і 50 см^3; у геологічній практиці для звичайних мінералогічних цілей використовують пікнометри об'ємом 2–5 см^3, при визначенні щільності рідкісних мінералів використовують мікропікнометри об'ємом до 0,13 см^3. Найзручнішими для ґрунтових досліджень є пікнометри об'ємом 100 см^3, висота яких 8 см і діаметр – 4 см (рис. 6.1). Нешліфований масивний корок має тонкий капілярний отвір, через який видаляють надлишок рідини при наповненні та закриванні пікнометра. Це і забезпечує точність у роботі. Пікнометр слід зберігати у кристалізаторі або у дерев'яному лотку з гніздами і менше торкатися його руками. Якщо необхідно взяти пікнометр, слід завернути його в рушник і брати двома пальцями за його шийку.

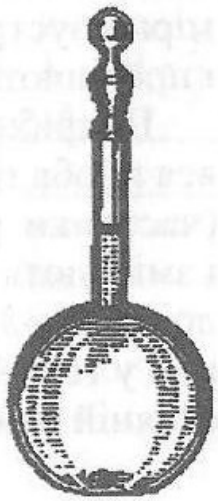


Рис. 6.1. Зовнішній вигляд пікнометра

Принцип пікнометричного методу полягає в тому, що об'єм, який займає тверда фаза певної наважки ґрунту, визначають за кількістю рідини, витісненої цією наважкою з пікнометра. Для визначення щільності твердої фази незасолених ґрунтів використовують дистильовану воду без розчиненого в ній повітря, а засолених, які містять легкорозчинних солей понад 0,5 % – неполярні рідини (бензол, бензин, толуол, ксилол, гас).

Хід виконання роботи

На аналітичних терезах зважують 10 г повітряно-сухого ґрунту, просіяного через сито з діаметром отворів 1 мм. В окремій колбі кип'ятять майже півгодини дистильовану воду для виділення розчиненого у ній повітря та охолоджують до кімнатної температури. Можна використовувати бідистилят води. Потім пікнометр на 100 мл наповнюють цією водою чітко до позначки і зважують на аналітичних терезах. Пікнометр під час роботи потрібно брати тільки за шийку і не нагрівати його рукою, оскільки найменші коливання температури позначаються на точності визначення величини щільності твердої фази. Після зважування із пікнометра відливають приблизно половину води і обережно, через лійку, пересипають у нього взяту наважку ґрунту. Змивають з лійки та стінок пікнометра тверді частинки ґрунту дистильованою водою у пікнометр і кип'ятять його вміст на електричній плиті або газовій горілці з азбестовою сіткою протягом 20–30 хв, не допускаючи розбризкування. Після кип'ятіння пікнометр охолоджують до початкової температури, доливають кип'яченої охолодженої води до позначки і зважують в друге. Перед зважуванням пікнометр необхідно обтерти фільтрувальним папером. Розраховують величину щільності твердої фази за формулою:

$$Qm = \frac{A}{(A+B)-C} \cdot K,$$

де Qm – щільність твердої фази ґрунту, г/см^3;
A – наважка повітряно-сухого ґрунту, г;
B – вага пікнометра з водою, г;
C – вага пікнометра з водою та ґрунтом після кип'ятіння, г;
K – коефіцієнт гігроскопічності.

Для верхніх горизонтів ґрунту визначення щільності твердої фази повторюють тричі, а за наявності значної кількості коренів – п'ять разів. Для нижніх горизонтів допускається дворазове повторення. Розбіжності у контрольних визначеннях не повинні перевищувати 0,02 г/см^3.

Результати визначення щільності твердої фази ґрунту записують у таблицю 6.2.

Таблиця 6.2

Визначення щільності твердої фази ґрунту

№ розрізу, глибина відбору зразка, см	Коефіцієнт гігроскопічності	Наважка повітряно-сухого ґрунту, г	Вага пікнометра з:		Щільність твердої фази ґрунту, г/см^3	
			водою	водою та ґрунтом після кип'ятіння		
	K	*A*	*B*	*C*	*Qт*	*Qт · K*

Обладнання та реактиви: аналітичні терези; пікнометр на 100 см^3; лійка; колба місткістю 250 см^3; промивалка; електрична плита або газова горілка з азбестовою сіткою; щипці з гумовими наконечниками; дистильована кип'ячена вода; фільтрувальний папір.

Визначення щільності твердої фази засолених ґрунтів

Для визначення щільності твердої фази засолених ґрунтів використовують інертні рідини.

Зразок ґрунту не повинен містити воду. Тому його спочатку висушують протягом 10 годин у сушильній шафі при температурі 105°С. Потім із сушильної склянки через лійку з довгою трубкою (яка доходить до дна пікнометра) зразок швидко переносять у пікнометр, закривають корком і зважують. Ґрунт заливають інертною рідиною шаром 5–10 мм і залишають на 10–12 годин для витіснення повітря. Потім пікнометр ставлять на одну годину у вакуум, після

цього заповнюють рідиною доверху, закривають корком, витирають рушником і негайно зважують. Всі операції з наповнення пікнометра рідиною виконують у ваговій кімнаті, де і зберігають рідину. Це прискорює процес роботи, а також підвищує точність, бо органічні рідини швидко випаровуються.

Рідина, яку використовують, повинна бути чистою. Слід враховувати зміну її щільності залежно від зміни температури. Для визначення щільності рідини пікнометр наповнюють цією рідиною і зважують. Розділивши масу рідини на об'єм пікнометра, обчислюють щільність рідини при заданій температурі. Щільність твердої фази ґрунту під час роботи з інертною рідиною визначають так, як і під час роботи з водою.

6.2. Щільність будови ґрунту

Під *щільністю будови* (питома вага скелета ґрунту, об'ємна маса) ґрунту розуміють відношення терези сухого ґрунту непорушеного складення (зі шпарами) до одиниці його об'єму. Визначають у г/см^3, кг/м^3. Ця величина характеризує щільність складення ґрунту (щільність упакування ґрунтової маси).

Щільність будови ґрунту залежить від гранулометричного складу, структури, водостійкості і механічної міцності, шпаруватості, вологи ґрунту, складу ввібраних основ, вмісту і якісного складу гумусу. Вона змінюється у просторі і часі, насамперед у верхніх горизонтах ґрунту, які зазнають інтенсивної дії діагенетичних чинників середовища.

Органогенні горизонти (торф) мають щільність будови 0,15–0,40 г/см^3. Для гумусових горизонтів вона становить 1,0–1,3 г/см^3, у безгумусових неілювіальних – 1,3–1,5 г/см^3. Максимальні величини цього показника (> 1,5 г/см^3) простежуються в ілювіальних горизонтах опідзолених ґрунтів або материнській породі. Опосередковано показник щільності будови характеризує генезис ґрунтів, деякі їхні властивості (структурний стан) та режими (водний, окисно-відновний і поживний).

Результати щільності будови ґрунтів використовують для розрахунку шпаруватості, запасів речовин і елементів, норм поливу.

Крім того, щільність будови – важливий екологічний показник, характеристика родючості і окультуреності ґрунтів. *Оптимальною* вважають ту щільність будови ґрунту, при якій за інших рівних умов отримують найбільші врожаї сільськогосподарських культур. Оптимальна щільність будови за своєю абсолютною величиною є індивідуальною для кожного типу ґрунту з різним гранулометричним складом. Оптимальні значення щільності будови для більшості сільськогосподарських культур – 1,1–1,2 г/см^3 на суглинкових, 1,2–1,3 г/см^3 – на піщаних ґрунтах.

Для визначення щільності будови ґрунту, залежно від особливостей його генетичної природи (піщаний, щільний або сильнощебенистий), використовують той чи інший метод: буровий, фіксажний, метод витіснення рідин, вазеліновий, піщаний, гемаскопічний, розрахунковий метод тощо.

Величину щільності будови ґрунту визначають у польових та лабораторних умовах.

Найдавніший, найліпше розроблений і найчастіше вживаний у ґрунтовій практиці метод визначення щільності будови некам'янистих ґрунтів – *буровий*. У його основі лежить спосіб відбирання зразка ґрунту непорушеного складення за допомогою спеціального металевого циліндра-бура відповідного об'єму.

Аналіз складається з двох етапів:

1) відбір зразків ґрунту непорушеного складення у полі;

2) визначення щільності будови ґрунту в лабораторії.

6.2.1. Відбір зразків ґрунту непорушеного складення

У полі закладають ґрунтовий розріз на глибину до 200 см. Виділяють генетичні горизонти і зазначають на стінках розрізу їхні межі. Ознайомившись з конструкцією і механізмом роботи циліндра-бура, починають відбирати зразки. Відбирають зразки за генетичними горизонтами, або пошарово кожні 10 см. Для гумусових і пухких горизонтів використовують циліндри об'ємом понад 500 см^3, для щільних – 100 см^3 і менше (50 см^3). Повторність відбору зразків у гумусовому горизонті п'ятикратна, у негумусових – трикратна.

У межах кожного генетичного горизонту послідовно, зверху вниз, готують горизонтальну площадку. У польовому щоденнику записують глибину відбору проб і номер алюмінієвих бюксів, у які поміщатимуть проби ґрунту непорушеного складення.

На підготовлену поверхню строго горизонтально встановлюють напрямлювач приладу. Відбираючи проби з орного шару або дерну, на місці відбору зрізають рослинність, а поверхню ґрунту вирівнюють. В отвір напрямлювача закладають циліндр, який різким вертикальним рухом втулки вдавлюють у ґрунт на всю його висоту. Для кращого занурення циліндра в ґрунт (насамперед щільний) стінки циліндра попередньо ледь змащують вазеліном. У тих випадках, коли зразки відбирають на сухих і дуже щільних ґрунтах, по головці втулки вдаряють (не різко) дерев'яним молотком. Циліндр після занурення має бути повністю заповнений ґрунтом без додаткового ущільнення. Якщо циліндр під час занурення в ґрунт перекосився, тоді зразок вибраковують і відбирають другий. Тому необхідно стежити, щоб циліндр занурювався строго вертикально.

Після занурення циліндра напрямлювач знімають. Виступ ґрунту над тильним (неріжучим) боком циліндра зрізають гострим ножем і закривають кришкою. Навколо циліндра обережно обкопують ґрунт з усіх сторін ножем або лопаткою. Потім ґрунт під циліндром підрізають так, щоб залишався виступ ґрунту. Циліндр з ґрунтом піднімають, перевертають кришкою донизу і гострим ножем зрізають надлишок ґрунту до одного рівня з ріжучим краєм циліндра, не допускаючи сколу ґрунту. Циліндр із зовнішнього боку відчищають від ґрунту, знімають кришку і ставлять верхнім неріжучим краєм над відкритим алюмінієвим бюксом. Ґрунт виштовхують за допомогою спеціального шомпола, а залишки на внутрішній стінці циліндра відколюють і зсипають у цей же бюкс. Виштовхують ґрунт з циліндра в бюкси над аркушем чистого паперу або над совком. Частки, що впали на папір при виштовхуванні ґрунту, переносять у бюкс, після чого бюкс закривають кришкою та упаковують.

6.2.2. Визначення щільності будови некам'янистих ґрунтів у лабораторії

Використовуючи циліндри малого об'єму, зразки цілими доставляють у лабораторію. Вони призначені для визначення польової вологості, з цією метою їх якнайшвидше зважують на ВЛТК–500 з точністю до 0,01 г. Після цього бюкси з ґрунтом у відкритому положенні висушують у термостаті при температурі 105°С протягом 6–8 годин, залежно від вологості ґрунту. Після цього їх поміщають на 20–30 хвилин у ексикатор для охолодження і знову зважують. Висушують зразки ґрунту до постійної терези (розбіжності контрольних зважувань понад 0,05 г неприпустимі).

За вагою бюкса з сухим ґрунтом, вагою порожнього бюкса та об'ємом циліндра розраховують щільність будови ґрунту:

$$Q_s = \frac{A}{(A+B)-C} \cdot K,$$

де Qs – щільність будови ґрунту, г/см^3;
m – вага сухого ґрунту, г;
V – об'єм циліндра, см^3.

Результати оформляють у вигляді таблиці (табл. 6.3).

Таблиця 6.3

Форма запису при визначенні щільності будови ґрунту

Назва ґрунту	Генетичний горизонт, глибина відбору зразка, см	Номер бюкса	Вага бюкса, г	Вага бюкса з вологим ґрунтом, г	Вага бюкса з сухим ґрунтом, г	Вологість, %	Вага сухого ґрунту, г	Об'єм циліндра, см^3	Щільність будови ґрунту, г/см^3

За наявності даних про щільність будови за генетичними горизонтами будують графік профільного розподілу цього показника

ґрунту. У відповідному масштабі на осі абсцис відкладають величини щільності будови, а на осі ординат – глибини в сантиметрах. Згідно зі шкалою оцінки щільності будови ґрунту, поданою у таблиці 6.4, аналізують показники складення ґрунту і роблять висновки про ступінь його окультурення.

Обладнання: лопата; мірна стрічка; ніж; циліндр з лабораторії Литвинова для визначення щільності будови ґрунту; дерев'яний молоток; алюмінієві бюкси; сушильна шафа; терези ВЛТК–500; ексикатор; широкий аркуш паперу або совок.

Таблиця 6.4

Оцінка щільності будови ґрунту (за Н. А. Качинським)

Щільність будови ґрунту, г/см^3	Оцінка ґрунту суглинкового і глинистого гранулометричного складу
<1,0	Ґрунт розпушений або багатий на органічні речовини, наприклад, дерен у польових і лісових ґрунтах, мерзлий сирий ґрунт в орному шарі
1,0–1,1	Типові величини для культурної свіжозораної ріллі
1,2	Рілля ущільнена
1,3–1,4	Рілля сильно ущільнена
1,4–1,6	Типові величини для підорних горизонтів різних ґрунтів
1,6–1,8	Сильно ущільнені ілювіальні горизонти різних ґрунтів, переважно підзолистих і солодей; горизонт червонозему
Для піщаних орних ґрунтів характерні величини щільності будови 1,3–1,5 г/см^3; у дерновому горизонті садових і лісових піщаних ґрунтів може бути 1,0–1,3 г/см^3	

6.2.3. Визначення щільності будови кам'янистих ґрунтів

Визначають щільність будови кам'янистих ґрунтів за допомогою *піщаного* методу. Принцип методу полягає в тому, що з ґрунту виймають деякий його об'єм, а заглиблення, яке утворилося, запов-нюють відсіяним сухим піском, об'єм якого строго враховують. Техніку піщаного методу детально розроблено і описано Ф. Зайдельманом.

Площадку, що призначена для відбору зразків, вирівнюють. Частини кам'янистих окремостей, які виступають на поверхню, ретельно вичищають від дрібнозему і на рівні стику з денною поверхнею наносять на них позначки. На підготовленій площадці роблять заглибини на 8–12 і 15–17 см. Чим важчий матеріал, який перешаровує кам'янисті окремості, тим глибшу виїмку копають. Пробу кам'янистого ґрунту, яку виймають савочком або ножем із заглибини, ретельно збирають і зважують. Виїмку заповнюють просіяним сухим піском, об'єм якого строго враховують. Із проби відділяють дрібноземисту частину (частки < 3 мм), промиваючи ґрунт у протічній воді на ситі, діаметр отворів якого 3 мм.

Промиті кам'янисті окремості сушать до повітряно-сухого стану і визначають їхню загальну вагу (m_s). За різницею між загальною вагою проби і вагою кам'янистої фракції визначають вагу повітряно-сухого дрібнозему. За вологістю ґрунту знаходять вагу сухого дрібнозему. В результаті обчислюють загальну вагу зразка сухого кам'янистого ґрунту (m) – це вага сухого дрібнозему та вага повітряно-сухих кам'янистих окремостей. Потім визначають об'єм кам'янистих окремостей і загальний об'єм вийнятого зразка. Спочатку визначають об'єм тієї частини кам'янистих окремостей, яка виступає над денною поверхнею. Для цього кожну з окремостей індивідуально занурюють у циліндр з водою до позначки, нанесеної на поверхню окремостей під час виймання. Об'єм води, витіснений після занурення виступів кам'янистих окремостей, вимірюють. Сума цього об'єму та об'єму піску, використаного для заповнення виїмки, становлять загальний об'єм вийнятого зразка кам'янистого ґрунту в природному складенні (V).

Сумарний об'єм кам'янистих фракцій визначають шляхом їхнього занурення у наповнений водою великий циліндр. Об'єм витісненої води відповідає об'єму кам'янистих фракцій (V_s). Щільність будови ґрунту непорушеного складення в цьому випадку розраховують за такими формулами:

а) загальна щільність кам'янистих ґрунтів:

$$Qsk = \frac{m}{V};$$

б) щільність дрібнозему, який заповнює простір між кам'янистими окремостями:

$$Qs = \frac{m - m_s}{V - V_s},$$

де Qsk – загальна щільність будови кам'янистого ґрунту, г/см^3;
Qs – щільність будови дрібнозему кам'янистого ґрунту, г/см^3;
m – вага сухого кам'янистого ґрунту, г;
m_s – загальна вага кам'янистих окремостей, г;
V – загальний об'єм вийнятого зразка кам'янистого ґрунту в природному складенні, см^3;
V_s – об'єм кам'янистих фракцій, см^3.

6.2.4. Щільність будови водонасичених глибинних горизонтів (шарів) ґрунтів і затоплених ґрунтів

Для водонасичених глибинних горизонтів (шарів) ґрунтів і підґрунтя, а також затоплених ґрунтів, коли прямі методи визначення щільності будови виконати неможливо, Л. Боровинською і Є. Дмитрієвим запропоновано непрямий (*розрахунковий* метод) спосіб оцінки щільності будови і шпаруватості ґрунту.

Припускаючи, що у водонасиченому шарі ґрунту чи підґрунті всі шпари зайняті водою, можна розрахувати щільність будови і шпаруватість за величинами абсолютної вологості і щільності твердої фази. Зразки для одержання цих характеристик беруть за допомогою бура (різних конструкцій), не зберігаючи природного складення. Щільність будови визначають за формулою:

$$Qs = Qm\frac{100}{100 + W_q},$$

де Qs – щільність будови ґрунту, г/см^3;
Qm – щільність твердої фази ґрунту, г/см^3;
W_q – абсолютна вологість ґрунту, %.

Розрахунковий метод дещо завищує показники щільності будови і, відповідно, зменшує шпаруватість ґрунту. Це зумовлено тим, що повна водонасиченість може бути тоді, коли деякий об'єм шпар зайнятий повітрям.

6.2.5. Визначення щільності будови ґрунтових агрегатів

Визначають щільність будови ґрунтових агрегатів із розсипних зразків ґрунту, в яких збереглись повноцінні агрегати, у лабораторії методом ліостатичного зважування в інертних рідинах або методом парафінування.

Визначатимемо щільність будови ґрунту за допомогою *методу парафінування.*

Хід виконання роботи

Структурний агрегат повітряно-сухого ґрунту за допомогою скальпеля або ножа доводять до грудочки овальної або кулястої форми для того, щоб парафінова плівка рівномірно покрила поверхню грудки. Обв'язують грудку ниткою. Оброблену (препаровану) грудку ґрунту зважують на аналітичних терезах або ВЛТК–500. Після зважування грудку ґрунту на нитці декілька разів опускають у розтоплений парафін, температура якого 60–80°С, для рівномірного покриття його тонкою плівкою. Коли при парафінуванні з'являються пухирці повітря, то його необхідно вилучити шляхом надавлювання або проколювання і повторно покрити плівкою парафіну.

Запарафіновану грудку ґрунту зважують. У мірний циліндр наливають 50–60 см^3 дистильованої води, опускають запарафіновану грудку ґрунту та визначають об'єм витісненої води. Щільність будови визначають за формулою:

$$Qs = \frac{a_1}{a_3 - d} \cdot K,$$

де Qs – щільність будови ґрунтового агрегату, г/см^3;

a_1 – вага грудки ґрунту, г;

a_3 – об'єм води, витісненої запарафінованою грудкою ґрунту, см^3;

d – об'єм парафіну, см^3;

K – коефіцієнт гігроскопічності.

Об'єм парафіну визначають за формулою:

$$d = \frac{a_2 - a_1}{D},$$

де d – об'єм парафіну, см^3;

a_2 – вага грудки з парафіном, г;

a_1 – вага грудки ґрунту, г;

D – питома вага парафіну (0,9 г/см^3).

Результати визначення щільності будови ґрунту записують у таблицю 6.5.

Таблиця 6.5

Визначення щільності будови ґрунту

№ розрізу, глибина відбору зразка, см	Вага грудки ґрунту, г	Вага грудки з парафіном, г	Вага парафіну, г	Об'єм парафіну, см^3	Об'єм води, витісненої запарафінованою грудкою ґрунту, см^3	Об'єм грудки ґрунту, см^3	Щільність будови ґрунту, г/см^3	
	a_1	a_2	$a_2 - a_1$	d	a_3	$a_3 - d$	Qs	$Qs \cdot K$

Обладнання та реактиви: аналітичні терези, або ВЛТК–500; скальпель; парафін; мірний циліндр об'ємом 100 см^3; електрична плитка або газова горілка; дистильована вода; ґрунт.

6.3. Визначення загальної шпаруватості та шпаруватості аерації ґрунту

Шпаруватість (пористість) ґрунту – це сумарний об'єм усіх шпар між частинками твердої фази ґрунту, виражений у відсотках від загального об'єму ґрунту. Шпаруватість ґрунту є результатом нещільного прилягання частинок одна до іншої, внаслідок чого між ними залишаються різної форми і величини проміжки, які називають шпарами.

Шпаруватість ґрунту залежить від гранулометричного складу, структурно-агрегатного стану, діяльності ґрунтової фауни (черв'яки, комахи, землерії тощо), вмісту органічних речовин. В окультурених ґрунтах величина загальної шпаруватості залежить від способу оброблення ґрунту і ступеня окультуреності ґрунтів і характеризується добовою та сезонною амплітудою зміни показників.

Від загальної кількості шпар, їхніх розмірів і форм залежить як кількісне співвідношення твердої, рідкої і газової фаз ґрунту, так і умови переміщення ґрунтових розчинів, повітря, тепла, живих організмів та коріння рослин. Від загальної шпаруватості, власне від більшого або меншого доступу кисню і води у ґрунт, залежить інтенсивність процесів вивітрювання, розчинення, окиснення мінеральних та органічних речовин.

Загальну шпаруватість поділяють на *капілярну* і *некапілярну*. У вузьких капілярах або в шпарах між ґрунтовими частинками може утримуватись капілярно-підвішена вода. В ґрунтах близько 80 % від усього об'єму шпар становлять шпари капілярних розмірів. Некапілярну шпаруватість складають великі порожнини і тріщини в ґрунті, ходи землерийних тварин, порожнини після зотлілих великих коренів, які легко пропускають воду і повітря.

Величина загальної шпаруватості у мінеральних ґрунтах коливається у межах 30–60 %, а у торфовищах сягає 80–85 % (табл. 6.6). Величина шпаруватості та будова шпар змінюються у профілі ґрунту. У гумусових горизонтах чорноземів шпаруватість максимальна (50–60 %), а в дещо глибших безгумусних – близько 40 %. Мінімальну шпаруватість мають безструктурні оглеєні горизонти, стовбчасті горизонти солонців (< 30 %) і безгумусні горизонти піщаних ґрунтів (30–35 %).

Таблиця 6.6

Межі коливань різних видів шпаруватості в ґрунтах і ґрунтотворних породах (за В. А. Ковдою)

Ґрунти, ґрунтотворні породи	Шпаруватість, %		
	загальна	капілярна	некапілярна
		% від загальної	
Піски	30–35	25–35	65–75
Супіски	35–45	45–55	45–55
Суглинки	40–47	65–85	15–35
Леси і лесоподібні суглинки	40–55	60–65	35–50
Глини	45–55	90–97	3–10
Орний шар чорнозему	55–60	40–45	55–60
Поверхневий горизонт торфовища	80–85	95–98	2–5

Отже, шпаруватість визначає водні і теплові властивості, водноповітряний, тепловий, окисно-відновний і поживний режими ґрунту. Шпаруватість впливає на родючість ґрунту, водний і тепловий баланс території та колообіг хімічних елементів у ландшафті. Визначають її як експериментально, так і розрахунково.

Величина загальної шпаруватості функціонально залежить від щільності твердої фази і щільності будови ґрунту. Розраховують величину загальної шпаруватості за відношенням щільності будови до щільності твердої фази. Це відношення відповідає об'єму, який займають тверді частинки в одиниці об'єму ґрунту. Різниця між одиницею та об'ємом твердих частинок ґрунту становить величину загальної шпаруватості в одиниці об'єму ґрунту. *Загальну шпаруватість* розраховують за формулою:

$$P_{заг} = (1 - \frac{Qs}{Qm}) \cdot 100,$$

де $P_{заг}$ – загальна шпаруватість, %;

Qs – щільність будови, г/см^3;
Qm – щільність твердої фази, г/см^3.

За результатами визначення загальної шпаруватості та даними таблиці 6.7 виконують якісний аналіз шпаруватості ґрунту.

Таблиця 6.7

Оцінка шпаруватості ґрунтів (за Н.А. Качинським)

Загальна шпаруватість у вегетаційний період для суглинкових і глинистих ґрунтів, %	Якісна оцінка шпаруватості
> 70	Ґрунт розпушений – надмірно шпаруватий
65–55	Орний культурний шар – відмінна
55–50	Задовільна для орного шару
< 50	Незадовільна для орного шару
40–25	Характерна для ущільнених ілювіальних горизонтів – надмірно низька

Показники загальної шпаруватості використовують для агроекологічної оцінки ґрунтів і їхньої діагностики.

У ґрунті частина шпар зайнята повітрям, а частина – водою. Об'єм шпар, зайнятий повітрям, називають повітрозабезпеченістю, або *шпаруватістю аерації*. Для розрахунку шпаруватості аерації необхідно знати загальну шпаруватість, вологість і щільність будови ґрунту. Помноживши величину вологості ґрунту (у відсотках) на щільність будови, отримаємо об'єм шпар, зайнятих водою (в об'ємних відсотках). Різниця між величиною загальної шпаруватості та вологою в об'ємних відсотках становить величину шпаруватості аерації ($P_{аер}$).

Розраховують цю величину за формулою:

$$P_{аер} = P_{заг} - (W \cdot Qs),$$

де $P_{заг}$ – загальна шпаруватість, %;
W – польова вологість ґрунту, %;
Qs – щільність будови ґрунту, г/см^3.

Відповідність визначених величин шпаруватості ґрунту оптимальним їхнім показникам встановлюють за даними таблиці 6.8.

Таблиця 6.8

Орієнтовні значення шпаруватості, необхідної для забезпечення оптимальних фізичних умов ґрунту

Об'єкт	Загальна шпаруватість, %	Шпаруватість аерації, %	Шпаруватість агрегатів > 1 мм	Шпари < 0,003 мм
Гумусові та орні горизонти суглинкових і глинистих ґрунтів	55–65	≥ 20	≥ 35	≤ 20
Безгумусні (підорні) горизонти тих же ґрунтів	40–50	≥ 10	–	≤ 10
Гумусові горизонти (орні шари) піщаних ґрунтів	45–55	≥ 30	–	–

Показники шпаруватості використовують для агроекологічної оцінки ґрунтів і для їхньої діагностики.

Контрольні запитання і завдання до розділу:

1. *Що називають щільністю твердої фази ґрунту?*
2. *Які методи використовують для визначення щільності твердої фази ґрунту?*
3. *У чому полягає принцип пікнометричного методу визначення щільності твердої фази ґрунту?*
4. *Що таке щільність будови ґрунту і від чого вона залежить?*
5. *Які методи використовують для визначення щільності будови ґрунту?*
6. *Дайте визначення поняттям "загальна шпаруватість ґрунту" і "шпаруватість аерації".*
7. *Від чого залежить шпаруватість ґрунту і які його властивості вона визначає?*

Завдання для самостійної роботи:

1. *Охарактеризуйте екологічне значення загальних фізичних властивостей ґрунтів.*
2. *Порівняйте і обґрунтуйте розподіл по профілю показника щільності твердої фази болотних і сірих лісових ґрунтів.*
3. *Наведіть приклади ґрунтів, у яких щільність будови верхніх горизонтів становить менше 1 г/см^3.*
4. *Охарактеризуйте вплив агротехнічних заходів на щільність будови та шпаруватість ґрунту.*

Література:

1. Вадюнина А. Ф. Методы исследования физических свойств почв / А. Ф. Вадюнина, З. А. Корчагина. – М. : Агропромиздат, 1986. – 416 с.
2. Ґрунтознавство / [за ред. проф. Д. Г. Тихоненка]. – К. : Вища освіта, 2005. – 703 с.
3. Качинский Н. А. Физика почвы / Н. А. Качинский. – М. : Высш. школа, 1965. – Ч. 1. – 322 с; Ч. 2. – 1970. – 358 с.
4. Медведев В. В. Плотность сложения почв / В. В. Медведев, Т. Е. Лындина, Т. Н. Лактионова. – Харьков : 13 типография, 2004. – 244 с.
5. Папіш І. Я. Практикум з фізики ґрунту. Фізика твердої фази ґрунту / І. Я. Папіш. – Львів : Вид. центр ЛНУ імені Івана Франка, 2001. – Ч. 1. – 95 с.
6. Позняк С. П. Ґрунтознавство і географія ґрунтів : підручник / С. П. Позняк. – Львів : ЛНУ імені Івана Франка, 2010. – Ч. 1. – 270 с.
7. Полевые и лабораторные методы исследования физических свойств и режимов почв / [под ред. Е. В. Шеина]. – М. : Изд-во МГУ, 2001. – 200 с.
8. Почвоведение / [под ред. А. А. Роде, В. Н. Смирнова]. – М. : Высш. шк., 1972. – 480 с.
9. Почвоведение. Почва и почвообразование / [под ред. В. А. Ковды, Б. Г. Розанова] / [Г. Д. Белицина, В. Д. Васильевская, Л. А. Гришина и др.]. – М. : Высш. шк., 1988. – Ч. 1. – 400 с.

10. Растворова О. Г. Физика почв. Практическое руководство / О. Г. Растворова. – Л. : Изд-во Ленингр. ун-та, 1983. – 196 с.
11. Роде А. А. Система методов исследования в почвоведении / А. А. Роде. – Новосибирск, 1971. – 92 с.
12. Теории и методы физики почв / [под ред. Е. В. Шеина, Л. О. Карпачевского]. – М. : Гриф и К, 2007. – 616 с.

Розділ 7

ҐРУНТОВІ КОЛОЇДИ

Колоїди та кристалоїди – це речовини, які перебувають в різних станах і мають особливі властивості. Вони можуть відрізнятися розмірами частинок. Якщо діаметр частинок справжніх розчинів прийнято вважати меншим за 1 мкм, а діаметр частинок суспензій – більшим за 1 мк, то діаметр частинок колоїдних розчинів знаходиться у межах від 0,1 мк до 1 мкм, тобто частинки колоїдних розчинів мають доволі крупні розміри. Це згустки (агрегати) молекул. Саме цим пояснюють одну із суттєвих причин різних властивостей колоїдів і кристалоїдів: у розчинах кристалоїдів активність усіх молекул та іонів однакова, а у колоїдів – різна і залежить від їхнього просторового розміщення.

Системи, в яких речовина роздрібнена до частинок від 1 до 100 нанометрів (нм) і перебуває у будь-якому середовищі (рідкому, газоподібному), називають *колоїдними,* або *дисперсними.*

У таких системах речовина – це дисперсна фаза, а середовище, в якому його частинки перебувають у підвішеному стані, – дисперсне.

Колоїдний розчин, який складається з дисперсної фази і дисперсного середовища, називають *золем.*

Дисперсна фаза формується з колоїдних електрично нейтральних частинок – *міцел* (рис. 7.1). Внутрішня частина міцели, яку називають ядром, складається з агрегату

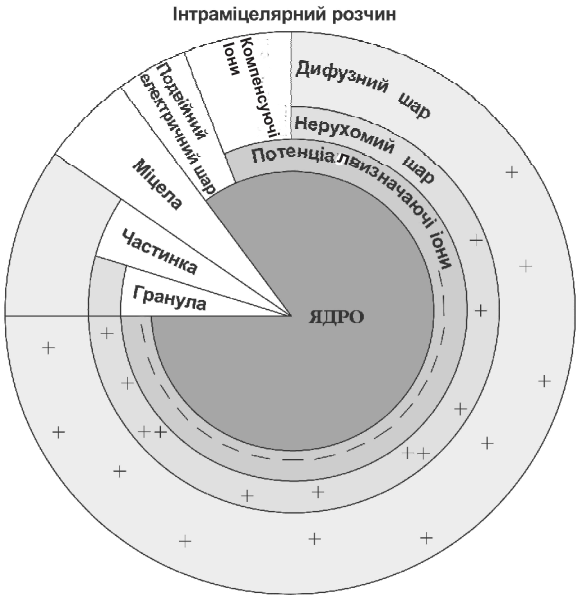


Рис. 7.1. Будова колоїдальної міцели
(за М. І. Горбуновим)

молекул аморфної або кристалічної речовини. Хімічний склад ядра різних колоїдів дуже різний і залежить від того, яка речовина піддалась колоїдному подрібненню. На поверхні ядра на межі розділу твердої і рідкої фаз є шар молекул, здатних до дисоціації – подвійний електричний шар. У цьому шарі розрізняють дві частини: одна складається з недисоційованих молекул і прилягає до молекул ядра, часто перебуваючи з ним у хімічному зв'язку; друга – з молекул, здатних до дисоціації. При дисоціації молекул іони, які залишились на поверхні ядра, називають потенціалвизначаючими іонами. Іони протилежного знаку, розташовані на периферії, утворюють зовнішній шар, або шар компенсуючих іонів (протиіонів). Компенсуючі іони, що розташовані поблизу потенціалвизначаючого шару, утворюють нерухомий шар. Віддисоційовані іони, розташовані на деякій відстані від потенціалвизначаючих іонів, утворюють дифузний пухкий шар. Ядро з потенціалвизначаючим

шаром іонів називають гранулою, разом з шаром нерухомих протиіонів – частинкою, а коли приєднати ще й шар дифузних протиіонів – міцелою.

Ці частинки можуть мати однакові позитивні чи негативні заряди. Наявність позитивного заряду всіх частинок золю перешкоджає злипанню та збільшенню їхнього розміру. Властивість колоїдної системи протидіяти збільшенню частинок називають *агрегативною стійкістю*. В такій системі частинки завжди перебувають у підвішеному стані. Крім того, важливим чинником стійкості є наявність гідратних оболонок як навколо ядра колоїдних частинок, так і навколо йонів дифузного шару.

Якщо колоїдні системи перебувають у нерозчинному, згорнутому стані, то вони утворюють так звані *гелі*. Під впливом низки чинників колоїди можуть переходити з одного агрегативного (фізичного) стану в інший. Процес переходу золю у гель, тобто процес з'єднання (злипання) розсіяних частинок золю у пластівці чи осад, називають процесом *коагуляції*; зворотний процес називають *пептизацією.*

Розрізняють два шляхи утворення колоїдних систем:

1. Дисперсійний – коли колоїди утворюються шляхом подрібнення дещо більших частинок до розмірів колоїдних.
2. Конденсаційний – коли відбувається збільшення дещо менших частинок.

Ґрунтові колоїди – це тонкодисперсні, нерозчинні у воді частинки розміром від 1 до 100 нм (1 нм = $1 \cdot 10^{-9}$ м = $1 \cdot 10^{-6}$ мм).

За своїм складом колоїди ґрунту поділяють на мінеральні, органічні та органо-мінеральні.

З мінеральних колоїдів у ґрунтах трапляються золі і гелі кременевої кислоти, гідрооксиди Fe (Феруму), Al (Алюмінію), глинисті мінерали. Утворюються такі колоїди у процесі вивітрювання гірських порід.

Органічні колоїди – це дрібні частинки гумусових речовин і тіл бактерій, які можуть коагулювати та адсорбуватися.

До органо-мінеральних колоїдів ґрунту належать комплексні сполуки гумусових речовин та оксидів металів (хелати).

Стосовно рідкої фази ґрунтові колоїди поділяють на гідрофільні та гідрофобні. Частинки перших адсорбують на своїй поверхні

молекули і гідратовані іони рідкої фази – ґрунтового розчину. Тому кожна частинка гідрофільного колоїду оточена рідкою оболонкою. Частинки гідрофільних колоїдів не адсорбують молекул рідкої фази. Гідрофільними колоїдами є гумінова і силікатна кислоти. Гідрофобними є частинки ґрунтових суспензій.

Ґрунтові колоїди здебільшого представлені гелями, і лише незначна їхня частина перебуває у ґрунті у вигляді золів. Ґрунтові гелі частково зв'язані з дещо грубшими частинками ґрунту, покриваючи їхню поверхню плівками.

7.1. Виділення колоїдів з ґрунту, визначення порога коагуляції

Для відокремлення ґрунтових колоїдів від грубших фракцій гранулометричних елементів необхідно їх пептизувати, тобто перевести у стан золю.

Пептизація колоїдів відповідно до методики, запропонованої академіком К. К. Гедройцем, полягає у тому, що ґрунт обробляють розчином хлористого Калію (KCl) до повного витіснення з нього йонів Кальцію.

Хід виконання роботи

Наважку повітряно-сухого ґрунту 5–6 г поміщають на лійку зі складчастим фільтром, попередньо змоченим дистильованою водою, та вставляють у колбу місткістю 250 мл. До ґрунту невеликими порціями доливають 1,0 н розчин хлориду Калію до повного витіснення йонів Кальцію. Повноту витіснення йонів Кальцію перевіряють, додаючи до фільтрату 2–3 краплі насиченого розчину щавлево- кислого амонію. За відсутності у фільтраті йонів Кальцію розчин після додавання щавлевокислого амонію залишається прозорим. За наявності йонів Кальцію з'являється білий осад або каламуть. Тоді промивання ґрунту розчином KCl слід продовжити.

Після повного витіснення з ґрунту йонів Кальцію ґрунт промивають дистильованою водою до появи інтенсивно забарвленого у темно-бурий колір колоїдного розчину.

Колоїдні розчини внаслідок великої питомої поверхні колоїдних частинок володіють надлишком поверхневої енергії, отож характеризуються відносно малою стійкістю.

Дисперсні системи завжди намагаються перейти у стійкий стан шляхом зменшення запасу вільної енергії.

Нестійкість золей виявляється у тому, що за певних умов їхні частинки можуть злипатися, збільшуватися та утворювати агрегати. Однією з таких умов є взаємодія колоїдного розчину з електролітами, які містять протилежні за знаком йони до заряду колоїдної міцели. Ґрунтові колоїди, володіючи негативним зарядом, під час взаємодії з позитивно зарядженими йонами електроліту (катіонами) коагулюють, причому коагулююча дія йона електроліту тим сильніша, чим вища його валентність. У процесі коагуляції велике значення має концентрація електроліту. Мінімальну концентрацію електроліту, за якої настає коагуляція, називають *порогом коагуляції*. Для визначення порога коагуляції виділеного колоїдного розчину необхідно підготувати шкалу електролітів (рис. 7.2).

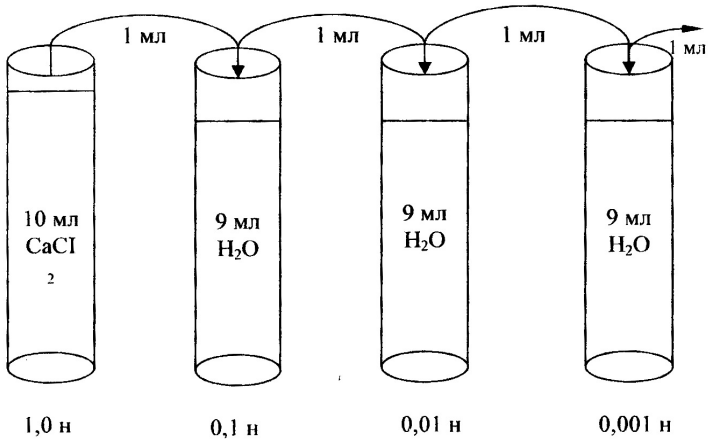


Рис. 7.2. Шкала електролітів з $CaCl_2$

Для приготування шкали електролітів необхідно взяти чотири пробірки. У першу з них за допомогою піпетки наливають 10 мл 1,0 н розчину електроліту ($CaCl_2$), а у три інші – по 9 мл дистильованої води. Потім за допомогою піпетки з першої пробірки переносять мілілітр 1,0 н розчину електроліту у другу пробірку. Вміст другої пробірки ретельно збовтують і з неї переносять мілілітр 0,1 н розчину електроліту у третю пробірку. Змішують вміст у третій пробірці, переносять мілілітр 0,01 н розчину електроліту у четверту пробірку. З останньої пробірки відбирають мілілітр розчину і виливають. Так отримують 4 пробірки зі спадаючою концентрацією електролітів.

Потім у кожну з пробірок доливають по 2 мл золю ґрунтових колоїдів, вміст ретельно перемішують та залишають у спокої на 10–20 хвилин.

За помутнінням розчинів визначають найменшу концентрацію хлориду Кальцію, яка здатна спричиняти коагуляцію. Результати спостереження заносять у таблицю 7.1.

Таблиця 7.1

Визначення порога коагуляції

Електроліт та його початкова концентрація	Йон, який спричиняє коагуляцію	Концентрація електроліту				Поріг коагуляції
		1,0 н	0,1 н	0,01 н	0,001 н	
$CaCl_2$, 1,0 н						

Наявність коагуляції ґрунтових колоїдів позначають знаком “+”, відсутність – знаком “-”. Ступінь коагуляції можна позначати різною кількістю знаків (“++”, “+++”).

Якщо на момент спостереження у пробірці з’являється лише опалесценція (явище, пов’язане з помутнінням), то такий стан позначають одним знаком “+”. Якщо в пробірці з’являються невеликі крупинки чи пластівці у підвішеному стані – двома знаками “+ +”, а при випаданні осаду – трьома знаками “+ + +”.

7.2. Визначення знака заряду ґрунтових колоїдів

Для характеристики властивостей колоїдів ґрунту та вивчення природи іонного обміну дуже важливо знати знак заряду колоїдів у конкретному ґрунті. Його визначають двома методами: *капіляризацією* та *електрофорезом*.

7.2.1. Визначення знака заряду ґрунтових колоїдів методом капіляризації

Хід виконання роботи

У невеликі склянки заливають по 10–15 мл золю гідрату окису Феруму і золю гумусу, ретельно віддіалізованого. У кожну склянку опускають стрічку фільтрувального паперу шириною 2 см і довжиною 12–15 см так, щоб стрічка занурювалась у золь на 1,0–1,5 см. Через деякий час спостерігають, як золь гумусу піднімається по стрічці до певної висоти, забарвлюючи паперову стрічку в темно-бурий колір. У цей же час золь гідроксиду Феруму поводить себе на стрічці зовсім інакше. Безкольорова рідина (вода) підніматиметься високо, а колоїдні частки після невеликого підйому зупиняться і збе-руться у згусток (скоагулюють). Різниця у підніманні золів фільтрувальним папером полягає у тому, що пори паперу, змочені водою, набувають від'ємного заряду, і негативно заряджені колоїди піднімаються по капілярах паперової стрічки, а позитивно заряджені затримуються (коагулюють завдяки нейтралізації заряду), адсорбуючись у нижній частині стрічки.

Отже, дослід засвідчує, що гідрозоль гумусу заряджений негативно, а золь гідроксиду Феруму – позитивно.

Зазначимо, що описана вище поведінка гідрозолю гумусу щодо негативно зарядженого адсорбента (паперова стрічка) стосується лише ретельно діалізованих гідрозолей гумусу, тобто штучно переведених у кислотну форму. Якщо ж з паперовою стрічкою взаємодіятиме сольова форма гумусу, то вигляд стрічки нагадуватиме такий, як у випадку з гідрозолем Феруму.

7.2.2. Визначення знака заряду ґрунтових колоїдів методом електрофорезу

Хід виконання роботи

Суть методу полягає у вивченні поведінки ґрунтових колоїдів в електричному полі. Для визначення знака заряду можна скористатися простим приладом, який складається з U-подібної трубки з підведеними до неї електродами, сполученими з полюсами джерела постійного струму.

У трубку поміщають золь і вмикають електричний струм. Через певний час забарвлення золю гумусу поблизу анодного кінця трубки темнішає, а забарвлення гідрозолю поблизу її катодного кінця світлішає. Зазначені явища, як і в досліді з фільтрувальним папером, свідчать про те, що міцели гумусу проявляють негативний заряд, незалежно від того, у якій (кислотній чи сольовій) формі перебувають гумусові речовини.

7.3. Визначення взаємної коагуляції колоїдів

Під час взаємодії протилежно заряджених колоїдів простежується явище *взаємної коагуляції.* Співвідношення, за яких настає взаємна коагуляція колоїдів, називають *зоною коагуляції*. Для вивчення взаємної коагуляції ґрунтових колоїдів у пробірку, за допомогою піпетки, наливають по 5 мл гідроксиду Феруму $Fe(OH)_3$ (позитивно заряджені мінеральні колоїди) і виділеного колоїдного розчину ґрунту (переважно в усіх ґрунтах алюмосилікатного складу колоїди негативно заряджені). Вміст пробірки ретельно перемішують, залишають у спокої, і через 10–20 хвилин починають спостерігати за процесом взаємної коагуляції. При цьому:

– процес взаємної коагуляції *чіткий,* коли дисперсна фаза повністю відділяється від середовища і середовище безколірне;

– процес взаємної коагуляції *слабкий,* коли фаза відділяється від середовища і середовище має жовтий колір за рахунок нескоагульованих колоїдів Феруму;

– процес взаємної коагуляції *дуже слабкий,* коли фаза від середовища не відділяється, а простежується помутніння.

– процес взаємної коагуляції *відсутній,* коли позитивно заряджені ґрунтові колоїди не взаємодіють з колоїдами $Fe(OH_3)$, фаза від середовища не відділяється.

Обладнання та реактиви: зразки ґрунтів; лійка; колби об'ємом 200–250 мл; промивалка з дистильованою водою; штатив з пробірками; градуйовані піпетки на 10 мл, 2 мл, 1 мл; склянки; фільтри; шпатель; 1 н розчин хлориду Калію (KCl); 1 н розчин $CaCl_2$; насичений розчин щавлевокислого амонію; гідроксид Феруму $Fe(OH)_3$.

Контрольні запитання і завдання до розділу:

1. *Що називають колоїдними системами?*
2. *Поясніть явище агрегативної стійкості колоїдної системи.*
3. *Опишіть будову колоїдної системи.*
4. *Охарактеризуйте два шляхи утворення колоїдних систем.*
5. *Що таке ґрунтові колоїди і як їх поділяються за своїм складом?*
6. *Яким методом можна виділити колоїди з ґрунту?*
7. *Що таке поріг коагуляції і як його можна визначити?*

Завдання для самостійної роботи:

1. *Наведіть приклади колоїдних систем.*
2. *Охарактеризуйте явища коагуляції і пептизації.*
3. *Наведіть приклади ґрунтів, у яких переважають органічні колоїди.*
4. *Охарактеризуйте явище взаємної коагуляції колоїдів.*

Література:

1. Геннадиев А. Н. География почв с основами почвоведения / А. Н. Геннадиев, М. А. Глазовская. – М. : Высш. шк., 2005. – 461 с.

2. Горбунов Н. И. Минералогия и физическая химия почв / Н. И. Горбунов. – М., 1974.
3. Ґрунтознавство / [за ред. проф. Д. Г. Тихоненка]. – К. : Вища освіта, 2005. – 703 с.
4. Дмитрук Ю. М. Основи біогеохімії / Ю. М. Дмитрук, М. А. Бербець. – Чернівці : Книги – ХХІ, 2009. – 288 с.
5. Орлов Д. С. Химия почв / Д. С. Орлов, Н. И. Садовникова, Н. И. Суханова. – М. : Высшая школа, 2005. – 558 с.
6. Позняк С. П. Ґрунтознавство і географія ґрунтів : підручник / С. П. Позняк. – Львів : ЛНУ імені Івана Франка, 2010. . – Ч. 1 – 270 с.
7. Почвоведение / [под ред. А. А. Роде, В. Н. Смирнова]. – М. : Высш. шк., 1972. – 480 с.
8. Почвоведение. Почва и почвообразование / [под ред. В. А. Ковды, Б. Г. Розанова] / [Г. Д. Белицина, В. Д. Васильевская, Л. А. Гришина и др.]. – М. : Высш. шк., 1988. – Ч. 1. – 400 с.
9. Роде А. А. Система методов исследования в почвоведении / А. А. Роде. – Новосибирск, 1971. – 92 с.

Розділ 8

ГУМУС ҐРУНТУ

Органічна речовина і процеси її трансформації відіграють значну роль у формуванні ґрунту, його основних властивостей та ознак. Усі важливі ґрунтові процеси відбуваються за прямої чи опосередкованої участі органічних речовин. Вони активно впливають на формування профілю ґрунту, зумовлюють вбирну здатність, буферність, створюють оптимальні для біоти водно-фізичні, фізико-хімічні властивості, ґрунтово-екологічні режими тощо. Органічні сполуки утворюють у ґрунтовому профілі унікальну екосистему, яку чітко поділяють на "неживий фон" і "едафон". Перший представлений переважно фітогенними рештками та гумусовими речовинами, а другий (≈ 2–15 % загального вмісту органічних речовин) складається з живих коренів, мікроорганізмів і ґрунтової фауни.

Органічні речовини ґрунту – це сукупність органічних сполук ґрунту, решток рослин, тварин, мікроорганізмів, продуктів їхнього метаболізму і специфічних новоутворених органічних речовин ґрунту – гумусу (рис. 8.1). Гумусові речовини становлять 85–90 % від маси органічних речовин ґрунту.

Органічна частина ґрунту представлена щонайменше чотирма відмінними за хімічним складом і будовою компонентами:

1) Нерозкладеними (свіжими) органічними рештками;

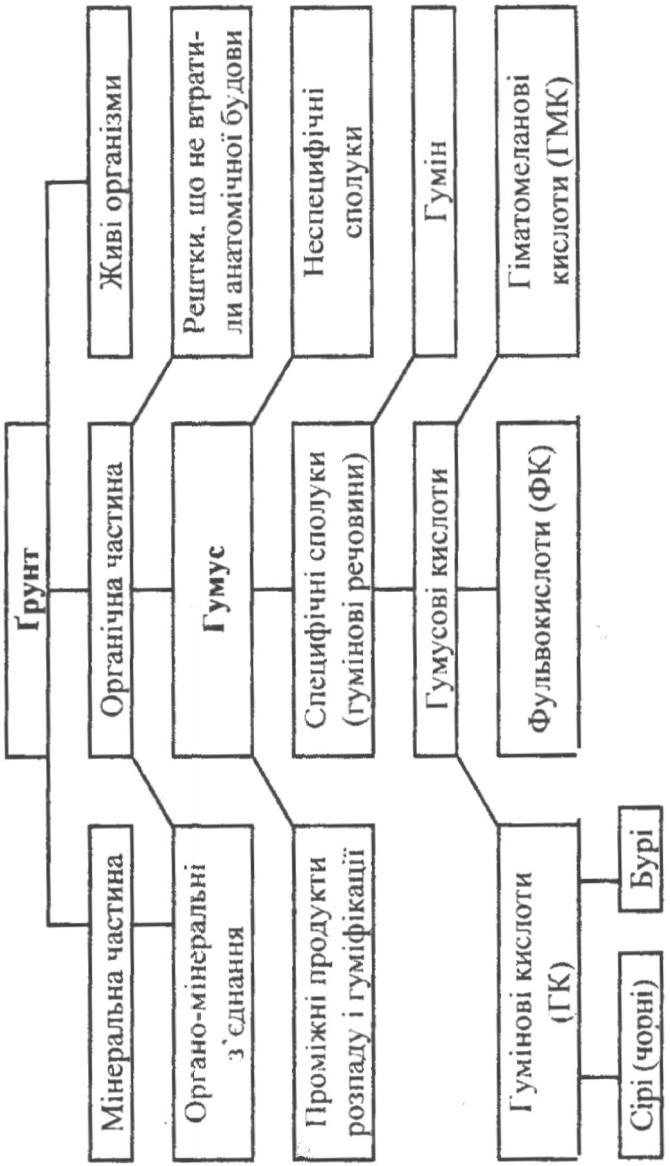


Рис. 8.1. Номенклатурна схема органічних речовин ґрунту (за Д. С. Орловим, 1992)

2) Низькомолекулярними і високомолекулярними органічними речовинами – продуктами розкладу органічних решток;

3) Напіврозкладеними органічними рештками, які втратили вихідну форму й анатомічну будову, тобто детритом;

4) Специфічними продуктами синтезу нових органічних сполук у ґрунті – гумусовими речовинами.

Гумусові речовини разом з неспецифічними сполуками, присутніми у вільному стані або у формі органо-мінеральних речовин, утворюють гумус ґрунту.

Гумус, або *перегній* – це суміш специфічних, різних за складом і властивостями високомолекулярних азотовмісних органічних сполук, об'єднаних спільністю походження, деяких властивостей і рис будови (І. С. Кауричев, 1989).

Потенціальними джерелами гумусу ґрунту можна вважати всі компоненти біоценозу, які потрапляють на поверхню ґрунту або у товщу ґрунтового профілю і беруть участь у процесах ґрунтотворення. Це відмерлі рештки рослин, тварин, мікроорганізмів, органічні добрива тощо. Потрапляючи на ґрунт і в ґрунтову товщу, органічні рештки під впливом ґрунтової мікрофауни і мікрофлори, частково хімічних та фізико-хімічних процесів зазнають складних біохімічних перетворень. Органічні рештки не всі розкладаються до простих мінеральних речовин. Частина з них проходить складний шлях біохімічних змін (*гуміфікацію*), у результаті яких утворюються складні, стійкі до розкладу високомолекулярні сполуки – гумус. Ці високомолекулярні органічні сполуки мають специфічне забарвлення – від темно-бурого, майже чорного, до червонувато-бурого, майже оранжевого, залежно від переважання груп і фракцій гумусових речовин. Вони міцно зв'язані з мінеральною частиною ґрунту, мають кислотний характер, зумовлений карбоксильними групами, містять 36–62 % Карбону і 2,5–5,0 % Нітрогену в різних групах і фракціях.

Гумус є джерелом живлення рослин, оскільки містить запас поживних речовин, насамперед, Карбону, Нітрогену, меншою мірою Фосфору, Кальцію, Феруму, Мангану і т. д. Оскільки гумус практично нерозчинний у воді, ці речовини не вимиваються із ґрунту і не є доступними для живлення рослин. Тільки під впливом мікроорганізмів, при поступовому розкладанні (мінералізації) гумусу поживні речовини переходять у доступні для рослин форми. Як типовий колоїд він зумовлює вбирну здатність, процеси структуроутворення, впливає на теплові, водні властивості та режим поживних елементів. Від його вмісту та якості значною мірою залежить родючість ґрунту, тому визначення кількісного вмісту та якісного складу гумусу в ґрунтах має важливе значення.

Безпосередніх методів визначення вмісту гумусу в ґрунті немає. Загальний вміст гумусу обчислюють за кількістю Карбону в ґрунті. Визначають кількість вуглекислого газу (CO_2), що виділяється при окисненні Карбону гумусу, приймаючи середній вміст Карбону в складі гумусу рівним 58 %. Помноживши відсотковий вміст Карбону (від терези ґрунту, а не гумусу) на умовний коефіцієнт 1,724 (тобто 100/58), отримують загальну кількість гумусу в ґрунті.

Основні методи визначення вмісту гумусу полягають у врахуванні кількості CO_2, виділеного в разі спалювання органічної речовини ґрунту. До них належать метод сухого спалювання гумусу через прожарювання та метод мокрого спалювання – окиснення гумусу хромово-сірчаною сумішшю. Ці методи найточніші, хоча вони складні при виконанні і потребують багато часу.

До непрямих методів визначення вмісту гумусу в ґрунті належить метод І. В. Тюріна. Суть цього методу полягає в окисненні гумусу титрованим розчином хромово-сірчаної суміші і титрометричним визначенням невикористаного залишку останньої. За кількістю використаного окиснювача розраховують кількість Карбону в ґрунті, а за вмістом останнього – відсотковий вміст гумусу.

8.1. Визначення вмісту гумусу в ґрунті методом Тюріна в модифікації Сімакова

Метод полягає в окисненні Карбону гумусу ґрунту сумішшю біхромату Калію і сірчаної кислоти (хромово-сірчана суміш – $K_2Cr_2O_7$ і H_2SO_4). Відбувається реакція окиснення:

$$2K_2Cr_2O_7 + 8\,H_2SO_4 + 3C\ (\text{гумусу}) =$$
$$= 2K_2SO_4 + 2Cr_2\,(SO_4)_3 + 8H_2O + 3CO_2\uparrow.$$

За різницею хромово-сірчаної суміші, взятої для окиснення, та кількості її, яка залишилася невикористаною після окиснення, визначають кількість кисню, витраченого на окиснення органічного Карбону. Залишок хромово-сірчаної суміші (після окиснення) відтитровують 0,2 н розчином солі Мора $(NH_4)_2SO_4 \cdot FeSO_4 \cdot 6H_2O$ за наявності індикатора фенілантранілової кислоти.

Готуючи зразок ґрунту до аналізу, особливу увагу необхідно звернути на відбір корінців та інших органічних залишків.

Хід виконання роботи

Зразок ґрунту, що підлягає аналізу, висипають на широкий глянцевий аркуш паперу. Злежані грудки збирають у фарфоровій ступці і розминають дерев'яним товкачиком. Розім'ятий ґрунт висипають до загальної проби і розтрушують тонким шаром. Відбирають пінцетом візуально помітні органічні включення (корінці, залишки листків тощо). Після цього за допомогою лупи продовжують відбирати непомітні неозброєним оком органічні залишки. В ґрунтовій пробі залишається ще певна кількість дуже дрібних органічних включень. Їх відбирають за допомогою наелектризованих скляної або ебонітової паличок. Для цього клаптиком шерстяної тканини наелектризовують відповідну паличку і проводять нею кілька разів над шаром ґрунту на висоті 3–5 см (скляна паличка) або 5–10 см (ебонітова паличка). Органічні рештки, що прилипли до палички, змітають і продовжують аналогічну процедуру повторно, періодично перемішуючи шар ґрунту. Підготовлений у такий спосіб ґрунт висипають у фарфорову ступку, розтирають дерев'яним товкачиком з гумовим наконечником і просіюють через сито, діаметр отворів якого – 1 мм. Дрібнозем знову висипають на чистий глянцевий аркуш паперу. Повторно наелектризованою паличкою перевіряють наявність дуже дрібних органічних включень (треба стежити, щоб до палички не прилипли дрібні частинки ґрунту, що регулюється висотою розташування палички над розстеленим дрібноземом). Переконавшись у відсутності дрібних органічних включень у ґрунті, з дрібнозему відбирають середню пробу. Для цього розстелений на папері дрібнозем ділять на 6–8 приблизно рівних квадратів. З кожного квадрата

шпателем або роговою ложечкою беруть певну кількість ґрунту і висипають її у невелику фарфорову ступку. Середня проба має важити 5–10 г.

Відібрану пробу ґрунту розтирають фарфоровим товкачиком, після чого просіюють через сито, діаметр отворів якого – 0,25 мм. Ґрунт, який залишився на ситі, знову розтирають у ступці і просіюють, повторюючи цю операцію до повного просіювання всієї проби. Залишати частину проби непросіяною не можна, оскільки це може призвести до похибок у визначенні вмісту гумусу у ґрунті.

З підготовленого зразка ґрунту беруть наважку від 0,1 до 0,5 г (табл. 8.1) і переносять у конічну колбу місткістю 100 мл.

Для чорноземних ґрунтів, наприклад, для гумусового горизонту, беруть наважку 0,1 г, для верхнього перехідного горизонту – 0,2 г. Потім з бюретки доливають 10 мл 0,4 н розчину хромово-сірчаної суміші.

Таблиця 8.1

Наважки ґрунту при ймовірному вмісті гумусу

Вміст гумусу, %	Наважка ґрунту, г
> 10	0,1
10–5	0,2
5–1	0,3
1,0–0,5	0,4
< 0,5	0,5

Вміст колби обережно збовтують, колбу накривають маленькою лійкою, яка слугує холодильником, і ставлять на електричну плиту чи газову горілку, покриту азбестовою сіткою, та доводять до кипіння. Кип'ятити розчин треба обережно, не допускаючи бурхливого кипіння.

На початку нагрівання виділяються дрібні бульбашки. Далі вони стають більшими (виділяється CO_2), і розчин закипає. Записують час початку кипіння, зменшують нагрівання і продовжують помірно кип'ятити протягом 5-ти хвилин, уникаючи виділення з колби пари. Кип'ятіння потрібно проводити у витяжній шафі при ввімкнутій витяжці.

Після п'ятихвилинного кип'ятіння колбу охолоджують (охолодження повітряне), обмивають лійку з внутрішнього і зовнішнього боків дистильованою водою, доводячи об'єм рідини у колбі до 30–40 мл. Після цього додають 4–5 крапель 0,2 % розчину фенілантранілової кислоти (індикатора) і титрують хромово-сірчану суміш, яка залишилася після окиснення гумусу, 0,2 н розчином солі Мора. Титрування проводять з бюретки, безперервно та обережно збовтуючи вміст колби, до переходу бурого забарвлення в зелене. Оскільки перехід забарвлення дуже різкий, наприкінці титрування розчин солі Мора слід додавати краплями.

Водночас у тій же послідовності, проте без кип'ятіння, провадять холосте (без ґрунту) титрування 10-ти мл хромово-сірчаної суміші, щоб встановити співвідношення між розчинами хромової кислоти і солі Мора.

Кількість солі Мора, витраченої на титрування після окиснення гумусу, відповідає тій кількості хромової кислоти, яка залишилася після окиснення органічної речовини наважки ґрунту. Кількість солі Мора, витраченої на холосте титрування, відповідає вихідній кількості (10 мл) хромової кислоти, взятій для окиснення (спалювання) гумусу ґрунту. Різниця між результатами холостого титрування та після окиснення гумусу становить кількість солі Мора, яка відповідає тій кількості хромової кислоти, а, отже, й Оксигену, яку витрачено на окиснення гумусу.

Експериментально встановлено, що мілілітр 0,2 н розчину солі Мора відповідає такій кількості хромово-сірчаної суміші, яка може окислити 0,0010362 г гумусу або 0,006 г Карбону.

Коли розчин солі Мора не відповідає 0,2 н, вносять поправку. Наприклад, титр солі Мора становить 0,2050 н, отож поправка на нормальність солі Мора рівна:

$$\frac{0{,}2050}{0{,}2} = 1{,}025 \ \ (N).$$

Кількість гумусу розраховують за формулою:

$$X = \frac{(a-b)\cdot 0{,}0010362 \cdot N \cdot 100}{c} \cdot K,$$

де X – вміст гумусу, %;

a – кількість 0,2 н розчину солі Мора, яку витрачено на титрування розчину хромової суміші в холостому досліді, мл;

b – кількість 0,2 н розчину солі Мора, яку витрачено на титрування розчину хромової суміші після окиснення органічної речовини, мл;

$(a–b)$ – кількість солі Мора, яка відповідає тій кількості хромової кислоти, яку витрачено на окиснення гумусу;

N – поправка на нормальність розчину солі Мора (коли розчин не точно 0,2 н);

K – коефіцієнт гігроскопічності;

c – наважка повітряно-сухого ґрунту, г;

100 – коефіцієнт перерахунку у відсотки;

0,0010362 – кількість гумусу, еквівалентна мілілітру 0,2 н розчину солі Мора (коефіцієнт Іщерякова), г.

Коефіцієнт Іщерякова розраховують такий спосіб: еквівалента маса 1 моля CO_2 становить 44/4 = 11 г-екв/моль; 1 мл 0,2 н розчину солі Мора відповідає $\frac{11\cdot 0{,}2}{1000} = 0{,}0022$ г CO_2, в перерахунку на гумус.

$$0{,}0022 \cdot 0{,}471 = 0{,}0010362.$$

Умовний коефіцієнт 0,471 взято на основі середнього вмісту Карбону в гумусі, допускаючи, що він рівний 58 %.

Результати визначення вмісту гумусу в ґрунті записують у таблицю 8.2.

Таблиця 8.2

Визначення вмісту гумусу в ґрунті

№ розрізу, глибина відбору зразка, см	Коефіцієнт гігроскопічності	Наважка ґрунту, г	Об'єм хромової суміші, взятої для окиснення, мл	Об'єм солі Мора (мл), яку використано на:		Використано хромової суміші на окиснення гумусу, мл розчину солі Мора	Вміст гумусу, % до сухого ґрунту
				холосте титрування	титрування після окиснення		
	K	c		a	b	$a-b$	X

Обладнання та реактиви: конічні колби на 100 мл; шпатель; аналітичні терези; скляна лійка або холодильник; електрична плита з азбестовою сіткою; щипці з гумовими наконечниками; дві бюретки (одна зі скляним краном); промивалка з дистильованою водою; хромово-кисла суміш 0,4 н; сіль Мора 0,2 н; фенілантранілова кислота в крапельниці.

8.2. Визначення вмісту гумусу в ґрунті методом Тюріна в модифікації Нікітіна

Метод полягає в окисненні органічної речовини ґрунту хромовою сумішшю в сильнокислому середовищі під час нагрівання у термостаті за температури 150°С. Вміст Карбону визначають за оптичною щільністю, виміряною на спектрофотометрі при довжині хвилі 590 нм та порівнюючи з калібрувальним графіком, який будують за стандартним розчином глюкози або сахарози.

Хід виконання роботи

На аналітичних або торзійних терезах зважують 0,1–0,5 г, залежно від передбачуваного вмісту гумусу, ґрунту (ґрунт для аналізу готують так, як у попередньому визначенні), поміщають його в колбу об’ємом 100 мл. З бюретки додають 20 мл 0,4 н хромово-кислого розчину, колбу закривають лійкою, обережно перемішують. Ставлять на 20 хв у термостат, попередньо нагрітий до температури 150°С (час нагрівання відлічують з моменту досягання температури 150°С). Колби ставлять на віддалі від стінок термостата на 3–4 см для забезпечення рівномірного нагрівання. Через 20 хвилин колби виймають, охолоджують. Розчин доводять дистильованою водою до об’єму 50 мл, перемішують скляною паличкою і залишають на дві доби, після чого колориметрують при довжині хвилі 590 нм. Для порівняння як оптичний нуль використовують розчин холостої проби, для чого у термостат одночасно з дослідними колбами ставлять 1–2 колби з хромово-кислою сумішшю (без ґрунту).

Вміст загального Карбону знаходять за калібрувальним графіком.

Вміст гумусу обчислюють за формулою:

$$X = \frac{A \cdot 1.724 \cdot 100}{c} \cdot K,$$

де A – вміст Карбону, знайдений за калібрувальним графіком, мг;
1,724 – коефіцієнт перерахунку вмісту Карбону на вміст гумусу;
c – наважка ґрунту;
K – коефіцієнт гігроскопічності.

Побудова калібрувального графіка. На аналітичних терезах зважують 2,5022 г глюкози або 2,3771 г сахарози та розчиняють в 1 л дистильованої води, використавши мірну колбу. В 1 мл такого розчину міститься 1 мг Карбону. У п’ять мірних колб додають послідовно 2,5; 5,0; 10,0; 15,0; 20,0 мл розчину глюкози чи сахарози. Випарюють розчин на водяній бані, додають 20 мл хромової суміші. Одночасно готують холосту пробу. Всі колби на 20 хвилин поміщають у термостат, нагрітий до температури 150°С. Охолоджують, доводять до 50 мл дистильованою водою. Через добу-дві – колориметрують. За знайденими величинами оптичних щільностей і відомим вмістом Карбону будують калібрувальний графік. По осі абсцис відкладають вміст Карбону (мг), ординат – оптичну щільність розчинів (показ колориметра чи спектрофотометра).

За вмістом гумусу ґрунти поділяють на градації (табл. 8.3). Наведені градації гумусованості ґрунтів є умовними. Для окремих типів ґрунтів наявні свої локальні градації гумусованості.

Таблиця 8.3

Поділ ґрунтів за вмістом гумусу (за В. А. Ковдою, Б. Г. Розановим, 1988)

Градації гумусованості	Вміст гумусу, %
Безгумусні	< 1
Мізерно незначні	1–2
Низькогумусні	2–4
Середньогумусні	4–6
Високогумусні	6–10
Дуже високогумусні (тучні)	10–15
Перегнійні	15–30
Торф’яні	> 30

За даними таблиці 8.3 визначають, до якої градації за вмістом гумусу належать досліджувані ґрунти.

Обладнання та реактиви: конічні колби на 100 мл; мірні колби на 100 мл; шпатель; аналітичні терези; щипці з гумовими наконечниками; термостат; спектрофотометр СФ – 46; промивалка з дистильованою водою; хромова кислота 0,4 н; глюкоза або сахароза.

8.3. Визначення вмісту власне гумусових речовин і детриту (за Ю. Шпрингером у модифікації ННЦ «ІГА ім. Соколовського»)

Органічна частина ґрунту, як відомо, є багатокомпонентною системою. До її складу входять щонайменше чотири компоненти: свіжі органічні рештки, первинні продукти розкладу органічних решток, напіврозкладені органічні рештки, які вже частково втратили форму та анатомічну будову – детрит і продукти синтезу у ґрунті нових органічних сполук – власне гумусові речовини. Практично всі ці компоненти у ґрунті знаходяться у комплексі. Відокремити можна тільки свіжі органічні рештки. Проте часто виникає потреба мати відомості про співвідношення окремих компонентів у складі органічної частини ґрунтів.

Метод ґрунтується на здатності суміші оцтового ангідриду, льодяної оцтової кислоти та концентрованої сірчаної кислоти розчиняти негуміфіковані органічні рештки (детрит).

Хід виконання роботи

Усю роботу виконують у витяжній шафі з обов'язковим використанням індивідуальних засобів захисту очей (окулярів), органів дихання (респіратора з активованим вугіллям) і рук (гумових рукавичок)!

Наважку ґрунту 4 г, підготовленого так, як і для визначення загального вмісту гумусу у ґрунті, переносять до конічної колби місткістю 100 мл і доливають 40 мл суміші оцтового ангідриду, льодяної

оцтової кислоти та концентрованої сірчаної кислоти, взятих у співвідношеннях 5:5:1.

Колбу поміщають у термостат при температурі 40–45°С на 24 години. Протягом перших п'яти годин колбу струшують через кожні 20 хвилин.

Через 24 години суспензію переносять до центрифужних стаканів і центрифугують при 1500 об./хв протягом 10 хвилин. Прозору рідину зливають. Залишок ґрунту промивають:

1) двічі сумішшю кислот і ангідриду, збовтуючи ґрунт скляною паличкою;

2) двічі льодяною оцтовою кислотою;

3) 5% розчином HCl до знебарвлення промивних вод;

4) двічі-тричі дистильованою водою.

Після кожного промивання суспензію центрифугують. Далі ґрунт переносять у скляний бюкс (змиваючи водою) і висушують при температурі 102–104°С. З висушеного ґрунту беруть наважку для визначення вмісту власне гумусових речовин методом І. В. Тюріна.

Кількість детриту вираховують за різницею між загальним вмістом гумусу та вмістом власне гумусових речовин.

Приготування суміші оцтового ангідриду, льодяної оцтової кислоти і концентрованої сірчаної кислоти. Для приготування суміші (на 10 зразків ґрунту) у колбу з термостійкого скла циліндром доливають 500 мл концентрованого оцтового ангідриду, 500 мл льодяної оцтової кислоти і 100 мл концентрованої сірчаної кислоти. Суміш обережно перемішують. Приготування здійснюють у витяжній шафі з використанням індивідуальних засобів захисту.

Приготування 5 % HCl. Для приготування 1 л розчину у термостійку колбу доливають 884,8 мл дистильованої води і додають 115,2 мл хлорної (соляної) кислоти (густина 1,19 г/л, ваговий відсоток 37,23 %).

8.4. Розрахунки запасів гумусу

За вмістом гумусу можна розрахувати його *запаси* в т/га для певної товщі ґрунту. Для цього необхідно мати дані вмісту гумусу, величину щільності будови ґрунту і потужність горизонту, щодо якого проводять розрахунок. Найчастіше запаси гумусу розраховують для товщі ґрунту 0–20, 0–30 і 0–100 см. Розраховують цей показник за формулою:

$$S = X \cdot a \cdot P,$$

де S – запаси гумусу, т/га;
X – вміст гумусу, %;
a – щільність будови, г/см^3;
P – потужність товщі ґрунту, см.

За даними таблиці 8.4 оцінюють запаси гумусу в ґрунтах.

Таблиця 8.4

Оцінення запасів гумусу в ґрунтах, т/га

Градації оцінення	Потужність товщі, см	
	0–20	0–100
Дуже низькі	< 50	< 100
Низькі	50–100	100–200
Середні	100–150	200–400
Високі	150–200	400–600
Дуже високі	> 200	> 600

Сумарний запас гумусу для глибших шарів розраховують за формулою:

$$S = (x_1 \cdot a_1 \cdot p_1) + (x_2 \cdot a_2 \cdot p_2) + \ldots\ldots\ldots + (x_n \cdot a_n \cdot p_n),$$

де x_1 – вміст гумусу, %;
a_1 – щільність будови ґрунту, г/см^3;
p_1 – потужність, см – для першого шару;
x_2, a_2, p_2 – теж саме для другого шару і т. д.

Середні запаси гумусу у ґрунтовій товщі розраховують як середньозважене:

$$Sc = \frac{x_1 p_1 + x_2 p_2 + \ldots\ldots + x_n p_n}{p_1 + p_2 + \ldots\ldots + p_n} = \frac{\sum x_n \cdot p_n}{\sum p_n},$$

де Sc – середні запаси гумусу в ґрунтовій товщі, %;
x_1–x_n – вміст гумусу в окремих горизонтах, %;
p_1–p_n – потужності окремих горизонтів, см.

8.5. Якісний склад гумусу

Гумус ґрунту – це складний комплекс органічних сполук, який містить дві групи речовин: 1) неспецифічні органічні сполуки індивідуальної природи, які трапляються не тільки в ґрунтах, але й у інших об'єктах (тканинах рослин, тварин); 2) специфічні комплекси органічних сполук складної будови – це власне гумусові речовини.

Органічні речовини індивідуальної природи надходять у ґрунти в процесі розкладення органічних залишків, а також як продукти метаболізму мікроорганізмів. Вже на перших стадіях розкладення багато з них водорозчинні і мають здатність вилуговуватися. Це прості органічні кислоти, розчинні поліфеноли, що містяться у складі рослинних клітин цукру. Інші вивільняються або знову утворюються в подальших стадіях розкладення. До них належать численні аліфатичні кислоти, амінокислоти, протеїни, фенольні сполуки й органічні фосфати.

Незначну частку від загального вмісту органічних речовин у ґрунті становлять речовини індивідуальної природи. Ця частка не перевищує 10–15 %. Їхня роль у ґрунтотворенні доволі значна. Вони активно беруть участь у процесах внутріґрунтового вивітрювання мінералів, в утворенні органо-мінеральних комплексів, у тім числі внутрікомплексних (хелатних) органо-мінеральних сполук з феромом, манганом, алюмінієм. Чимало з них є добрими структуроутворювачами. Вони володіють фізіологічною активністю. Навіть незначні кількості цих речовин впливають на рослини, чинячи позитивний або негативний вплив на їхній ріст і розвиток.

Група специфічних гумусових речовин сягає 85–90 % від загальної кількості органічних речовин у ґрунті. Гумусові речовини є системами високомолекулярних нітрогенвмісних органічних сполук циклічної будови і кислотної природи. Гумусові речовини завдяки кислотним властивостям реагують з мінеральною частиною ґрунту та утворюють органо-мінеральні комплекси, частина яких дуже стійка і міцно закріплюється у ґрунтах.

Власне гумусові речовини поділяють на дві основні групи: групу темнозабарвлених *гумінових кислот*, в якій розрізняють власне гумінові кислоти (сірі), ульмінові кислоти (бурі) і розчинні у спирті гіматомеланові кислоти, і групу жовтозабарвлених *фульвокислот*.

У самостійну групу виокремлюють *гуміни*. Це комплекс гумінових і фульвокислот, які міцно зв'язані з мінеральною алюмосилікатною частиною ґрунту. Зазвичай гуміни не виокремлюють в особливу групу гумусових речовин. При аналізі гумусу їх розглядають як "нерозчинний", "негідролізований" залишок.

Поділ гумусових речовин на групи і підгрупи здійснюють на основі різниці їхнього елементного складу, фізичних і фізико-хімічних властивостей, які проявляються за ступенем розчинності в лугах, кислотах і спирті.

Гумінові кислоти мають темно-бурий, темно-коричневий або чорний колір, їхня середня щільність 1,6 г/см^3. Гумінові кислоти добре розчиняються в лугах, погано розчиняються у воді та не розчиняються в органічних і мінеральних кислотах. З лужних розчинів гумінові кислоти легко осаджуються Гідрогеном мінеральних кислот, а також дво- і тривалентними катіонами (Ca^{2+}, Mg^{2+}, Fe^{3+}, Al^{3+}) у вигляді аморфного осаду пластівців.

Гумінові кислоти мають в середньому більші молекулярні маси, порівняно з середньозваженими молекулярними масами гумусових речовин загалом. Елементний склад гумінових кислот у відсотках до маси становить: С – 50–62%, Н – 2,8–6,6%, О – 31– 40%, N – 2–6%. Гумінові кислоти мають невиразний кислотний характер, вони менш агресивні до мінеральної частини ґрунту, ніж фульвокислоти. Внаслідок тривалої зміни температури вони коагулюють, водночас здатні склеювати одна з одною мінеральні частинки ґрунту, утворюючи структурні агрегати. Гумінові кислоти переважають

у складі гумусу чорноземів, каштанових, інколи у сірих лісових і сильно окультурених дерново-підзолистих ґрунтах.

Фульвокислоти відзначаються жовтим або солом'яно-жовтим забарвленням. Це група високомолекулярних органічних гумусових кислот, що залишається в розчині після осадження гумінових кислот. Фульвокислоти є найбільш розчинними з усіх гумусових сполук, володіють високою мобільністю, мають значно нижчу молекулярну масу, ніж середньозважена молекулярна маса гумусових речовин. Від гумінових кислот відрізняються меншим вмістом Карбону, розчинністю у воді, кислотах, більшою гідрофільністю і здатністю до кислотного гідролізу. Це дуже сильні органічні кислоти, агресивні до мінеральної частини ґрунту. Щільність фульвокислот становить 1,43–1,61 г/см^3. Елементний склад фульвокислот (у % до маси) становить: С – 41–46%, Н – 4–5%, N – 3–4%. Вміст Оксигену залежить від вмісту Карбону; його більше, ніж в гумінових кислотах. Фульвокислоти мають високу ємність вбирання – до 700 мг-екв на 100 г ґрунту, можуть утворювати комплекси. Фульвокислоти домінують у складі гумусу ґрунтів підзолистого типу, бороземах, червоноземах, сіроземах, деяких ґрунтах тропіків.

Гумусовим кислотам властива гетерогенність і полідисперсність. Гумінові кислоти і фульвокислоти різних типів ґрунту можна розділити на низку фракцій різної молекулярної маси, елементного і компонентного складу, які водночас зберігають принципи будови і функціональні групи гумусових кислот. Окрім гумінових кислот і фульвокислот, у груповому складі гумусу виділяють *негідролізований залишок,* або *гумін*. Сучасними дослідженнями встановлено, що гуміни – це сукупність гумінових і фульвокислот, міцно зв'язаних з мінеральною частиною ґрунту, а також важко піддатливих до розкладання компонентів залишків рослин: целюлози, лігніну, вугільних часток. Кількість гумінів залежить від вмісту гумусу та гранулометричного складу. Гуміни можуть утворюватися також за рахунок гумінових кислот, які під впливом сильного промерзання взимку і часткового літнього висушування ґрунту піддаються денатурації (старінню) і переходять в малорухомий стан – гумін.

8.5.1. Виділення гумінової та фульвокислоти з гумусу ґрунту

Хід виконання роботи

Для визначення якісного складу гумусу необхідно зважити на технічних терезах 5 г ґрунту, просіяного через сито, діаметр отворів якого 1 мм, попередньо відібравши органічні рештки. Наважку ґрунту переносять у колбу об'ємом 250 мл, доливають 50 мл свіжоприготовленої суміші пірофосфату Натрію $Na_4P_2O_7$ та гідроксиду Натрію NaOH, перемішують, залишають у спокої на 3–5 хвилин, потім знову перемішують і весь розчин разом з ґрунтом переносять на лійку з щільним фільтром. Коли фільтрат мутний, необхідно профільтрувати ще раз. Взяти піпеткою 25 мл фільтрату і перенести у хімічну колбу місткістю 200 мл та додавати по кілька крапель 1 н розчину сірчаної кислоти до появи каламуті (приблизно 0,2–0,5 мл 1 н H_2SO_4). Вміст колби перемішати скляною паличкою, підігріти до 70°С і відфільтрувати через складчастий фільтр. У колбу зібрати фульвокислоти.

Перенести лійку з ґрунтом на фільтрі в іншу колбу. Фільтр з осадом декілька разів промити холодним 0,05 н розчином H_2SO_4. Вилити промивні води з колби, добре помити колбу. Знову помістити в неї лійку з ґрунтом на фільтрі.

Осад на фільтрі лійки розчинити гарячим 0,05 н розчином NaOH, одержані темнозабарвлені гумінові кислоти зібрати у колбу.

Порівняти забарвлення отриманих розчинів гумінових і фульвокислот.

Обладнання та реактиви: колба на 250 мл; мірний циліндр на 100 мл; лійка; фільтри; піпетка на 25 мл; хімічна колба місткістю 200 мл; електрична плитка або газова горілка з азбестовою сіткою; скляна паличка; суміш пірофосфату та гідроксиду Натрію $Na_4P_2O_7$ і NaOH; 1 н і 0,05 н розчин сірчаної кислоти H_2SO_4; 0,05 н розчин гідроксиду Натрію NaOH.

8.5.2. Визначення групового і фракційного складу гумусу методом Тюріна у модифікації Пономарьової-Плотнікової, спалювання за Нікітіним

Схема І. В. Тюріна для фракціонування ґрунтового гумусу відома у декількох авторських варіантах (І. В. Тюрін, 1940, 1951) та пізніших модифікаціях (В. В. Пономарьова, 1957; В. В. Пономарьова і Т. А. Плотнікова, 1968, 1972).

Модифікацію схеми І. В. Тюріна, запропоновану В. В. Пономарьовою і Т. А. Плотниковою (1972), рекомендовано як найбільш раціональну. В її основу покладено принцип одноразової обробки ґрунту різними розчинниками гумусу. Модифікація налічує такі операції:

- з першою наважкою ґрунту: безпосередня 0,1 н NaOH витяжка (залишок ґрунту викидають);
- з другою наважкою того ж ґрунту: декальцинація 0,1 н H_2SO_4; 0,1 н NaOH витяжка; 0,02 н NaOH витяжка за умови 6-годинного нагрівання на водяній бані, визначення нерозчинного залишку гумусу.

Визначення вмісту загального гумусу або органічного Карбону (С) здійснюють перед визначенням його якісного складу, оскільки величину наважки ґрунту для визначення якісного складу гумусу встановлюють за відсотковим вмістом загального гумусу в ґрунті.

Визначення фракції воскосмол і бітумів.

На міжнародній конференції 1960 р. визначення цієї фракції визнано не обов'язковим для значної кількості мінеральних ґрунтів. Його рекомендовано у випадку вивчення органічної речовини торфових ґрунтів (В. В. Пономарьова, 1961), а також за умови аналізу лісових підстилок.

Хід виконання роботи

З метою визначення фракції воскосмол і бітумів наважку повітряно-сухого ґрунту (дрібнозему) у кількості 10–20 г екстрагу-

ють у апараті Сокслета за допомогою суміші спирту і бензолу (співвідношення 1:1) до повного виділення фракції воскосмол і бітумів. Фракцію визначають за масою після відгонки органічного розчинника на водяній бані і висушування залишку до постійної маси при температурі 70–80°С. Середня величина масової частки Карбону у цій фракції становить 72 %.

Подальший перебіг аналізу органічної речовини ґрунту поділяють на дві паралельні гілки: 1) безпосередня лужна витяжка із окремо відібраної наважки ґрунту; 2) послідовне виділення різних фракцій органічної речовини із другої наважки того ж ґрунту.

Лужна витяжка № 1 (0,1 н NaOH)

Хід виконання роботи

У цю витяжку переходить фракція *бурих гумінових* (за старою термінологією – ульмінових) кислот, вільних і зв'язаних з рухомими півтораоксидами.

Із середньої лабораторної проби ґрунту, розтертої і просіяної через сито з діаметром отворів 1 мм, у конічну колбу місткістю 250–400 мл беруть наважку від 2,5 до 20 г залежно від загального вмісту гумусу у ґрунті. Рекомендовано такі наважки ґрунту у грамах:

- 2,5 г – якщо вміст гумусу у ґрунті > 10 %;
- 5–10 г – якщо вміст гумусу у ґрунті > 10–3 %;
- 10–15 г – якщо вміст гумусу у ґрунті > 3–0,5 %;
- 20 г – якщо вміст гумусу у ґрунті < 0,5 %.

До наважки доливають із мірної колби (циліндра) 200 мл 0,1 н NaOH, ретельно розмішують і залишають на 20–24 години. Упродовж цього часу суспензію у колбі декілька разів перемішують. Для того, щоб ізолювати розчин NaOH від CO_2 атмосферного повітря (можливе утворення соди і розчинення гуматів Кальцію), колбу необхідно закрити добре припасованим корком.

Наступного дня у колбу додають насичений розчин Na_2SO_4 у кількості ¼ від об'єму рідини (точно піпеткою 50 мл) для коагуляції мулистих частинок і прискорення фільтрації, добре перемішують розчин, залишають колбу на 10–15 хв у спокої; знову перемішують

безпосередньо перед фільтрацією і фільтрують через паперовий, простий, не складчастий фільтр діаметром 15–17 см. Під час фільтрації, передусім на початку, необхідно на фільтр перенести розчин разом з ґрунтом, щоб заповнити шпари фільтра ґрунтовими частинками. Якщо перші порції фільтра будуть каламутними, їх фільтрують повторно. Залишок ґрунту на фільтрі і у колбі не промивають, а викидають, оскільки для подальшого аналізу він не потрібний.

В окремих порціях безпосередньої 0,1 н NaOH витяжки № 1 здійснюють такі визначення:

1. Вміст органічного Карбону (С) за І. В. Тюріним. Для цього у конічну колбу на 100 мл беруть від 10 до 50 мл витяжки, залежно від густоти її забарвлення, додають за допомогою шпателя прожареної пемзи і випарюють вміст колби на водяній бані. Випаровування здійснюють не до кінця, щоб уникнути небезпеки руйнування деяких органічних речовин за умови високої температури. Досушують залишок у колбі у сушильній шафі за температури 80–90°С. Визначення органічного С у сухих залишках здійснюють методом І. В. Тюріна. Для підвищення точності результатів визначення необхідно виконати двічі.

2. Вміст Карбону (С) бурих гумінових кислот. Для цього визначення у конічну колбу місткістю 100–200 мл відбирають піпеткою 50–100 мл лужної витяжки № 1 і додають до неї подвійну еквівалентну кількість 1,0 н розчину H_2SO_4, тобто, відповідно, 10 або 20 мл, з таким розрахунком, щоб концентрація вільної сульфатної кислоти у підкисленій витяжці була наближеною до 0,05 н і pH розчину ≈ 1,3–1,5. Вміст колби нагрівають до 70–80°С (не доводити до кипіння) і фільтрують у нагрітому або охолодженому стані через беззольний фільтр – біла або синя смужка. Осад гумінових кислот у колбі і на фільтрі промивають 2–3 рази слабким розчином сульфатної кислоти (0,05–0,1 н), після чого промивати осад не потрібно, оскільки існує можливість часткового розчинення гумінових кислот. Лійки з осадом гумінових кислот після того, як їх відмили слабким розчином H_2SO_4, вставляють у ту ж колбу, у якій відбулося осадження, і розчиняють гумінові кислоти незначними порціями гарячого розчину 0,1 н NaOH. Лужний розчин доводять до об'єму 100 мл у мірній колбі і звідси беруть проби для визначення С гумі-

нових кислот. Визначення виконують так, як і визначення загального С лужної витяжки № 1.

3. Карбон (С) фульвокислот розраховують за різницею між загальним С лужної витяжки і С гумінових кислот.

Послідовне виділення різних фракцій гумусу. Декальцинація ґрунту

Хід виконання роботи

Для декальцинації беруть таку ж наважку ґрунту, яку відбирали для безпосередньої лужної витяжки № 1, і переносять її у конічну колбу місткістю 250 мл. До наважки доливають по 200 мл 0,1 н розчину H_2SO_4 за допомогою мірного циліндра. Вивчаючи склад гумусу ґрунтів гумідних областей (підзолистих, бурих лісових та ін.), для декальцинації беруть 0,5 н розчин H_2SO_4 з метою визначення у цій витяжці рухомих форм півтораоксидів. Після додавання 0,1 (0,5) н розчину H_2SO_4 до наважки одержану суспензію добре розмішують (до 5 хв) і залишають до наступного дня (20–24 год). Колбу необхідно закрити добре припасованим корком і впродовж робочого дня декілька разів перемішати її вміст. На наступний день сірчанокислу витяжку фільтрують у колбу місткістю 500–1000 мл через гладкий паперовий фільтр середньої щільності, на який переносять і ґрунт (наважку). Кальцій витісняють із ґрунту спочатку декантацією, після чого продовжують промивати на фільтрі. Промивання проводять 0,1 н розчином H_2SO_4 до повного витіснення іонів Кальцію. Пробу на Ca^{2+} у фільтраті здійснюють так: у склянку на 20–25 мл збирають свіжу порцію фільтрату, нейтралізують його аміаком (якщо випадає осад півтораоксидів, його відфільтровують), додають 1–2 мл насиченого розчину оксалату амонію і залишають пробу у теплому місці на 10–15 хв. Відсутність білого осаду оксалату кальцію вказує на повноту відмивання від іонів Кальцію. Після цього ґрунт на фільтрі промивають 2–3 рази водою, слабопідкисленою сульфатною кислотою для видалення надлишку сульфатної кислоти з наважки ґрунту.

Після повного відмивання Кальцію сірчанокислу витяжку переносять у мірну колбу, доводять до об'єму 500–1000 мл дистильованою водою і добре перемішують. Необхідно пам'ятати, що органічні речовини кислих витяжок із ґрунтів нестійкі до мікробіологічного розкладу, тому їхній аналіз не можна відкладати більше, ніж на 2–3 дні.

У витяжках визначають:

1. Вміст органічного С (за І. В. Тюріним) у сухому залишку після випарювання 10–100 мл витяжки залежно від її зафарбування. Відомо, що деякі органічні речовини можуть руйнуватися при випарюванні кислих розчинів, отож необхідно перед початком випарювання відібрану порцію витяжки нейтралізувати сухою содою до початку виділення півтораоксидів.

2. Залежно від завдань конкретних досліджень, у сірчанокислій витяжці можна визначити вміст іонів Кальцію (він наближено дорівнює вмісту увібраного Ca^{2+}) та рухомих півтораоксидів – Fe і Al.

У випадку наявності в ґрунті карбонатів для декальцинації наважки ґрунту використовують хлоридну кислоту.

До наважки ґрунту додають невеликими порціями 1,0 н розчин HCl, ретельно перемішуючи отриману суспензію до того моменту, коли скипання повністю припиниться. Після цього одноразово додають 200–250 мл 1,0 н розчину HCl. На наступний день розчин відфільтровують від ґрунту через гладкий (не складчастий) фільтр і промивають ґрунт у колбі та на лійці спочатку 1,0 н розчином HCl до видалення Ca^{2+}, а після цього – 0,1 н розчином H_2SO_4 для видалення Cl^- (проба на наявність Cl^- у фільтраті за допомогою $AgNO_3$).

Наявність у солянокислій витяжці значної кількості Хлору, який окисляється у дихроматі калію, перешкоджає визначенню у ній С. Тому для наближеного врахування кислоторозчинної фракції органічної речовини у пробі ґрунту з певним вмістом карбонатів необхідно до окремої наважки ґрунту долити 0,1 н розчин H_2SO_4 (200 мл), як це відзначено вище для некарбонатних ґрунтів, і визначати у ній органічний С. Обчислення вмісту у витяжці органічного С здійснюють на об'єм H_2SO_4, який доливають до ґрунту (200 мл).

Лужна витяжка № 2 (0,1 н NaOH) після декальцинації ґрунту

Хід виконання роботи

У цю витяжку переходять бурі гумінові кислоти і фульвокислоти, які витісняють безпосередньою лужною витяжкою, описаною вище, а також гумінові кислоти (чорні) і фульвокислоти, зв'язані з Ca^{2+} та розчинні у лугах тільки після декальцинації ґрунту.

Відразу після операції декальцинації вологу наважку ґрунту змивають з паперового фільтра у колбу, де відбулась декальцинація. Необхідно пам'ятати, що змивання наважки ґрунту проводять кількісно (втрати неприпустимі). У колбу вставляють лійку d = 10–15 см з короткою і широкою горловиною, після чого наважку змивають 200 мл 0,1 н розчину NaOH. Якщо цієї кількості лугу не вистачає, додатково використовують не більше 50–100 мл 0,1 н розчину NaOH. Проте цього бажано не робити, оскільки порушується прийняте відношення ґрунту і розчинника.

Після того, як наважку ґрунту повністю змили з фільтра у колбу, останню закривають добре припасованим корком і залишають одержану суспензію на 20–24 години. Упродовж робочого дня вміст колби декілька разів ретельно перемішують.

Наступного дня у колбу додають 50 мл насиченого розчину Na_2SO_4 для коагуляції тонких мулистих суспензій і прискорення фільтрації, вміст колби добре перемішують та залишають у спокої на 10–15 хв. Перед фільтруванням розчин ще раз перемішують і відразу фільтрують через щільний паперовий фільтр, на який переносять разом із розчином і ґрунт.

Залишки ґрунту у колбі і на лійці змивають слабким (близько 1–2 %) розчином Na_2SO_4 до повного або майже повного знебарвлення фільтрату. Лужну витяжку разом із фільтратом доводять до об'єму 400–500 мл і добре перемішують.

В окремих порціях цієї витяжки визначають:

1) вміст органічного С (за І. В. Тюріним); визначають аналогічно, як описано вище для лужної витяжки № 1;

2) вміст С гумінових кислот (за І. В. Тюріним), аналогічно, як описано вище для лужної витяжки № 1;

3) вміст С фульвокислот за різницею між вмістом загального С у витяжці і С гумінових кислот;

4) оптичну щільність гумусових речовин (у тому числі гумінових кислот).

Оптична щільність є додатковою характеристикою ступеня конденсованості ароматичного ядра гумусових речовин. Визначення нескладне. Його здійснюють у тих самих розчинах, які одержують під час фракціонування гумусу.

Загалом оптичну щільність речовин можна визначити у кожному одержаному розчині, як при груповому, так і при фракційному аналізі після доведення його до pH 12–13, що дуже важливо, передусім для фульвокислот. Найчастіше визначення індексу оптичної щільності і, зокрема, гумінових кислот рекомендують здійснювати у лужній 0,1 н NaOH витяжці з pH 12–13.

Величину оптичної щільності визначають на фотоелектроколориметрі або спектрофотометрі за двох довжин хвиль – 465 нм і 665 нм – з використанням необхідного набору світлофільтрів. Найточніші вимірювання можна досягти у межах 0,9–1,15 показань шкали приладу за умови довжини кювети 1 см. Якщо показники більші, розчин гумусових речовин розбавляють дистильованою водою і доводять pH до вказаних вище меж. Розбавлення обов'язково враховують для обчислення вмісту Карбону гумусових речовин у дослідних розчинах, які використовують для визначення екстинкції.

Для визначення оптичної щільності використовують розчин гумусових речовин з відомим вмістом Карбону, який визначають упродовж фракціонування гумусу.

Розчин гумусових речовин приливають у кювету довжиною 1 см та проглядають на приладі послідовно за двох довжин хвиль – 465 нм і 665 нм. Водночас за шкалою приладу фіксують показники оптичної щільності гумусових речовин.

Результати оптичної щільності виражають за величиною екстинкції і певної довжини хвиль і обчислюють за формулою:

$$E = \frac{A}{C_1 \cdot l},$$

де E – екстинкція, мг/мл;

A – показник оптичної щільності за шкалою приладу;

l – довжина кювети, см;

C_1 – вміст Карбону у розчині мг/мл.

Відношення екстинкцій за цими довжинами хвиль називають коефіцієнтом колірності: $K = E_{465} : E_{665}$ або його виражають як $K = E_4 : E_6$.

Якщо величину показника екстинкції поділити на вміст у розчині органічного Карбону (мг/мл), то одержуємо величину $EC_{гк}^{мг/мл}$.

Лужна 0,02 н NaOH витяжка № 3 за умови 6-годинного нагрівання на водяній бані

Хід виконання роботи

У цю витяжку переходять гумінові кислоти і фульвокислоти, міцно зв'язані з глинистою фракцією і стійкими формами півтораоксидів. Залишок ґрунту після попередньої лужної витяжки № 2 у мокрому стані змивають у колбу за допомогою 200 мл 0,02 н розчину NaOH. Змивання відбувається швидше, якщо розчин лугу попередньо підігріти до 70–80°С. Після цього колбу накривають годинниковим склом для зменшення випаровування розчину і ставлять на киплячу водяну баню на 6 годин (відлік часу починають з моменту, коли вміст колби починає закипати).

Фільтрацію витяжки та відмивання залишків ґрунту на фільтрі здійснюють через 20–24 год, після того, як до неї додають 50 мл насиченого розчину Na_2SO_4. Витяжку разом із фільтратом доводять до об'єму 400–500 мл і аналізують окремими порціями, як описано вище для попередніх лужних витяжок.

Визначення залишку гумусу, нерозчинного за описаної схеми аналізу. Здебільшого залишок гумусу нерозчинного за такої схеми аналізу рекомендують визначати за різницею між загальним вмістом органічного С у ґрунті і ΣС всіх виділених фракцій гумусових речовин, включаючи С безпосередньої лужної витяжки № 1.

Приведена уніфікована схема (рис. 8.2) аналізу і методика дають змогу фракціонувати гумус ґрунту на три фракції гумінових кислот і чотири фракції фульвокислот. Зокрема:

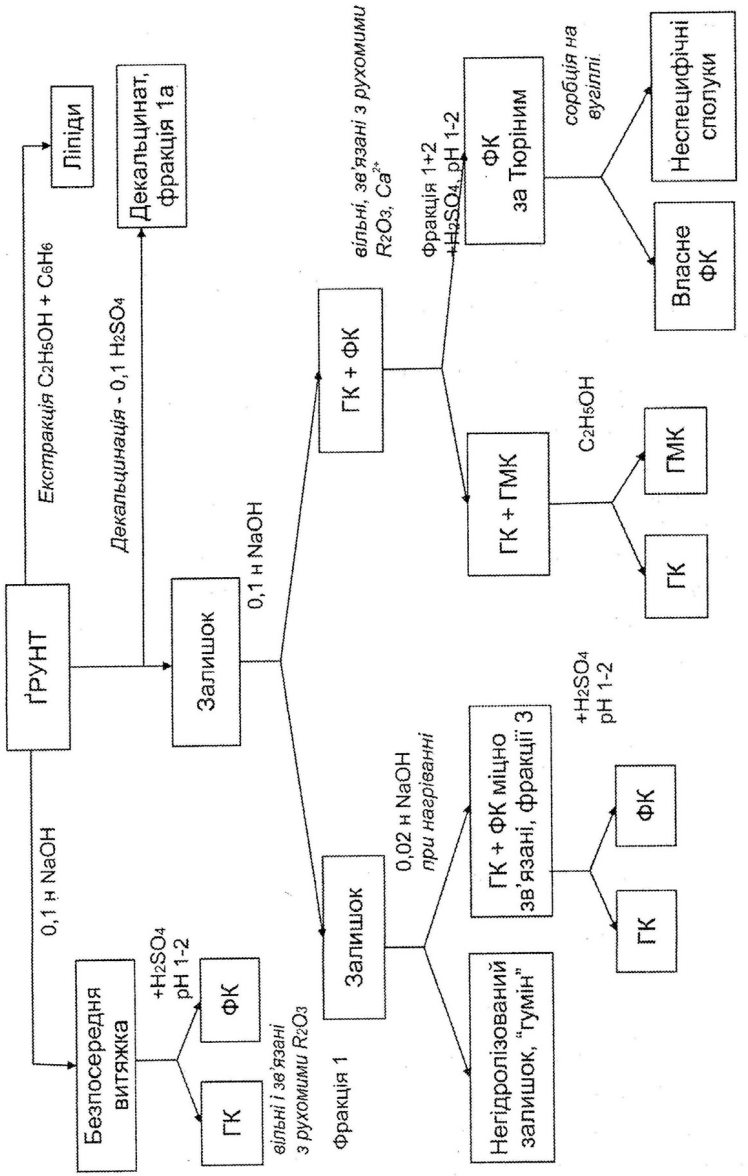


Рис. 8.2. Схема фракціонування органічної речовини ґрунту

Гумінові кислоти:

- фракція 1 (ГК–1) – розчинна безпосередньо у 0,1 н NaOH – вільна і зв'язана із рухомими півтораоксидами;
- фракція 2 (ГК–2) – розчинна у 0,1 н NaOH, тільки після декальцинації ґрунту і зв'язана передусім з Ca^{2+};
- фракція 3 (ГК–3) – розчинна у 0,02 н NaOH за умови 6-годинного нагрівання на водяній бані і зв'язана з глинистою фракцією та стійкими півтораоксидами.

Фульвокислоти:

- фракція 1а (ФК–1а) – розчинна у 0,1 н H_2SO_4 у процесі декальцинації ґрунту, вільна і зв'язана із рухомими півтораоксидами (так звана агресивна фракція);
- фракція 1 (ФК–1) – розчинна у 0,1 н NaOH перед декальцинацією ґрунту і зв'язана із фракцією 1 (ГК–1) гумінових кислот;
- фракція 2 (ФК–2) – розчинна у 0,1 н NaOH тільки після декальцинації і зв'язана із фракцією 2 (ГК–2) гумінових кислот;
- фракція 3 (ФК–3) – розчинна у 0,02 н NaOH за умови 6-годинного нагрівання на водяній бані і зв'язана з фракцією 3 (ГК–3) гумінових кислот.

Результати визначення групового і фракційного складу гумусу виражають у відсотках до загального вмісту органічного Карбону (С) у ґрунті. Загальний вміст органічного Карбону (С) від маси ґрунту обчислюють за формулою:

$$C = \frac{C_1 \cdot V_1 \cdot 50 \cdot 100}{m_{гр} \cdot V_2 \cdot 1000},$$

де C – загальний вміст органічного Карбону від маси ґрунту, %;

C_1 – вміст органічного Карбону, знайдений за калібрувальним графіком, мг/мл;

V_1 – загальний об'єм 0,1 н NaOH витяжки № 1 із ґрунту, мл;

50 – об'єм розчину при визначенні Карбону, мл;

100 – коефіцієнт перерахунку, %;

$m_{гр}$ – наважка повітряно-сухого ґрунту, г;

V_2 – об'єм 0,1 н NaOH витяжки № 1, взятої для випарювання, мл;

1000 – коефіцієнт перерахунку, г.

Для запису результатів обчислення даних вмісту Карбону (С) органічних речовин та масової частки гумусу застосовують дві форми таблиць – робочу і кінцеву (табл. 8.5, 8.6).

Таблиця 8.5

Форма № 1 (робоча)

Масова частка органічного С, % у витяжках із ґрунту

Масова частка органічного Карбону витяжок, %	$C_{заг}$ ґрунту, %	0,1н NaOH витяжка, № 1			0,1 н H_2SO_4, витяжка	0,1 н NaOH витяжка після декальцинації, № 2			0,02 н NaOH витяжка, № 3		
		$C_{заг}$	$C_{гк}$	$C_{фк}$	$C_{заг}$	$C_{заг}$	$C_{гк}$	$C_{фк}$	$C_{заг}$	$C_{гк}$	$C_{фк}$
До маси ґрунту											
До $C_{заг}$ ґрунту											

Таблиця 8.6

Форма № 2 (складають на основі даних форми № 1)

С фракцій гумусу, % до $C_{заг}$ ґрунту

$C_{заг}$, %	$C_{гк}$				$C_{фк}$					$C_{гк}+C_{фк}$	$\frac{C_{гк}}{C_{фк}}$	$EC_{гк}^{мг/мл}$
	1	2	3	Σ	1а	1	2	3	Σ			

Обладнання та реактиви: фотоелектроколориметр чи спектрофотометр; кювета; аналітичні терези ВЛР-200; сушильна шафа; водяна баня електрична з терморегулятором; апарат Сокслета; колби мірні 50 мл, 100 мл, 250 мл, 500 м, 1000 мл; піпетки мірні з однією позначкою; бюретки 25 мл; циліндри 10; 50; 100; 200; 1000 мл; колби конічні скляні

100 мл; 200 мл; 250 мл; 300 мл; 400 мл; 500 мл; 1000 мл; лійки діаметром 4 см або корки-холодильники; фільтри обеззолені прості і з синьою смужкою; алюмінієве сито з діаметром отворів 1 мм; фарфорова ступка і дерев'яний товкачик з гумовим наконечником; збільшувальне скло; скляні палички і шматки вовняного матеріалу; 25 % розчин аміаку; насичений розчин сульфату натрію; оксалат амонію; нітрат аргентуму; суміш спирту і бензолу (співвідношення 1:1); дистильована вода, слабопідкислена сульфатною кислотою; 0,4 н розчин біхромату калію; 0,1 н розчин сульфатної кислоти; 0,5 н розчин сульфатної кислоти; 0,1 н розчин гідроксиду натрію; 0,02 н розчин гідроксиду натрію, 1,0 н розчин хлоридної кислоти.

8.6. Гумусовий стан ґрунтів

Гумусовий стан ґрунтів – це сукупність різних форм, запасів, властивостей органічної речовини і процесів їхнього утворення, трансформації і міграції у ґрунтовому профілі. Гумусовий стан ґрунтів оцінюють системою показників, серед яких важливими є вміст і запаси органічної речовини, її профільний розподіл, збагаченість нітрогеном, ступінь гуміфікації органічних речовин, типи гумусових речовин і їхні особливі ознаки (табл. 8.7).

Таблиця 8.7

Показники гумусового стану ґрунтів
(Л. О. Грішина, Д. С. Орлов, 1978, 1981)

Показник	Рівень показника	Границі величин
1	*2*	*3*
Потужність підстилки (для лісових ґрунтів), см	Дуже потужна Потужна Середньопотужна Малопотужна	> 10 5 – 10 2 – 5 < 2
Вміст гумусу в гумусових горизонтах, %	Дуже високий Високий Середній Низький Дуже низький	> 10 6 – 10 4 – 6 2 – 4 < 2

Продовження табл. 8.7

1	*2*	*3*
Запас гумусу в шарах 0 – 20 см (0 – 100 см), т/га	Дуже високий Високий Середній Низький Дуже низький	> 200 (> 600) 150 – 200 (400 – 600) 100 – 150 (200 – 400) 50 – 100 (100 – 200) < 50 (< 100)
Профільний розподіл гумусу в метровій товщі	Різко зменшується Поступово зменшується Рівномірний Наростаючий Бімодальний	–
Збагаченість гумусу Нітрогеном, C:N	Дуже висока Висока Середня Низька Дуже низька	< 5 5 – 8 8 – 11 11 – 14 > 14
Ступінь гуміфікації органічної речовини, $C_{гк}/C_{фк} \cdot 100$ %	Дуже високий Високий Середній Низький Дуже низький	> 40 30 – 40 20 – 30 10 – 20 < 10
Тип гумусу, $C_{гк}:C_{фк}$	Гуматний Фульватно-гуматний Гуматно-фульватний Фульватний	≥ 2 1 – 2 0,5 – 1 ≤ 0,5
Вміст вільних гумінових кислот, % від суми ГК	Дуже високий Високий Середній Низький Дуже низький	> 80 60 – 80 40 – 60 20 – 40 < 20
Вміст гумінових кислот, зв'язаних з Са, % від суми ГК	Дуже високий Високий Середній Низький Дуже низький	> 80 60 – 80 40 – 60 20 – 40 < 20
Вміст міцнозв'язаних гумінових кислот, % від суми ГК	Високий Середній Низький	> 20 10 – 20 < 10
Вміст гуміну, % від Сзаг.	Високий Середній Низький	>60 40 – 60 < 40

Закінчення табл. 8.7

1	*2*	*3*
Оптична щільність гумінових кислот, $E^{0,001\%ГК}_{1см,465нм}$	Дуже висока	> 0,20
	Висока	0,10 – 0,20
	Середня	0,08 – 0,10
	Низька	0,03 – 0,08
	Дуже низька	< 0,03

Контрольні запитання і завдання до розділу:

1. *Дайте визначення поняття "органічні речовини ґрунту".*
2. *Які основні складові компоненти органічної частини ґрунту Ви знаєте?*
3. *Назвіть потенційні джерела гумусу ґрунту.*
4. *У чому полягає значення гумусу для ґрунту та рослин?*
5. *Які основні методи визначення вмісту гумусу в ґрунті?*
6. *Як можна розрахувати запаси гумусу для певної товщі ґрунту?*
7. *Охарактеризуйте якісний склад гумусу.*
8. *Які групи гумусових речовин визначають при фракційно-груповому аналізі гумусу?*
9. *Назвіть показники гумусового стану ґрунтів.*

Завдання для самостійної роботи:

1. *Охарактеризуйте процес мінералізації і гуміфікації органічних речовин.*
2. *Опишіть екологічні функції гумусу.*
3. *Опишіть географічні закономірності зміни вмісту гумусу і його запасів у ґрунтах у межах території України.*
4. *Наведіть приклади ґрунтів з гуматним і фульватним типами гумусу.*
5. *Нітроген у ґрунті та методи його визначення.*

Література:

1. Александрова Л. Н. Органическое вещество почвы и процессы его трансформации / Л. Н. Александрова. – Л. : Наука, 1980. – 288 с.

2. Гришина Л. А. Гумусообразование и гумусное состояние почв / Л. А. Гришина. – М. : Изд-во МГУ, 1986. – 244 с.
3. Ґрунтознавство / [за ред. проф. Д. Г. Тихоненка]. – К. : Вища освіта, 2005. – 703 с.
4. Кирильчук А. А. Хімія ґрунтів. Основи теорії і практикум : навч. посібник / А. А. Кирильчук, О. С. Бонішко. – Львів : ЛНУ імені Івана Франка, 2011. – 354 с.
5. Кононова М. М. Органическое вещество почвы / М. М. Кононова. – М. : Изд-во АН СССР, 1963. – 314 с.
6. Лактионов Н. И. Органическая часть почвы в агрономическом аспекте / Н. И. Лактионов. – Харьков, 1998. – 132 с.
7. Милановский Е. Ю. Гумусовое вещество почв как природные гидрофобно-гидрофильные соединения / Е. Ю. Милановский. – М. : ГЕОС, 2009. – 186 с.
8. Орлов Д. С. Гумусовые кислоты почв и общая теория гумификации / Д. С. Орлов. – М. : Изд-во МГУ, 1990. – 325 с.
9. Орлов Д. С. Практикум по химии гумуса / Д. С. Орлов, Л. А. Гришина. – М. : Изд-во МГУ, 1981. – 272 с.
10. Підвальна Г. С. Гумусовий стан автоморфних ґрунтів Пасмового Побужжя / Г. С. Підвальна, С. П. Позняк. – Львів : Вид. центр ЛНУ імені Івана Франка, 2004. – 192 с.
11. Позняк С. П. Ґрунтознавство і географія ґрунтів : підручник / С. П. Позняк. – Львів : ЛНУ імені Івана Франка, 2010. – Ч. 1.– 270 с.
12. Пономарева В. В. Гумус и почвообразование / В. В. Пономарева, Т. А. Плотникова. – Л. : Наука, 1980. – 222 с.
13. Тюрин И. В. Органическое вещество почвы / И. В. Тюрин. – М. : Сельхозиздат, 1957. – 287 с.

Розділ 9

КИСЛОТНО-ОСНОВНІ ВЛАСТИВОСТІ ҐРУНТІВ

Кислотно-основні властивості є важливою характеристикою ґрунтів. Вони тісно пов'язані з фізико-хімічною вбирною здатністю. Реакція середовища ґрунту може бути зумовлена природним характером і напрямом ґрунтотворного процесу, або є результатом втручання людини.

Реакція ґрунту залежить від сукупної дії низки чинників: хімічного і мінералогічного складу мінеральної частини ґрунту, наявності легкорозчинних солей, вмісту і якості органічної речовини, складу ґрунтового повітря, вологи ґрунту, життєдіяльності організмів. Важливим регулятором реакції ґрунтового середовища є солі, що знаходяться в ньому. Нейтральні, кислі, лужні солі, переходячи з твердої фази у розчин при зволоженні і зворотно при висиханні, відповідно впливають на характер ґрунтового розчину, що відображається на родючості ґрунту.

Реакція ґрунтового розчину зумовлена наявністю і співвідношенням у ньому йонів Гідрогену (H^+), гідроксиду (OH^-) і Алюмінію (Al^{3+}). Залежно від складу розчинених речовин і характеру їхньої взаємодії з твердою фазою ґрунту, що визначають співвідношення між концентраціями йонів H^+ і OH^- у ґрунтовому розчині, ґрунти можуть мати нейтральну, кислу або лужну реакцію. В разі переважання йонів H^+ реакція ґрунтового розчину кисла, при переважанні йонів OH^- – лужна.

Для визначення концентрації йонів H^+ і OH^- у витяжці із ґрунту використовують умовний показник **pH**, який дорівнює величині від'ємного десяткового логарифма активності йонів Гідрогену у розчині ($pH = - \lg[H^+]$). В таблиці 9.1 подано значення величини pH при відповідних реакціях ґрунтового розчину.

Таблиця 9.1

Значення величини pH сольової і водної витяжок

Величина pH витяжки		Реакція ґрунтового розчину
водної	сольової	
≤ 4,5	< 4,5	Сильнокисла
4,6–5,5	4,6–5,0	Кисла
5,6–6,5	5,1–5,5	Слабкокисла
–	5,6–6,0	Близька до нейтральної
6,6–7,0	6,1–6,5	Нейтральна
7,1–7,5	6,6–7,0	Слабколужна
7,6–8,5	7,1–7,5	Лужна
> 8,5	> 7,5	Сильнолужна

Кислу реакцію ґрунтового розчину зумовлює розчинена карбонатна кислота, водорозчинні органічні кислоти, які надходять у ґрунт в процесі розкладення органічних залишків (наприклад, щавлева, масляна та інші), а також водорозчинні фракції фульвокислот.

Лужну реакцію ґрунтового розчину спричиняє наявність у ньому солей сильних основ і слабких кислот, які зазнають гідролітичного розщеплення. Це карбонатні солі лугів і лужноземельних сполук та силікатної кислоти.

Кислотність – це здатність однієї сполуки передавати протон (іон гідрогену) іншим сполукам. Ця здатність притаманна багатьом ґрунтам.

Розрізняють декілька видів кислотності ґрунтів, яка залежить від того, при якій взаємодії вона проявляється і вимірюється:

I. Актуальна (активна) кислотність.

II. Потенціальна (прихована) кислотність.

I. Актуальна (активна) кислотність ґрунту зумовлена наявністю гідрогенних йонів (протонів) у ґрунтовому розчині. Її визна-

чають під час взаємодії ґрунту з дистильованою водою або в пасті. Через велику різноманітність сполук, що зумовлюють кислу реакцію ґрунтового розчину, за однакової потенціальної кислотності актуальна кислотність ґрунтів може бути різною. Проте саме актуальна кислотність визначає життєдіяльність мікроорганізмів і умови існування рослин. Величина істинної концентрації іонів гідрогену і буде характеристикою актуальної кислотності ґрунтів. Актуальну кислотність визначають потенціометрично або колориметрично і позначають величиною pH_{H_2O} або $pH_{водне}$.

II. Потенціальна (потенційна) кислотність – здатність ґрунту (його твердої фази) при взаємодії з розчинами солей проявляти свої властивості як слабкої кислоти. Потенціальна кислотність визначається властивостями твердої фази ґрунту, що зумовлює появу додаткової кількості протонів у розчині при взаємодії з добривами або хімікатами. Кислу реакцію сольових витяжок з ґрунтів пояснюють появою у розчині йонів Гідрогену (гідроксонію H_3O^+) в результаті їхнього витіснення з ґрунтового вбирного комплексу, а також взаємодією з водою молекулярних кислот і гідратованих катіонів. Гідратовані катіони розглядають як кислоти (згідно з теорією Бренстеда-Лоурі, кислотами є речовини, здатні виділяти протони). Найсильніші кислотні властивості у воді виявляють дво- і тризарядні катіони металів: Al^{3+}, Fe^{3+}, Cr^{3+}. Потенціальна кислотність завжди більша актуальної, оскільки складається з кислотності ґрунтового розчину і кислотності, утвореної за рахунок увібраних йонів гідрогену та алюмінію.

Залежно від характеру взаємодіючого з ґрунтом розчину розрізняють дві форми потенціальної кислотності, які характеризуються як послідовні етапи виділення в розчин додаткових протонів з твердої фази:

1) обмінна;

2) гідролітична.

Обмінна кислотність проявляється в разі взаємодії з ґрунтом розчинів нейтральних солей. Під час цього відбувається еквівалентний обмін катіонів нейтральної солі на йони Гідрогену, Алюмінію, що знаходяться в ґрунтовому вбирному комплексі, що супроводжується появою в розчині кислоти. Зазвичай для визна-

чення обмінної кислотності ґрунтів використовують 1 н розчин KCl (pH ~ 6,0).

У разі взаємодії кислого ґрунту з розчином хлориду Калію KCl у результаті обміну Калію на Гідроген у розчині з'являється соляна кислота, а при обміні на Алюміній – хлорид Алюмінію:

$$[ҐВК^-]H^+ + KCl \rightarrow [ҐВК]K^+ + HCl$$
$$[ҐВК^-]Al^{3+} + 3KCl \rightarrow [ҐВК^-]3K^+ + AlCl_3.$$

$AlCl_3$ – це сіль слабкої основи і сильної кислоти, гідролітично розщеплюється, утворюючи соляну кислоту і гідроксид Алюмінію:

$$AlCl_3 + 3H_2O \rightarrow Al(OH)_3 + 3HCl.$$

Обмінну кислотність виражають pH сольовим і позначають pH_{KCl} або $pH_{сольове}$. За величиною pH сольового розчину можна орієнтовно визначити роль різних іонів в утворенні кислотності. При pH менше 4,0 кислотність зумовлена насамперед обмінним Гідрогеном, при pH від 4,0 до 5,5 – обмінним Алюмінієм. У кислих ґрунтах (підзолисті, сірі лісові, червоноземи) pH сольове завжди менше, ніж pH водне, оскільки в цих ґрунтах має місце обмінний Гідроген і (або) Алюміній. Для насичених основами ґрунтів pH сольове не визначають.

Гідролітична кислотність проявляється під час дії на ґрунт розчину гідролітично лужної солі сильної основи і слабкої кислоти, коли відбувається більш повне витіснення увібраного Гідрогену та інших кислотних йонів. Для визначення гідролітичної кислотності зазвичай використовують 1 н розчин оцтовокислого Натрію CH_3COONa з pH 8,2. При взаємодії з ґрунтом відбувається реакція:

$$[ҐВК^-]H^+ + CH_3COONa \rightarrow [ҐВК^-]Na^+ + CH_3COOH.$$

Оскільки нейтральна сіль витісняє лише частину ввібраного Гідрогену, а гідролітично лужна сіль – майже весь Гідроген, гідролітична кислотність більша за обмінну.

Величину гідролітичної кислотності виражають у ммоль на 100 г розчину лугу, який витратили на нейтралізацію витісненого гідрогену. Наявність потенціальної кислотності характерна для ґрунтів, збіднених на основи (Ca^{2+}, Mg^{2+} та ін.). Чим більше ґрунт

збіднений на основи, тим різкіше проявляються його кислотні властивості.

Гідролітична кислотність проявляється у багатьох ґрунтах та окремих їхніх горизонтах, наприклад, дерново-підзолистих, болотних, сірих лісових, вилугованих, типових та звичайних чорноземах і т. д.

Наявність у ґрунті невеликої (1–2 мг-екв на 100 г ґрунту) гідролітичної кислотності, за відсутності обмінної, не впливає негативно на розвиток сільськогосподарських рослин і може навіть мати позитивну дію, оскільки сприяє встановленню у ґрунтовому розчині слабкокислої реакції.

У природі розповсюдження кислих ґрунтів пов'язане з певними умовами ґрунтотворення (підзолисті, бурі лісові ґрунти, червоноземи, жовтоземи). Велике значення в утворенні ґрунтів з тією чи іншою реакцією має характер ґрунтотворної породи. Підзолисті ґрунти, бідні основами, переважно приурочені до вилугованих, безкарбонатних порід. Характер ґрунтотворного процесу також вносить суттєві корективи при формуванні реакції ґрунтів. В одних випадках цей процес призводить до втрат основ і підкиснення (підзолистий процес), в інших – простежується поступове збагачення ґрунту основами (дерновий процес). Велике значення у формуванні кислих ґрунтів мають кліматичні умови. Промивний характер водного режиму призводить до винесення солей з ґрунту, сприяє виходу в розчин увібраних Ca^{2+}, Mg^{2+} в обмін на йони H^{+} і їхньому поступовому вилуговуванню. Рослинність також здійснює вплив на реакцію ґрунтового розчину. Хвойні ліси, сфагнум сприяють підвищенню кислотності завдяки кислим властивостям своїх органічних решток; листяні ліси і трав'яниста рослинність сприяють накопиченню основ, зниженню кислотності.

Сільськогосподарська діяльність людини суттєво змінює реакцію ґрунту. Відчуження врожаїв з полів призводить до поступового збіднення ґрунтів елементами живлення, що входять до складу рослин, у тому числі й основами. Тривалий обробіток ґрунтів в умовах зони підзолистих ґрунтів сприяє їхньому збідненню на Ca^{2+} і Mg^{2+}. Знизити pH ґрунту може і внесення фізіологічно кислих мінеральних добрив.

Визначним моментом у створенні лужної реакції є наявність у ґрунті гідролітично лужних солей слабких кислот і основ: карбонатів Натрію і Калію, гідрокарбонатів Натрію і Калію, карбонатів Кальцію і Магнію, гідрокарбонату Кальцію.

Величина pH ґрунтів відіграє важливу роль у процесі розвитку рослин і життєдіяльності мікроорганізмів. Окремі рослини потребують певних інтервалів pH для нормального розвитку; енергія життєдіяльності мікроорганізмів також значною мірою залежить від ґрунтової реакції.

Кисла реакція ґрунтів несприятлива для більшості культурних рослин і корисних мікроорганізмів. Кислі ґрунти характеризуються негативними фізичними властивостями. Через недостатню кількість основ органічна речовина в цих ґрунтах не закріплюється, ґрунти збіднені поживними речовинами, погано оструктурені. Ступінь негативного впливу кислої реакції ґрунтів на рослини залежить від того, який елемент є причиною кислотності – Гідроген чи Алюміній. Останній здійснює на рослини сильніший токсичний вплив. Зі збільшенням обмінного Алюмінію в кислих ґрунтах простежується загибель посівів конюшини, озимих зернових. Добре переносять кислу реакцію ґрунтового розчину льон і картопля.

Сильнолужна реакція також несприятлива для більшості рослин. Вона зумовлює низьку родючість багатьох ґрунтів, несприятливі фізичні і хімічні їхні властивості. При величині pH 9–10 ґрунти відзначаються великою в'язкістю, липкістю, водонепроникністю у вологому стані і значною твердістю, зцементованістю та безструктурністю у сухому стані.

Тому для підвищення родючості дуже кислих і лужних ґрунтів слід різко змінити pH, що досягають заходами хімічної меліорації: внесенням вапна у кислі ґрунти, гіпсу та інших сірковмісних матеріалів – у лужні.

Величину pH можна визначити колориметричним і потенціометричним методами. Колориметричний метод дає змогу визначити pH тільки у безколірних та прозорих розчинах. Потенціометричними методами можна визначити pH у прозорих та каламутних розчинах, безпосередньо у ґрунтових суспензіях і пастоподібному стані ґрунту.

9.1. Визначення pH у водній та сольовій витяжках ґрунтів потенціометричним методом

Потенціометричне визначення концентрації йонів Гідрогену (pH) передбачає вимірювання електрорушійної сили у ланцюгу, що складається з двох напівелементів: електрода для вимірювання, зануреного у досліджуваний розчин, і допоміжного електрода з постійним значенням потенціалу.

Рис. 9.1. pH-метр марки

З цією метою використовують спеціальні прилади pH-метри (потенціометри). У лабораторній практиці широко застосовують pH-метри марок ЛПУ – 0,1, pH – 121, pH – 343, pH – 150М та ін. (рис. 9.1).

Для визначення pH необхідно підготувати водну (для визначення актуальної кислотності) або сольову (для визначення обмінної кислотності) витяжку ґрунтів.

Отримують *водну витяжку* ґрунтів так: зважують на квадрантних терезах ВЛТК–500 10 г ґрунту та переносять у колбу об'ємом 250 мл. За допомогою мірного циліндра доливають 50 мл дистильованої води (співвідношення 1:5). Вміст колби ретельно збовтують протягом 5-ти хвилин і відфільтровують через паперовий складчастий фільтр до появи прозорого фільтрату. В отриманому фільтраті визначають величину pH.

Сольову витяжку з ґрунту готують у такий спосіб: наважку ґрунту 20 г переносять у колбу об'ємом 200–250 мл і доливають за допомогою мірного циліндра 50 мл 1,0 н розчину KCl (співвідношення між ґрунтом і сіллю 1:2,5), перемішують протягом 3–5 хвилин і залишають на добу. Через 24 години обережно піпеткою

відбирають відстояний прозорий сольовий розчин і визначають у ньому pH.

Одержавши водну або сольову витяжку з ґрунту, переходять до вимірювання величини pH на приладі.

Прилад включають в електричну мережу і прогрівають його протягом 10–15 хвилин. Перед роботою pH-метр послідовно настроюють за серією буферних розчинів з відомими значеннями pH 4,01; 6,86; 9,18. Розпочинаючи роботу, електроди промивають дистильованою водою, надлишок води просушують фільтрувальним папером.

Потім беруть склянку місткістю 25 або 50 мл з фільтратом у праву руку, лівою відводять столик датчика вліво. Підставляють склянку під електроди так, щоб електроди не доторкалися дна і стінок склянки, відводять столик на попереднє місце і закріплюють. Встановлюють перемикач у відповідне положення "pH". Потім за нижньою шкалою "-1+14" визначають pH. Для більш точного вимірювання pH перемикач встановлюють на одну із верхніх шкал "-1–4", "4–9", "9–14" (залежно від pH вимірюваного розчину).

Стрілка гальванометра не має виходити за межі шкали. Після кожного вимірювання pH електроди промивають дистильованою водою і протирають фільтрувальним папером.

За величиною pH визначають реакцію ґрунтового розчину досліджуваного ґрунту (табл. 9.1).

Обладнання та реактиви: квадрантні терези ВЛТК–500; колба на 100 мл; мірний циліндр на 50 см^3; конічна колба на 100 мл; лійка; складчастий фільтр; склянка на 25–50 мл; pH-метр; фільтрувальний папір; індикатори; промивалка; 1 н розчин KCl; дистильована вода.

9.2. Визначення pH у водній та сольовій витяжках ґрунтів колориметричним методом

Вибір методу в кожному конкретному випадку визначається метою та умовами вимірів, які проводять. Найпростішим і найзруч-

нішим є метод визначення pH за допомогою смужок спеціального паперу, насиченого індикаторами. Змочивши таку смужку індикаторного паперу розчином, який досліджують, порівнюють її колір з еталонною шкалою і визначають pH розчину. Приготування розчину для аналізу проводять так само, як і для потенціометричного методу.

Колориметричні методи визначення величини pH ґрунтуються на властивостях особливих реактивів-індикаторів змінювати свій колір залежно від величини pH розчину, в якому вони розчинені. Характеристику індикаторів подано в таблиці 9.2.

Таблиця 9.2

Характеристика індикаторів

№ з/п	Індикатор	Колір розчину		Інтервал переходу забарвлення індикатора, pH
		в кислому середовищі	в лужному середовищі	
1	Метиловий оранжевий	Червоний	Жовто-оранжевий	3,1–4,4
2	Лакмус	Червоний	Синій	5,5–8,0
3	Фенолфталеїн	Безколірний	Малиновий	8,2–10,0

Отже, кожний індикатор змінює своє забарвлення у певному інтервалі pH. Однак можна підібрати низку індикаторів так, щоб вони охоплювали всю шкалу значень pH.

На такому принципі засновано метод Міхаеліса. Досліджуваний розчин, до якого додали індикатор, порівнюють із забарвленням еталонів, що вміщують той же індикатор і pH яких відомий. Якщо забарвлення досліджуваного розчину та еталонного однакове, то pH такого розчину відповідає pH еталона.

9.3. Визначення гідролітичної кислотності ґрунтів за Каппеном

Для визначення гідролітичної кислотності ґрунт обробляють 1,0 н розчином ацетату натрію при співвідношенні ґрунт : розчин = 1 : 2,5.

Результат аналізу фіксують потенціометричним або титриметричним методами.

Хід виконання роботи

На терезах ВЛТК–500 зважують 20 г повітряно-сухого ґрунту, просіяного через сито, діаметр отворів якого – 1 мм, і переносять його у конічну колбу об'ємом 250 мл. Доливають 50 мл 1 н розчину оцтовокислого Натрію (CH_3COONa) чи Калію (CH_3COOK), pH яких 8,2–8,3. Вміст колби збовтують протягом години. Можна збовтувати вручну протягом 5-ти хвилин, після чого вміст колби залишають у спокої на добу. Після добового відстоювання, перед фільтруванням, вміст колби ще раз збовтують протягом трьох хвилин, після чого суспензію фільтрують через складчастий фільтр (обеззолений). Ґрунт треба відразу перенести на фільтр разом з рідиною. Перші каламутні порції фільтрату знову переносять на фільтр. З прозорого фільтрату беруть піпеткою пробу (20 мл) і переносять у конічну колбу об'ємом 100 $см^3$, додають 1–2 краплі індикатора фенолфталеїну і титрують 0,1 н розчином гідроксиду Натрію NaOH до появи блідо-рожевого забарвлення, що не зникає протягом хвилини. Записують кількість мілілітрів 0,1 н розчину NaOH, витраченого на титрування 20 мл фільтрату, і обчислюють величину гідролітичної кислотності в мг-екв на 100 г ґрунту за формулою:

$$H = \frac{a \cdot N_{NaOH} \cdot V \cdot 100 \cdot 1,75 \cdot K}{c \cdot V_1},$$

де H – гідролітична кислотність, ммоль на 100 г ґрунту;
a – об'єм 0,1 н NaOH, витраченого на титрування, мл;
N_{NaOH} – нормальність NaOH;
V – об'єм 1 н розчину оцтовокислого Натрію (CH_3COONa), мл;
V_1 – об'єм відібраного для титрування фільтрату, мл;
100 – коефіцієнт для перерахунку на 100 г ґрунту;
1,75 – поправка на неповне витіснення йонів Гідрогену;
K – коефіцієнт гігроскопічності;
c – наважка ґрунту, г.

За даними таблиці 9.3 оцінюють величини гідролітичної кислотності досліджуваного ґрунту.

Таблиця 9.3

Групування ґрунтів за гідролітичною кислотністю

Ступінь кислотності ґрунтів	Гідролітична кислотність, ммоль на 100 г ґрунту
Дуже високий	> 6,0
Високий	5,1–6,0
Підвищений	4,1–5,0
Середній	3,1–4,0
Низький	2,1–3,0
Дуже низький	≤ 2,0

Обладнання та реактиви: терези ВЛТК–500; конічні колби на 200 мл і 100 мл; мірний циліндр на 50 мл; лійка; складчасті фільтри; піпетка на 25 мл; бюретка; крапельниця з фенолфталеїном; 1 н розчин CH_3COONa чи CH_3COOK.

Контрольні запитання і завдання до розділу:

1. *Чим зумовлена реакція ґрунтового розчину?*
2. *Дайте визначення поняття "pH ґрунту".*
3. *Що таке кислотність ґрунту?*
4. *Чим зумовлена актуальна кислотність ґрунтів?*
5. *Дайте визначення поняття "обмінна кислотність".*
6. *У чому полягає гідролітична кислотність ґрунтів?*
7. *Охарактеризуйте вплив природно-кліматичних умов на реакцію ґрунтового розчину.*
8. *У чому полягає негативний вплив кислої і лужної реакції ґрунтового розчину на культурні рослини?*
9. *Охарактеризуйте основні принципи хімічної меліорації ґрунтів.*
10. *Якими методами можна визначити величину pH ґрунту?*

Завдання для самостійної роботи:

1. *Охарактеризуйте поняття "лужність ґрунтів" і форми лужності ґрунтів.*
2. *Наведіть приклади ґрунтів, у яких переважає сильнокисла і сильнолужна реакція ґрунтового розчину.*
3. *Охарактеризуйте екологічні функції кислотності ґрунтів.*
4. *Назвіть оптимальні значення pH ґрунту для різних груп культурних рослин.*
5. *Охарактеризуйте гіпотези про обмінний Алюміній і обмінний Гідроген.*

Література:

1. Воробьева Л. А. Химический анализ почв / Л. А. Воробьева. – М. : Изд-во МГУ, 1998. – 272 с.
2. Копцык Г. Н. Буферность лесных подстилок к атмосферным кислотным осадкам / Г. Н. Копцык // Почвоведение. – М., 1995. – № 8. – С. 954–962.
3. Надточий П. П. Кислотно-основная буферность – критерий агроэкологического состояния почв / П. П. Надточий // Почвоведение. – М., 1998. – № 10. – С. 18–24.
4. Орлов Д. С. Химия почв / Д. С. Орлов, Л. К. Садовникова, Н. И. Суханова. – М. : Высш/ шк/, 2005. – 558 с.
5. Пинский Д. Л. Ионообменные процессы в почвах / Д. Л. Пинский. – Пущино, 1997. – 116 с.
6. Позняк С. П. Кислотно-основная буферность буроземов Украинских Карпат / С. П. Позняк, М. З. Гамкало // Почвоведение. – М., 2001. – № 6. – С. 660–669.
7. Соколова Т. А. Взаимодействие лесных суглинистых подзолистых почв с модельными кислыми осадками и кислотно-основная буферность подзолистых почв / Т. А. Соколова, Т. Я. Дронова, И. И. Толпешта, С. Е. Иванова. – М. : Изд-во Моск. ун-та, 2001. – 208 с.
8. Соколова Т. А. Почвенная кислотность. Кислотно-основная буферность почв / Т. А. Соколова, И. И. Толпешта, С. Я. Трофимов. – М. : Изд-во Моск. ун-та, 2007. – 96 с.

9. Соколова Т. А. Химические основы буферности почв / Т. А. Соколова. – М. : Изд-во МГУ, 1991. – 108 с.
10. Трускавецький Р. С. Буферна здатність ґрунтів та її основні функції / Р. С. Трускавецький. – Харків : Нове слово, 2003. – 255 с.

Розділ 10

УВІБРАНІ (ОБМІННІ) ОСНОВИ

Вбирною здатністю ґрунту називають його властивість обмінно або необмінно поглинати з довкілля різні тверді, рідкі і газоподібні речовини, збільшувати їхню концентрацію на поверхні колоїдних часток, що містяться у ґрунті.

Сукупність компонентів ґрунту, що беруть участь у процесах вбирання, К. К. Гедройц назвав *ґрунтовим вбирним комплексом* (ҐВК). Це сума всіх колоїдів, які відіграють важливу роль у явищах вбирання та обмінних реакціях. Явище вбирання відбувається переважно на поверхні колоїдних частинок, оскільки вони мають значну питому поверхню. Завдяки наявності на поверхні вільної енергії, вона є ареною різноманітних фізичних та хімічних явищ, що проявляється у вбирній здатності ґрунту.

Відповідно до вчення К. К. Гедройца, розрізняють такі види вбирної здатності ґрунтів: механічна, фізична, хімічна, фізико-хімічна та біологічна.

Механічна вбирна здатність пов’язана зі шпаруватістю ґрунту і зумовлюється тим, що будь-яке пористе тіло затримує завислі частинки скаламученої води, що фільтрують через нього. Затримуються не тільки ті частинки, діаметр яких більший від діаметра шпар, але й найтонші частинки, які потрапляють у замкнуті чи викривлені шпари. Механізм цієї здатності використовують для очищення питних і стічних вод, а також у будівництві зрошувальних

каналів – тверді частинки використовують для замулювання дна і стінок каналів, тобто кольматації каналів і водосховищ з метою зменшення втрат води на фільтрацію.

Фізична вбирна здатність пов'язана з явищами поверхневої напруги і зумовлює до збільшення чи зменшення концентрації на поверхні ґрунтових частинок цілих молекул сполук, розчинених у ґрунтовій воді. Здатність ґрунту вбирати з розчину молекули мінеральних і органічних речовин, а також молекули води, називають фізичним вбиранням або фізичною адсорбцією. Найбільше вона пов'язана з наявністю в колоїдних системах значної вільної поверхневої енергії. Сума цієї енергії зростає зі збільшенням площі поверхні.

Хімічна вбирна здатність ґрунтів полягає в утворенні важкорозчинних осадів при взаємодії окремих компонентів ґрунтового розчину. Утворений осад залишається в твердій фазі ґрунту. Надходження в ґрунт з атмосферними або поливними водами катіонів і аніонів спричиняє утворення з солями ґрунтового розчину нерозчинних чи слаборозчинних сполук.

Біологічна вбирна здатність ґрунтів виражається у вбиранні ґрунтовою біотою і кореневою системою рослин речовин із ґрунтового розчину. Біологічна вбирна здатність характеризується великою вибірковою здатністю, яка зумовлена специфічною для кожного виду потребою живих організмів у елементах живлення. З біологічною вбирною здатністю пов'язана доля азоту в природі.

Фізико-хімічна вбирна здатність ґрунтів – це здатність ґрунту вбирати та обмінювати частину катіонів чи аніонів, які є на поверхні твердих частинок, на еквівалентну кількість катіонів чи аніонів, що є в розчині і взаємодіють з тими частинками. Це явище називають фізико-хімічною адсорбцією. Процес сорбції є головним механізмом фізико-хімічної вбирної здатності ґрунтів. Це здатність катіонів дифузного шару ґрунтових колоїдів обмінюватися на еквівалентну кількість катіонів розчину, що з ними взаємодіють. Фізико-хімічне вбирання є найбільш істотним у ґрунтових процесах. *Катіони,* що беруть участь у процесі такого обміну, називають у*вібраними,* або *обмінними.*

У ґрунтах поширені найчастіше такі обмінні катіони:

Na^+, K^+, NH_4^+, H^+, Mg^{2+}, Ca^{2+}, $A1^{3+}$, Fe^{3+}.

Сума всіх увібраних катіонів, які можуть бути витиснені з ґрунту, для цього ґрунту є величиною здебільшого постійною. Цю суму виражають в ммоль на 100 г ґрунту, і, за пропозицією К. К. Гедройца, її називають *ємністю вбирання,* або *ємністю катіонного обміну.* Ємність катіонного обміну залежить від типу ґрунту, вмісту основних катіоновбирних компонентів (глинисті мінерали, органічна речовина), гранулометричного складу і змінюється в широких межах. Ця величина може бути від 3–6 до 30–70 ммоль на 100 г ґрунту залежно від типу ґрунту (табл. 10.1).

Таблиця 10.1

Ємність катіонного обміну ґрунтів

Ґрунт	Ємність катіонного обміну, ммоль/100 г ґрунту
Дерново-підзолистий піщаний	3–6
Дерново-підзолистий середньосуглинковий	10–20
Дерново-підзолистий глинистий	15–25
Сірий лісовий середньосуглинковий	15–30
Чорнозем типовий важкосуглинковий	30–70
Чорнозем південний важкосуглинковий	20–50
Ясно-каштановий суглинковий	20–40
Сірозем типовий суглинковий	8–20
Червонозем суглинковий	13–25

Різні ґрунти суттєво відрізняються один від іншого за складом катіонів, які є в увібраному стані. Серед вбирних катіонів є практично всі катіони, необхідні для живлення рослин, лише K^+ і NH_4^+ та мікроелементи мають незначний вміст.

Суму всіх увібраних катіонів-основ, здатних до обміну, називають *сумою обмінних основ,* або *сумою ввібраних основ.* Залежно від наявності у складі ґрунтово-вбирного комплексу іонів гідрогену й алюмінію, розрізняють ґрунти *насичені* (H^+ і Al^{3+} відсутні) і *ненасичені основами.*

Склад увібраних катіонів у різних ґрунтах різний. У чорноземах до складу вбирного комплексу входять переважно Ca^{2+} і Mg^{2+},

в дерново-підзолистих ґрунтах – Mg^{2+}, Ca^{2+}, H^{+}, $A1^{3+}$, в солонцях – Mg^{2+}, Ca^{2+}, Na^{+}.

Ступінь насичення основами – це відношення обмінних основ до загальної суми обмінних катіонів, включно з обмінними гідрогеном і алюмінієм, що входять до складу ґрунтово-вбирного комплексу; це відношення суми обмінних основ до ємності вбирання.

Склад вбирних катіонів залежить від типу ґрунтотворення, складу материнських порід, інколи від якості ґрунтових вод, коли вони залягають близько до поверхні. Склад вбирних основ орних ґрунтів регулюється засобами хімізації та меліорації.

Вбирна здатність ґрунту – одна з найважливіших властивостей, що зумовлює його родючість і характер процесів ґрунтотворення. Вона забезпечує і регулює поживний режим ґрунту, сприяє накопиченню багатьох елементів мінерального живлення рослин, регулює реакцію ґрунтового середовища та водно-фізичні властивості ґрунту.

На властивості ґрунту та умови росту рослин великий вплив має склад обмінних катіонів. Так, у ґрунтів, ҐВК яких насичений Кальцієм, реакція близька до нейтральної, колоїди перебувають у стані стійких гелів, які не піддаються пептизації при надлишку вологи; ґрунти добре гумусовані і оструктурені, характеризуються сприятливими фізичними властивостями. Прикладом таких ґрунтів є чорноземи. Ґрунти, у складі обмінних катіонів яких у значній кількості міститься Натрій, мають лужну реакцію, що негативно впливає на стан колоїдів і ріст рослин. Насичені Натрієм колоїди легко пептизуються, а ґрунти, що їх містять, погано оструктурені, мають несприятливі водно-фізичні властивості: підвищену щільність, слабку водопроникність і водовіддачу, низьку доступність ґрунтової вологи рослинам. Це солонці і солонцюваті ґрунти. За наявності у ҐВК в складі обмінних катіонів значної кількості H^{+} або Al^{3+} колоїди легко руйнуються в результаті кислотного гідролізу, такі ґрунти погано оструктурені.

Співвідношення обмінних катіонів у ґрунтово-вбирному комплексі слугує не тільки характеристикою для визначення й уточнення генезису ґрунтів, а й для проведення заходів з поліпшення меліоративного стану ґрунтів. Тому визначення складу обмінних катіонів ґрунтів є обов'язковим для їхнього пізнання і практичного використання.

10.1. Визначення суми увібраних основ за Каппеном-Гільковіцем

Метод базується на обробці ґрунту чітко визначеною кількістю 0,1 н розчину HCl. При взаємодії HCl з ґрунтом катіони гідрогену соляної кислоти витісняють з ҐВК обмінні катіони (Ca^{2+}, Mg^{2+} та ін.) і стають на їхнє місце в еквівалентній кількості.

Хід виконання роботи

На квадрантних терезах ВЛТК–500 зважують 10 г повітряно-сухого ґрунту, просіяного через сито, діаметр отворів якого – 1 мм. Переносять цей ґрунт у колбу місткістю 250 мл і наливають за допомогою циліндра або бюретки 50 мл 0,1 н розчину соляної кислоти (точно встановленого титру). Суспензію збовтують протягом години на ротаторі, після чого її залишають на 24 години у спокої (при орієнтовних визначеннях достатньо збовтувати протягом хвилини і залишити у спокої на 5 хвилин).

Після закінчення вказаного строку вміст колби перемішують і відфільтровують, збираючи фільтрат у чисту колбу. Якщо перші порції фільтрату витікають каламутні, необхідно їх знову відфільтрувати. Після закінчення фільтрування відбирають піпеткою 25 мл фільтрату і переносять у колбу об'ємом 100–150 мл. Ставлять колбу на електричну плиту або газову горілку з азбестовою сіткою і кип'ятять розчин 2–3 хвилини для виділення CO_2. Потім у гарячий розчин додають 2–3 краплі фенолфталеїну і відтитровують 0,1 н розчином гідроксиду Натрію (NaOH) або Калію (KOH) до появи блідо-рожевого кольору, що не зникає протягом хвилини після перемішування розчину у колбі.

Водночас проводять холосте визначення, титруючи 25 мл 0,1 н розчину HCl 0,1 н розчином NaOH або KOH. Визначають кількість лугу, витрачену на титрування, і обчислюють суму обмінних основ у ммоль на 100 г ґрунту за формулою:

$$S = \frac{(a \cdot N_{HCl} - b \cdot N_{NaOH}) \cdot V \cdot 100}{c \cdot V_1} \cdot K,$$

де S – сума увібраних основ, ммоль на 100 г ґрунту;

a – об'єм 0,1 н розчину гідроксиду Натрію, витраченого на холосте титрування соляної кислоти, мл;

N_{HCl} – нормальність соляної кислоти;

b – об'єм 0,1 н розчину гідроксиду Натрію, витраченого на титрування соляної кислоти, при визначенні суми вбирних основ, мл;

N_{NaOH} – нормальність лугу;

V – об'єм 0,1 н розчину соляної кислоти (50 мл);

V_1 – об'єм відібраного для титрування фільтрату (25 мл);

100 – множник перерахунку на 100 г ґрунту;

c – наважка повітряно-сухого ґрунту, г;

K – коефіцієнт гігроскопічності.

За даними таблиці 10.2 оцінюють суму ввібраних основ у ґрунтах.

Таблиця 10.2

Оцінка ґрунтів за сумою ввібраних основ

Сума вбирних основ	К-сть ммоль на 100 г ґрунту
Дуже низька	≤ 5,0
Низька	5,1–10,0
Середня	10,1–15,0
Підвищена	15,1–20,0
Висока	20,1–30,0
Дуже висока	> 30,0

Обладнання та реактиви: терези ВЛТК–500; електрична плитка або газова горілка з азбестовою сіткою; щипці з гумовими наконечниками; шпатель; колби на 250 та 100–150 мл; мірний циліндр або бюретка; скляна лійка; складчасті фільтри; піпетка; 0;1 н розчин соляної кислоти (HCl); 0;1 н розчин гідроксиду Натрію (NaOH); крапельниця із фенолфталеїном.

10.2. Визначення ступеня насичення ґрунтів основами

За ступенем насичення можна дізнатися, яку частину всіх вбирних катіонів складають вбирні основи. Виражають його у відсотках. При ступені насичення менше 100 % ґрунт зачислюють до групи ненасичених основами.

Визначають ступінь насичення основами за формулою:

$$V = \frac{S}{S + H} \cdot 100\%,$$

де S – сума обмінних основ, ммоль на 100 г ґрунту;

H – гідролітична кислотність, ммоль на 100 г ґрунту;

$S+H$ – ємність вбирання кислих ґрунтів, ммоль на 100 г ґрунту;

100 – коефіцієнт перерахунку у відсотки.

За даними таблиці 10.3 оцінюють ступінь насичення ґрунтів основами.

Таблиця 10.3

Групування ґрунтів за ступенем насичення основами

Ступінь насичення ґрунтів основами	%
Дуже низький	≤ 30,0
Низький	30,1–50,0
Середній	50,1–70,0
Підвищений	70,1–90,0
Високий	> 90,0

Визначати ступінь насичення основами необхідно для встановлення потреби ґрунту у вапнуванні і розрахунку дози вапна.

10.3. Визначення потреби ґрунту у вапнуванні. Розрахунок дози вапна

Для визначення потреби ґрунту у вапнуванні необхідно мати такі дані: гідролітичну кислотність, pH сольової витяжки, ступінь насичення основами, гранулометричний склад.

Окрім цих показників, ураховують також чутливість до кислотності вирощуваних культур.

Потребу ґрунту у вапнуванні можна встановити за величиною pH сольової витяжки, знаючи, що:

1. Ґрунт сильно потребує вапнування, якщо $pH_{KCl} = 4,5$.
2. Ґрунт середньо потребує вапнування, якщо $pH_{KCl} = 4,5–5,0$.
3. Ґрунт слабо потребує вапнування, якщо $pH_{KCl} = 5,1–5,5$.
4. Ґрунт не потребує вапнування, якщо $pH_{KCl} = 5,5$.

Після встановлення потреби ґрунту у вапнуванні за величиною гідролітичної кислотності обчислюють дозу вапна для нейтралізації кислотності. Розраховують за формулою:

$$CaCO_3\,(\text{т/га}) = \frac{H \cdot 10 \cdot 50 \cdot 3000000}{1000000000} = 1,5 \cdot H,$$

де H – гідролітична кислотність, ммоль на 100 г ґрунту;

10 – коефіцієнт для перерахунку 100 г в кг;

50 – коефіцієнт для перерахунку ммоль у мг $CaCO_3$;

3 000 000 – маса гектара орного шару ґрунту потужністю у 20 см, кг;

1 000 000 000 – коефіцієнт перерахунку міліграмів $CaCO_3$ у тонни.

За однакових значень кислотності легкі ґрунти менше потребують вапнування, ніж важкі (табл. 10.4).

Таблиця 10.4

Орієнтовні норми внесення вапна (т/га) залежно від pH і гранулометричного складу ґрунту

Гранулометричний склад ґрунтів	Значення pH сольового розчину						
	≤ 4,0	4,1–4,5	4,6	4,7–4,8	4,9–5,0	5,1–5,5	5,6–5,7
Піщані і зв'язнопіщані	4,0	3,5	2,5	2,0	1,5	1,0	0,5
Супіщані	4,5	3,5	3,0	2,5	2,0	1,5	1,0
Легкосуглинкові	5,5	4,5	4,0	3,5	3,0	2,5	2,0
Середньосуглинкові	6,0	6,0	5,5	5,0	4,5	4,0	3,0

10.4. Визначення ємності катіонного обміну методом Є. В. Бобко, Д. Л. Аскіназі у модифікації П. Г. Грабарова, З. А. Уварової

Ємність катіонного обміну (ЄКО) визначають гравіметричним методом. Кількість введеного у ҐВК катіона-витискувача визначають за масою осаду $BaSO_4$, одержаного після осадження іонів Ba^{2+} у кислому середовищі сульфатною кислотою, та прожарювання за t° – 600–700°C.

Хід виконання роботи

Наважку 5–10 г ґрунту (дрібнозему) насипають у фарфорову чашку або склянку та обробляють 1 % розчином HCl до повного руйнування карбонатів. Розчин декантують через щільний беззольний фільтр, затрачаючи на руйнування карбонатів приблизно 150–200 мл вказаного розчину хлоридної кислоти. Повне руйнування карбонатів перевіряють пробою на Ca^{2+} у фільтраті, що стікає безпосередньо з лійки (проба з оксалатом амонію).

Після руйнування карбонатів ґрунт обробляють буферним розчином $BaCl_2$ (pH 6,5), поступово насичуючи його Барієм безпосередньо на фільтрі. Насичення здійснюють доти, доки колір проби фільтрату від додавання бромтимолового синього не відрізнятиметься від кольору цього ж індикатора у пробі вихідного розчину $BaCl_2$, тобто до pH 6,5–6,6. Зазвичай, для повного насичення Барієм 5 г ґрунту необхідно витратити 300–400 мл буферного розчину $BaCl_2$. Після введення кожної порції 20–25 мл буферного розчину вміст склянки перемішують скляною паличкою упродовж 5 хв.

Після насичення дистильованою водою відмивають надлишок $BaCl_2$, механічно затриманий ґрунтом. Відмивання здійснюють до втрати реакції на Cl^- (проба на Cl^- – з 10 % $AgNO_3$). Якщо під час промивання водою фільтрат починає мутніти (від ґрунтових колоїдів), ґрунт промивають 88–96 % розчином етилового спирту (C_2H_5OH).

Увібраний Барій витісняють з ґрунту підігрітим (до 40°C) 0,1 н розчином HCl до втрати реакції на Ba^{2+} (проба з 10 % розчином H_2SO_4).

Фільтрат збирають у склянку ємністю 400–500 мл. Якщо кількість фільтрату значно перевищує 200 мл, то його випарюють до вказаного об'єму на водяній бані. Надлишок HCl нейтралізують 10 % розчином аміаку, виключаючи повну нейтралізацію, і в кислому розчині осаджують Ba^{2+} сульфатною кислотою (H_2SO_4). З цією метою розчин доводять до кипіння і доливають при помішуванні 5–20 мл гарячого 10 % H_2SO_4. Після чого розчин необхідно прокип'ятити протягом 1–2 хв. Осаду дають відстоятися на водяній бані (залишають на 8–10 год або на добу), відфільтровують осад через щільний беззольний фільтр, відмивають від надлишку H_2SO_4 гарячою дистильованою водою, підкислюють 10 % розчином HCl, підсушують і прожарюють $BaSO_4$ за температури не вище 700–750°. Тривалість першого прожарювання 30 хв, другого – 20 хв.

Масу прожареного осаду $BaSO_4$ множать на 0,588 (для перерахунку на Ba^{2+}), перераховують на 100 г сухого ґрунту і множать на коефіцієнт 14,495, щоб виразити вміст Ba^{2+} в м-екв.

Результати записують у таблицю 10.5.

Таблиця 10.5

Визначення ємності катіонного обміну ґрунту

Наважка повітряно-сухого ґрунту (дрібнозему), г	Коефіцієнт перерахунку осаду $BaSO_4$ на Ba^{2+}	Коефіцієнт перерахунку вмісту Ba^{2+} в м-екв.	Коефіцієнт перерахунку %-го вмісту Ba^{2+} на сухий ґрунт (коефіцієнт гігроскопічності)	Вага прожареного осаду $BaSO_4$ після другого прожарювання, г
5,0	0,588	14,495	$K = \frac{100}{100 - W\%}$	m_{BaSO_4}

Ємність вбирання, або катіонного обміну (ЄКО) обчислюють у м-екв/100 г ґрунту за формулою:

$$\text{ЄКО} = \frac{m_{BaSO_4} \cdot 0,588 \cdot 100 \cdot K \cdot 14,495}{m_{гр}},$$

де m_{BaSO4} – маса прожареного осаду $BaSO_4$ після другого прожарювання, г;

$m_{гр}$ – наважка повітряно-сухого ґрунту, г;

0,588 – коефіцієнт перерахунку осаду $BaSO_4$ на Ba^{2+};

100 – коефіцієнт перерахунку на 100 г ґрунту;

14,495 – коефіцієнт перерахунку вмісту Ba^{2+} в м-екв;

K – коефіцієнт гігроскопічності.

10.5. Визначення ємності катіонного обміну методом Є. В. Бобко, Д. Л. Аскіназі у модифікації ЦІНАО

ЄКО визначають титриметричним методом. Кількість введеного у ҐВК катіона-витискувача визначають за різницею між кількістю мілімоль еквівалентів доданої до ґрунту H_2SO_4 і кількістю мілімоль-еквівалентів цієї кислоти, що залишилась після взаємодії з ґрунтом.

Хід виконання роботи

Перед аналізом ґрунту необхідно провести попередні дослідження на вміст карбонатів за допомогою 10 % розчину хлоридної кислоти. При потребі їх зруйнувати – 0,05 н HCl до повного витіснення з ґрунту Кальцію. З цією метою здійснюють контрольні заміри фільтрату в присутності оксалату амонію. Потім ґрунт насичують буферною сумішшю $BaCl_2 – Ba(CH_3COO)_2$, залишки іонів барію вимивають дистильованою водою, як вказано у пункті 10.4.

Фільтрат з ґрунтом після промивання дистильованою водою залишають на ніч для підсихання, щоб вміст вологи в ґрунті не вплинув на концентрацію H_2SO_4, яку вносять. Потім фільтр з ґрунтом поміщають в мірну колбу і доливають 100 мл титрованого 0,05 н розчину H_2SO_4. Упродовж 5 хв вміст колби збовтують і фільтрують через щільний складчастий фільтр у колбу.

З одержаного фільтрату відбирають 20 мл аліквоти, переносять у хімічну склянку об'ємом 100 мл та титрують 0,1 н розчином гідроксиду натрію до слабкомалинового забарвлення, яке не зникає впродовж 1 хв.

Результати оформляють у вигляді таблиці 10.6.

Таблиця 10.6

Визначення ємності катіонного обміну ґрунту

Наважка повітряно-сухого ґрунту (дрібнозему), г	Об'єм 0,05 н H_2SO_4		Об'єм 0,1 н NaOH, використаний на титрування аліквоти фільтрату	ЄКО, ммоль-екв / 100 г ґрунту
	введений до ґрунту	взятий для титрування		
5,0	100	20	8	

Ємність катіонного обміну розраховують у ммоль-екв/100 г ґрунту за формулою:

$$ЄКО = \frac{(V_{H_2SO_4} \cdot C_{H_2SO_4} - V_{NaOH} \cdot C_{NaOH}) \cdot V_{вит} \cdot 100}{V_{ал} \cdot m_{гр}},$$

де $V_{H_2SO_4}$ – об'єм 0,05 н H_2SO_4, введений до ґрунту, мл;

$C_{H_2SO_4}$ – концентрація сульфатної кислоти, моль-екв/л;

V_{NaOH} – об'єм 0,1 н NaOH, використаний на титрування аліквоти фільтрату, мл;

C_{NaOH} – концентрація натрій гідроксиду, моль-екв/л;

$V_{вит}$ – об'єм кислотної витяжки, приготовленої з 0,05 н H_2SO_4, мл;

$V_{ал}$ – об'єм аліквоти кислотної витяжки, взятої для титрування, мл;

100 – коефіцієнт перерахунку на 100 г ґрунту;

$m_{гр}$ – маса ґрунту, взятого для дослідження, г.

Обладнання та реактиви: фільтр; піпетка на 5–10 мл; конічні колби на 250–500 мл; хімічна склянка на 100 мл; технохімічні терези; фарфоровий тигель; буферна суміш $BaCl_2$ – $Ba(CH_3COO)_2$ з pH=6,5; 1 % розчин HCl; 1,0 н розчин HCl; 10 % розчин HCl; 10 % розчин H_2SO_4; 10 % розчин CH_3COONH_4.

Контрольні запитання і завдання до розділу:

1. *Що таке вбирна здатність ґрунту?*
2. *Дайте визначення поняття "ґрунтовий вбирний комплекс".*
3. *Які виділяють види вбирної здатності ґрунтів?*
4. *Які найпоширеніші катіони в ґрунтах Ви знаєте?*
5. *Дайте визначення поняття "ємність катіонного обміну" і якими методами її визначають?*
6. *Який склад увібраних катіонів у різних типах ґрунтів?*
7. *Як розраховувати дозу вапна для різних ґрунтів і від чого вона залежить?*
8. *Якими методами можна визначити ємність катіонного обміну?*

Завдання для самостійної роботи:

1. *Назвіть типи ґрунтів, у яких переважають катіони Na^+ і Ca^{2+}.*
2. *Охарактеризуйте властивості ґрунтів, насичених і ненасичених кальцієм.*
3. *Наведіть приклади ґрунтів, у яких ступінь насичення ґрунтів основами є низьким і високим.*
4. *Охарактеризуйте географічні закономірності потреби ґрунтів у вапні в межах території України.*
5. *Етапи визначення катіонного обміну в карбонатних і некарбонатних ґрунтах.*

Література:

1. Агрохимические методы исследования почв. – М. : Изд-во МГУ, 1975. – 656 с.
2. Воробьева Л. А. Химический анализ почв / Л. А. Воробьева. – М. : Изд-во МГУ, 1998. – 272 с.
3. Гедройц К. К. Избранные сочинения / К. К. Гедройц. – Т. 1–3. – М., 1955. – 570 с.; 616 с.; 560 с.
4. Геннадиев А. Н. География почв с основами почвоведения / А. Н. Геннадиев, М. А. Глазовская. – М. : Высш. шк., 2005. – 461 с.
5. Горбунов Н. И. Минералогия и физическая химия почв / Н. И. Горбунов. – М., 1974.

6. Карпачевский Л. О. Экологическое почвоведение / Л. О. Карпачевский. – М. : ГЕОС, 2005. – 336 с.
7. Орлов Д. С. Химия почв / Д. С. Орлов, Н. И. Садовникова, Н. И. Суханова. – М. : Высш. шк., 2005. – 558 с.
8. Пинский Д. Л. Ионообменные процессы в почвах / Д. Л. Пинский. – Пущино, 1997. – 116 с.
9. Ремезов Н. П. Почвенные коллоиды и поглотительная способность почв / Н. М. Ремезов. – М. : Наука, 1957. – 285 с.
10. Соколова Т. А. Сорбционные свойства почв. Адсорбция. Катионный обмен : учебное пособие по некоторым главам химии почв / Т. А. Соколова, С. Я. Трофимов. – М. : Университетская книга, 2009. – 172 с.

Розділ 11

ВИЗНАЧЕННЯ ВМІСТУ ВУГЛЕКИСЛОГО ГАЗУ ҐРУНТОВИХ КАРБОНАТІВ

Солі карбонової кислоти – карбонати і бікарбонати – присутні у багатьох ґрунтах у формі новоутворень і включень різного генезису та ступеня розчинності.

У ґрунтах з промивним типом водного режиму карбонати трапляються тільки у формі залишкових утворень (у вигляді уламків вихідної ґрунтотворної породи; аморфних продуктів вивітрювання у вигляді борошнистої карбонатної присипки). Карбонати у формі новоутворень хімічного походження (зокрема, псевдоміцелію) найчастіше проявляються в темно-сірих опідзолених ґрунтах та опідзолених і типових чорноземах, а у формі білозірки – у чорноземах звичайних і південних. У заплавних ґрунтах карбонати наявні у формі прошарків вапнякових туфів різної потужності, які сформувалися унаслідок виходу на поверхню ґрунтових вод підвищеної твердості. У ґрунтах аридних зон із характерним для них непромивним, періодично промивним та випітним типами водного режиму карбонати присутні повсюдно і найчастіше з поверхні.

Вміст вуглекислого газу (оксиду карбону IV) карбонатів у верхніх горизонтах ґрунтів коливається в межах 0,09–6,67 %. Вниз по ґрунтовому профілю кількість CO_2 карбонатів збільшується та сягає 10 % і більше. Накопичення карбонатів у нижніх горизонтах ґрунтів пов’язане із

їхнім вмістом у ґрунтотворній породі. У верхньому горизонті накопичення вуглекислого газу зумовлено не тільки карбонатністю породи, але й життєдіяльністю нижчих і вищих рослин.

Карбонати ґрунту доволі різноманітні, проте здебільшого вони складаються з кальциту ($CaCO_3$), арагоніту, що має ідентичний склад, і доломіту ($CaMg(CO_3)_2$). Магнезит ($MgCO_3$), сидерит ($FeCO_3$) та інші солі карбонатної кислоти трапляються зрідка.

Вміст і розподіл карбонатів у профілі ґрунту використовують як діагностичні показники у класифікації ґрунтів. Від вмісту карбонатів залежать хімічні і фізичні властивості ґрунтів, їхня родючість та меліоративні особливості. Здебільшого наявність карбонатів позитивно впливає на ґрунтотворення і родючість ґрунту. Помірний вміст карбонатів кальцію (≤15 %) сприяє формуванню добре вираженої грубошпаруватої структури, забезпечує стійку буферність, зумовлює наближену до нейтральної (або слабколужної) реакцію ґрунтового розчину тощо. Високий рівень накопичення карбонатів кальцію (≥15 %), зазвичай, погіршує водно-фізичні, фізико-механічні, загальні фізичні та фізико-хімічні властивості ґрунтів.

Що стосується відношення сільськогосподарських рослин, то воно – неоднозначне. Для більшості культур $CaCO_3$ у межах 5–15 % сприятливий, за вищого вмісту – значно зменшується рухомість більшості мікроелементів, заліза та магнію, що призводить до захворювання рослин хлорозом.

На фоні високого вмісту $CaCO_3$ у ґрунті проявлення хлорозу спричиняють:

- понижена температура та підвищена вологість ґрунту і повітря;
- ущільнення ґрунту і підґрунтя, яке порушує газообмін та аерацію, ускладнює ріст коренів;
- наявність солонцюватості та легкорозчинних солей;
- близьке залягання рівня мінералізованих підґрунтових вод та коливання їхнього дзеркала.

Визначення вуглекислоти ґрунтових карбонатів дає змогу встановити ступінь карбонатності ґрунтів і обчислити вміст у ґрунті карбонату Кальцію.

Методи визначення карбонатів базуються, передусім, на вимірюванні маси, об'єму або кількості речовини діоксиду карбону, який виділяється під час розкладання карбонатів. Зазвичай, у ґрунті визначають загальний вміст карбонатів, проте розроблено прийоми для індивідуального визначення карбонатів кальцію і карбонатів магнію.

У сучасній аналітичній хімії ґрунтів застосовують: гравіметричні, титриметричні (ацидиметричні та алкаліметричні), газоволюмометричні й манометричні методи визначення карбонатів.

Карбокислоту в карбонатних ґрунтах визначають гравіметричним, титриметричним методами. Гравіметричний метод використовують для ґрунтів з малим вмістом карбонатів. Метод ґрунтується на вимірюванні зменшення маси зразків карбонатного ґрунту при взаємодії з кислотою. Титриметричний метод характеризується простотою та швидкістю, його використовують для масових досліджень. Різновидами титриметричного методу є ацидиметричний та газоволюметричний (метод Гейслера-Максим'юк). Карбонати руйнують хлоридною кислотою, проте результат фіксують різними способами: в ацидиметричному методі надлишок кислоти титрують лугом, в газоволюметричному методі об'єм витісненого з карбонатів CO_2 визначають за рівнем водяного стовпа в герметично закритій посудині.

В Україні для визначення CO_2 карбонатів ґрунту найчастіше застосовують титриметричні і газоволюметричні методи.

Визначення CO_2 карбонатів ґрунту на кальциметрі методом Гейслера-Максим'юк

Метод Гейслера-Максим'юк ґрунтується на об'ємному визначенні діоксиду карбону (CO_2) карбонатів, який виділяється внаслідок руйнування карбонатів кислотою.

Для руйнування карбонатів використовують 10 % хлоридну кислоту. Інші кислоти (наприклад, H_2SO_4 і H_3PO_4) непридатні для цього: з Кальцієм вони утворюють малорозчинні сполуки $CaSO_4$ і $Ca_3(PO_4)_2$, які огортають ґрунтові карбонати плівкою і затрудняють цілковите їхнє розкладення.

Руйнування карбонатів кислотою HCl відбувається за такою схемою:

$$CaCO_3 + 2HCl = CaCl_2 + H_2O + CO_2\uparrow.$$

Виконуючи масові аналізи визначення CO_2 карбонатів, користуються приладом – кальциметром (рис. 11.1). Найвідомішим є кальциметр Гейслера-Максим'юк.

Будова кальциметра. Прилад складається з таких частин: скляного бутля *А* ємністю 0,5 або 0,25 л з каучуковим корком, через який у бутель опущено скляний кінець трубки *Б,* з'єднаної з каучуковою трубкою і триходовим скляним краном *Е*, що має дві вертикальні скляні трубки *В* і *Г,* розширені у верхній частині. Одна з них – *В* – градуйована. Трубки *В* і *Г* з'єднані також знизу каучуковою трубкою, в яку вставлений трійник. Від трійника відходить каучукова трубка з затискачем, приєднана до тубуса скляного бутля *Д* ємністю 1 л. Усередині бутля *А* знаходиться припаяна скляна трубка *Ж*.

Увесь прилад змонтовано на дерев'яному штативі з двома поличками. На верхню поличку поміщають на деякий час бутель *Д*.

Триходовий кран *Е* (деталі будови схематично подані зверху, зліва на рис. 11.1) дає змогу градуйовану трубку *В* сполучати або з

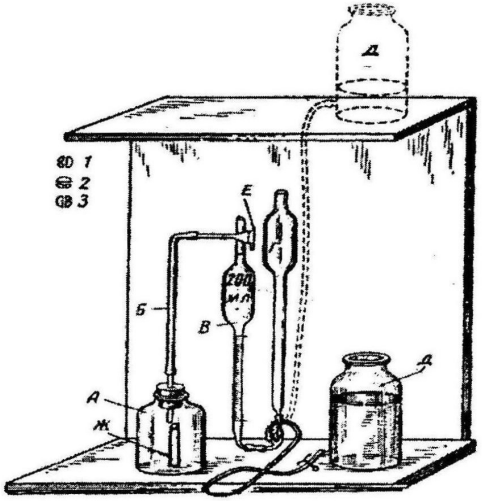


Рис. 11.1. Будова кальциметра

бутлем *А* (положення крана показано цифрою 2*),* або з атмосферним повітрям (цифра 3*),* або з бутлем і атмосферним повітрям одночасно (цифра 1).

Принцип роботи кальциметра Гейслера-Максим'юк полягає у вимірюванні додаткового тиску у закритій системі, який створюється унаслідок виділення діоксиду карбону (CO_2) упродовж взаємодії наважки ґрунту з 10% хлоридною кислотою. Величину додаткового тиску вимірюють за висотою водяного стовпа в U-подібній скляній трубці. Кількісні показники додаткового тиску визначають за емпіричною шкалою, побудованою на основі попереднього експериментального визначення різних величин тиску, за умови аналізу різних наважок хімічно чистого і абсолютно сухого $CaCO_3$.

Експериментально встановлено, що 1,773 мг виділеного діоксиду карбону (CO_2) на кальциметрі Гейслера-Максим'юк зумовлює до підняття (у лівій частині) та опускання (у правій частині) водяного стовпа в U-подібній скляній трубці на 1 мл.

Залежно від характеру морфологічного прояву і тривалості закипання ґрунту (на контролі) від 2–3 крапель 10 % розчину хлоридної кислоти, розмір наважки повітряно-сухого ґрунту (дрібнозему) змінюється (табл. 11.1). За цими даними можна також визначити наближений кількісний вміст карбонатів.

Таблиця 11.1

Визначення величини наважки ґрунту для визначення CO_2 карбонатів

Закипання	Вміст $CaCO_3$, %	Величина наважки, г
1. Дуже сильне (бурхливе)	> 10	0,5–1,0
2. Сильне і довготривале	5–10	1,0–1,5
3. Помітне, але короткотривале	4–3	1,5–2,0
4. Слабке і короткочасне	3–2	2,0–3,0
5. Дуже слабке і малопомітне	< 1	> 5,0

Хід виконання роботи

На терезах ВЛТК–500 зважують 1 г повітряно-сухого ґрунту, просіяного через сито, діаметр отворів якого – 1 мм. Наважку ґрунту

обережно переносять на дно бутля *А* так, щоб ґрунт не потрапив у скляну трубку, припаяну до дна бутля. Для цього найкраще зважити ґрунт у пробірці, з якої потім перенести всю наважку в бутель.

У скляну трубку, що розміщена на дні бутля, обережно з бюретки або піпеткою наливають 10 мл 10 % розчину HCl. Після цього бутель закривають корком. Рівень води в трубках *Г* і *В* необхідно встановити на однаковій висоті (на нуль). Триходовий кран повертають до положення 1, бутель *Д* з водою піднімають на верхню поличку і відкривають затискач. Як тільки рівень води в трубці *В* досягне нульової поділки, затискач закривають, а триходовий кран переводять у положення 2.

Бутель *А* перевертають так, щоб уся кислота, що знаходиться у скляній трубці *Ж,* опинилась на дні бутля і змочила ґрунт. Соляна кислота енергійно реагує з карбонатами ґрунту; вуглекислий газ, який виділяється, збирається у верхній частині трубки *В.* Вода в ній опускається і переходить у трубку *Г.* Тоді знімають бутель *Д* з верхньої полички та ставлять його на нижню, послаблюють затискач, доки вода в трубках *В* і *Г* знову опиниться на одному рівні. В результаті цього знову виникає однаковий атмосферний тиск над рідиною в обох трубках. Затискач закривають.

Вміст бутля *А* струшують. Нова порція CO_2, що виділиться, опустить рівень води в трубці *В*. Послаблюючи затискач вдруге, чекають доти, доки тиск в обох трубках вирівняється, закривають затискач. Такі дії повторюють доти, доки рівень води в трубці *В* залишатиметься незмінним. Об'єм CO_2 становитиме кількість мілілітрів над водою у трубці *В.* Триходовий кран повертають у положення 3. Фіксують температуру і тиск.

Вміст CO_2 у ґрунті визначають за формулою:

$$CO_2 = \frac{a \cdot 100 \cdot K}{c},$$

де CO_2 – вміст вуглекислого газу ґрунтових карбонатів, %;
а – вага визначеного об'єму CO_2, г;
с – наважка повітряно-сухого ґрунту, г;
К – коефіцієнт гігроскопічності ґрунту;
100 – множник перерахунку у відсотки.

Таблиця 11.2

Вага 1 мл CO_2 (у міліграмах) залежно від температури повітря і тиску

t, °C	Покази барометра (мм рт. ст.)												
	742	744,5	747	749	751	753,5	756	758	760	762,5	765
28	1,778	1,784	1,791	1,797	1,804	1,810	1,817	1,823	1,828	1,833	1,837
27	1,784	1,790	1,797	1,803	1,810	1,816	1,823	1,829	1,834	1,839	1,843
26	1,791	1,797	1,803	1,809	1,816	1,822	1,829	1,835	1,840	1,845	1,849
25	1,797	1,803	1,810	1,816	1,823	1,829	1,836	1,842	1,847	1,852	1,856
24	1,803	1,809	1,816	1,822	1,829	1,835	1,842	1,848	1,853	1,858	1,862
23	1,809	1,815	1,822	1,828	1,835	1,841	1,848	1,854	1,859	1,864	1,868
22	1,815	1,821	1,828	1,834	1,841	1,847	1,854	1,860	1,865	1,870	1,875
21	1,822	1,828	1,835	1,841	1,848	1,854	1,861	1,867	1,872	1,877	1,882
20	1,828	1,834	1,841	1,847	1,854	1,860	1,867	1,873	1,878	1,883	1,888
19	1,834	1,840	1,847	1,853	1,860	1,866	1,873	1,879	1,884	1,889	1,894
18	1,840	1,846	1,853	1,859	1,866	1,872	1,879	1,885	1,890	1,895	1,900
17	1,846	1,853	1,860	1,866	1,873	1,879	1,886	1,892	1,897	1,902	1,907
16	1,853	1,859	1,866	1,873	1,879	1,886	1,892	1,898	1,903	1,908	1,913
15	1,859	1,865	1,872	1,879	1,886	1,892	1,899	1,905	1,910	1,915	1,920
14	1,865	1,872	1,878	1,885	1,892	1,899	1,906	1,912	1,917	1,922	1,927
13	1,872	1,878	1,885	1,892	1,899	1,906	1,913	1,919	1,924	1,929	1,934
12	1,878	1,885	1,892	1,899	1,906	1,912	1,919	1,925	1,930	1,935	1,940
11	1,885	1,892	1,899	1,906	1,913	1,919	1,926	1,932	1,937	1,942	1,947
10	1,892	1,899	1,906	1,913	1,920	1,926	1,933	1,939	1,944	1,949	1,954

Для того, щоб визначити вагу встановленого об'єму CO_2 (*a*), треба в таблиці 11.2 знайти вагу мілілітра визначеного об'єму CO_2 при температурі і тиску, що були під час аналізу. На цю величину множать об'єм виділеного вуглекислого газу, отримане число ділять на 1000 (для переведення міліграмів у грами). Результатом цих обчислень буде величина *a*.

Якщо потрібно знати не тільки вміст CO_2 карбонатів, але й загальну кількість карбонатів Кальцію, тоді відсотковий вміст CO_2 множать на коефіцієнт 2,274, що є відношенням молекулярних мас:

$$2,274 = \frac{Mr(CaCO_3)}{Mr(CO_2)}.$$

$$CaCO_3 = \frac{a \cdot 2,274 \cdot 100 \cdot K}{c}.$$

Обладнання та реактиви: квадрантні терези ВЛТК–500; кальциметр; пробірка; бюретка або піпетка; барометр; термометр; 10 % розчин HCl.

Контрольні запитання і завдання до розділу:

1. *У яких формах поширені карбонати у ґрунтах?*
2. *Охарактеризуйте розподіл CO_2 карбонатів по профілю ґрунтів.*
3. *На які властивості ґрунтів і як саме впливає наявність карбонатів у ґрунтовому профілі?*
4. *Якими методами можна визначити наявність у ґрунті карбонатів?*
5. *Охарактеризуйте принцип роботи кальциметра.*
6. *Як розрахувати загальну кількість карбонатів Кальцію, маючи відсотковий вміст CO_2?*

Завдання для самостійної роботи:

1. *Охарактеризуйте географічні закономірності поширення карбонатних ґрунтів у межах території України.*
2. *Назвіть типи ґрунтів, у яких спостерігають високий вміст карбонатів Кальцію по профілю ґрунтів, а також ґрунти, у яких вони відсутні.*

3. *Охарактеризуйте схему утворення карбонатів у різних природних зонах, а також умови їхнього руйнування.*
4. *Ацидиметричний і газоволюметричний методи визначення ґрунтових карбонатів, їх перетерези та недоліки.*

Література:

1. Воробьева Л. А. Химический анализ почв / Л. А. Воробьева. – М. : Изд-во МГУ, 1998. – 272 с.
2. Гагарина Э. И. Опыт изучения выветривания обломков карбонатных пород в почве / Э. И. Гагарина // Почвоведение. – 1968. – № 9. – С. 117–126.
3. Гедройц К. К. Избранные сочинения / К. К. Гедройц. – Т. 1–3. – М., 1955. – 570 с.; 616 с.; 560 с.
4. Геннадиев А. Н. География почв с основами почвоведения / А. Н. Геннадиев, М. А. Глазовская. – М. : Высш. шк., 2005. – 461 с.
5. Горбунов Н. И. Минералогия и физическая химия почв / Н. И. Горбунов. – М., 1974.
6. Кудрин С. А. О методике определения в почвах карбонатов кальция и магния / С. А. Кудрин // Почвоведение. – 1938. – № 9. – С. 1191–1194.
7. Орлов Д. С. Химия почв / Д. С. Орлов, Н. И. Садовникова, Н. И. Суханова. – М. : Высш. шк., 2005. – 558 с.
8. Пинский Д. Л. Ионообменные процессы в почвах / Д. Л. Пинский. – Пущино, 1997. – 116 с.
9. Соколова Т. А. Почвенная кислотность. Кислотно-основная буферность почв / Т. А. Соколова, И. И. Толпешта, С. Я. Трофимов. – М. : Изд-во Моск. ун-та, 2007. – 96 с.

Розділ 12

ҐРУНТОВИЙ РОЗЧИН

Рідка фаза, або ґрунтовий розчин, є найрухомішою, наймінливішою і водночас найактивнішою частиною ґрунту. Ґрунтовий розчин відіграє значну роль у ґрунтотворних процесах. У ньому, або за його участю, відбуваються процеси руйнування і синтезу органічних речовин, вторинних мінералів, утворення органо-мінеральних сполук. З переміщенням рідкої фази пов'язане переміщення по ґрунтовому профілю продуктів вивітрювання і ґрунтотворення. Рідка фаза є безпосереднім джерелом води і поживних речовин для рослин та мікроорганізмів.

Сьогодні вивчають ґрунтовий розчин трьома способами:

1) без попереднього його виділення;

2) дослідженням виділеного ґрунтового розчину;

3) за допомогою водних витяжок.

Метод водних витяжок полягає в тому, що ґрунт обробляють водою в тому чи іншому співвідношенні (1:3, 1:5, 1:10 і т. д.); після перемішування суспензії протягом деякого часу проводять фільтрування, фільтрат піддають аналізу. Водні витяжки значно відрізняються від природного ґрунтового розчину як за концентрацією окремих компонентів, так і за загальною кількістю добутих з ґрунту речовин. Вода, взаємодіючи з ґрунтом, по-різному впливає на нього. До головних видів впливу води на ґрунтові сполуки при отриманні водних витяжок належать розчинення і гідроліз. Водна витяжка не дає правдивої картини про вміст у ґрунтовому розчині таких компонентів, розчинність яких пов'язана зі складом газової фази чи окисно-відновними умовами. Проте для вирішення окремих питань цей метод повністю придатний. До них насамперед належить вміст у ґрунті легкорозчинних і середньорозчинних солей і їхні концентрації за різних станів вологи. Для незасолених ґрунтів дослідження водних витяжок дає змогу простежити за динамікою реакції середовища (pH), аміаку, нітратів, нітритів, Кальцію, Калію, фосфорної кислоти, розчинних органічних речовин і т. д. Ще більшого значення набуває вивчення водної витяжки із засолених і солонцюватих ґрунтів, що дає змогу встановити придатність цих ґрунтів для сільськогосподарських культур і передбачити заходи з їхнього поліпшення.

Склад і концентрація ґрунтового розчину є результатом багатьох процесів: біологічних, фізико-хімічних, хімічних і фізичних, що відбуваються у ґрунті в тісній залежності від його температури, вологи та аерації. У незасолених ґрунтах концентрація ґрунтового розчину незначна і не перевищує одного чи кількох грамів на літр, у засолених ґрунтах – висока і сягає кількох десятків і навіть сотень грамів на літр.

Рідка фаза ґрунту містить у розчинному чи колоїдно-розчинному стані низку мінеральних і органо-мінеральних речовин.

До найважливіших ***аніонів*** ґрунтового розчину належать: HCO_3^-, NO_3^-, NO_2^-, Cl^-, SO_4^{2-}, $H_2PO_4^-$, HPO_4^{2-}. Значна їхня кількість має важливе значення для живлення рослин.

Аніон HCO_3^- разом з аніоном NO_3^- становить у незасолених ґрунтах основну масу аніонів ґрунтового розчину. Кількість HCO_3^- сильно варіює, залежно від інтенсивності процесів окиснення органічних речовин й утворення оксиду карбону (IV) (життєдіяльність мікроорганізмів, дихання кореневої системи рослин). У карбонатних ґрунтах концентрація цього аніона постійно є високою завдяки розчинності карбонатів.

Аніон NO_3^- з'являється у ґрунті в результаті біологічного процесу нітрифікації, пов'язаного з життєдіяльністю певної групи мікроорганізмів, і полягає в окисненні аміаку спочатку до нітритів, а потім – до нітратів.

Аніон NO_2^- є продуктом життєдіяльності нітритних бактерій, які рідко трапляються у ґрунті в значних кількостях, оскільки за сприятливих умов він швидко окиснюється нітратними бактеріями до NO_3^-. Накопичення NO_2^- у ґрунті свідчить про несприятливі зміни у величині pH чи в аерації.

Вміст аніона Cl^- у ґрунтовому розчині незасолених ґрунтів незначний, тому що його солі добре розчинні й вимиваються за межі профілю.

Йон SO_4^{2-} з'являється у ґрунтовому розчині завдяки розчинності сульфатів (гіпсу). H_2S, що утворюється при гнитті органічних решток, окиснюється під впливом сіркобактерій до H_2SO_4. У ґрунтовому розчині незасолених ґрунтів йони SO_4^{2-} наявні в кількостях, що не перевищують 20–40 мг на 1 кг ґрунту.

Фосфат-йони є важливими для розвитку рослин. У ґрунтовому розчині їхній вміст незначний – 1–2 мг P_2O_5 на 1 л, що пояснюють незначною розчинністю ґрунтових фосфатів.

Серед ***катіонів*** у ґрунтовому розчині наявні: Ca^{2+}, Mg^{2+}, Na^+, K^+, NH_4^+, H^+.

Вміст Кальцію у ґрунтовому розчині змінюється у зв'язку зі зміною кількості аніонів: чим більше в ґрунті утворюється H_2CO_3 і HNO_3, тим більшу кількість Ca^{2+} витісняє Гідроген із увібраного стану в розчин.

Вміст катіонів Na^+ і K^+ у ґрунтовому розчині незасолених ґрунтів незначний, порівняно з двовалентними катіонами.

Катіон NH_4^+, що вивільняється при розкладенні азотовмісних органічних речовин, зазвичай наявний у ґрунтах у незначній кількості, оскільки його швидко використовують бактерії-нітрифікатори. Проте в умовах, несприятливих для нітрифікації (низька температура, недостатня аерація, кисла реакція), відзначається накопичення NH_4^+ у ґрунтовому розчині.

У засолених ґрунтах вміст йонів Mg^{2+} і Na^+ може сягати значних кількостей.

Виявлено, що зі зміною вологості змінюється співвідношення між дво- і одновалентними катіонами: чим вища вологість ґрунту, тим менше двовалентних і більше одновалентних катіонів у ґрунтовому розчині.

У дуже кислих ґрунтах у значних кількостях наявні йони Al^{3+} і Fe^{3+}. У мізерних кількостях у ґрунтових розчинах можуть бути катіони мікроелементів (Mn^{2+}, Zn^{2+}, Cu^{2+}, Co^{2+} та ін.).

12.1. Приготування водної витяжки

Оскільки доведення ґрунту до повітряно-сухого стану спричиняє помітні зміни у складі його водорозчинних речовин, найкраще готувати водну витяжку зі свіжих ґрунтових зразків (щойно привезених з поля, які ще містять польову вологу). Дистильована вода, яку використовуватимуть для приготування витяжки, має бути без вуглекислого газу. Цього досягають шляхом кип'ятіння дистильованої води. Якщо у водній витяжці визначатимуть аміак, то вода має бути попередньо вивільнена від цієї речовини.

Хід виконання роботи

Найчастіше для приготування витяжки використовують ґрунт і воду у співвідношенні 1:5. На квадрантних терезах ВЛТК–500 зважують 50 г грунту (якщо ґрунт повітряно-сухий, то використовують дрібнозем), через лійку переносять його в конічну колбу ємністю 500 мл і додають 250 мл дистильованої води. Закривши колбу корком, збовтують її протягом трьох хвилин, отриману суспензію фільтрують через сухий щільний беззольний складчастий фільтр у колбу ємністю 300 мл.

Щоб уникнути прориву фільтра, суспензію доливають за допомогою скляної палички, направляючи струмінь не на дно, а на стінку фільтра. Необхідно перенести на фільтр якомога більше ґрунту. Навіть найщільніші фільтри пропускають найбільш тонкі дисперсні тверді часточки, і фільтрат часто є мутним, що робить його непридатним для аналізу. Такі фільтрати необхідно ще раз фільтрувати.

12.2. Якісний аналіз водної витяжки ґрунту

12.2.1. Аніони ґрунтового розчину

Дослід 1. Якісне визначення хлорид-аніонів (Cl^-).

Відміряти 5 мл фільтрату, помістити його у пробірку.

Додати три краплі 10 % розчину нітратної кислоти HNO_3 і три-чотири краплі 0,1 н розчину нітрату Аргентуму $AgNO_3$.

За наявності йонів хлору утвориться білий осад за схемою:

$$NaCl + AgNO_3 = NaNO_3 + AgCl\downarrow.$$

Дослід 2. Якісне визначення сульфат-аніонів (SO_4^{2-}).

Відміряти 5 мл фільтрату, помістити його у пробірку.

Додати 2 краплі 10 % розчину HCl і 10 крапель 25 % розчину $BaCl_2$, перемішати.

За наявності аніонів сульфату спостерігатимемо опалесценцію, або білий осад, що утвориться за схемою:

$$Na_2SO_4 + BaCl_2 = 2NaCl + BaSO_4\downarrow.$$

Дослід 3. Якісне визначення нітрат-аніонів (NO_3^-).

Відміряти 5 мл фільтрату, помістити його у пробірку.

Додати три-чотири краплі дифеніламіну в сульфатній кислоті.

Спостерігати за зміною забарвлення розчину. За наявності нітрат-аніонів з'явиться синє забарвлення на межі поділу двох фаз.

Дослід 4. Якісне визначення нітрит-аніонів (NO_2^-).

Відміряти 5 мл фільтрату, помістити його у пробірку.

Додати реактив Грісса (на кінчику шпателя).

Нагріти пробірку з розчином до температури 70°С, помістивши її у заздалегідь нагріту воду.

Якщо наявний нітрит-аніон, витяжка набуває рожевого забарвлення.

12.2.2. Катіони ґрунтового розчину

Дослід 5. Якісне визначення катіона амонію (NH_4^+).

Відміряти 5 мл фільтрату, помістити його у пробірку.

Додати 5 крапель 50 % розчину сегнетової солі та 0,5 крапель реактиву Несслера.

Жовте забарвлення, помутніння або випадання жовто-коричневого осаду свідчить про наявність йону амонію у водній витяжці.

Дослід 6. Якісне визначення катіонів Кальцію (Ca^{2+}).

Відміряти 5 мл фільтрату, помістити його у пробірку.

Додати 1–2 краплі 10 % розчину CH_3COOH.

Додати 2–3 краплі 4 % розчину оксалату амонію $(NH_4)_2C_2O_4$.

Розчин у пробірці перемішати і підігріти на полум'ї.

За наявності Кальцію з'являється опалесценція, або осад, за схемою:

$$CaCl_2 + (NH_4)_2C_2O_4 = CaC_2O_4\downarrow + 2NH_4Cl.$$

Дослід 7. Якісне визначення катіонів Магнію (Mg^{2+}).

Відміряти 5 мл фільтрату, помістити його у пробірку.

Додати 2–3 краплі 2 % розчину HCl.

Додати 2–3 краплі розчину Na_2HPO_4.

Додати 3–4 краплі розведеного розчину NH_4OH, перемішати скляною паличкою.

Поява помутніння або осаду $MgNH_4PO_4$ свідчить про наявність у витяжці катіонів Магнію.

Результати спостережень записати у таблицю 12.1.

Таблиця 12.1

Результати дослідження якісного аналізу водної витяжки ґрунту

Cl^-	SO_4^{2-}	NO_3^-	NO_2^-	NH_4^+	Ca^{2+}	Mg^{2+}

Наявність у водній витяжці певного йона позначають знаком “+”, відсутність – знаком “-”. Яскравість забарвлення чи інтенсивність опалесценції можна позначати різною кількістю знаків (“++”, “+++”). Наприклад, якщо після додавання відповідних реактивів до розчину на момент спостереження у пробірці з’являється ледь помітне забарвлення чи лише слабка опалесценція, то такий стан позначають одним знаком “+”. Якщо забарвлення розчину інтенсивніше, або сильніша опалесценція чи випадає осад – двома чи трьома знаками “+”.

Крім знаків “+” і “-” словами описують те, що спостерігають.

Обладнання та реактиви: терези ВЛТК–500; газова горілка або електрична плитка; колби конічні на 500 мл і 300 мл; складчасті фільтри; лійка; мірний циліндр на 250 мл; пробірки на 10 мл; скляна паличка; 10 % розчин HNO_3; 0;1 н розчин $AgNO_3$; 2 % і 10 % розчин HCl; 5 % розчин $BaCl_2$; дифеніламін у сірчаній кислоті; реактив Грісса; 4 % розчин $(NH_4)_2C_2O_4$; 50 % розчин сегнетової солі; реактив Неслера; розведений розчин NH_4OH.

12.3. Визначення сухого залишку

Загальний вміст розчинних сполук у водній витяжці з ґрунту називають *сухим залишком*. Його визначають, випарюючи фільтрат у фарфоровій чашці на водяній бані. Прожарюванням можна розділити сухий залишок на мінеральний та органічний (останній визначають за різницею).

Хід виконання роботи

Готують водну витяжку ґрунту (приготування описано у підрозділі 12.1).

У прожарену фарфорову чашку ємністю близько 50 мл за допомогою піпетки наливають 25–50 мл фільтрату, ставлять на водяну баню і випарюють. Цю процедуру повторюють стільки разів, щоб у сумі було використано фільтрат об’ємом 100, 200 або 250 мл (залежно від вмісту розчинних речовин у ґрунті). Коли випарується остання долита порція фільтрату, дно чашки обтирають фільтрувальним папером, чашку поміщають у сушильну шафу і висушують її вміст протягом 3–4 год при температурі 100–105°С. Охолодивши чашку в ексикаторі, зважують її на аналітичних терезах.

Вміст *сухого залишку* подають у відсотках до терези абсолютно сухого ґрунту:

$$X = \frac{(a-b)\cdot V\cdot 100}{c\cdot V_1}\cdot K,$$

де X – вміст сухого залишку, %;
a – вага чашки з сухим залишком, г;
b – вага порожньої чашки, г;
V – об’єм води, взятої для приготування витяжки, мл;
V_1 – об’єм фільтрату, взятого для випарювання, мл;
100 – множник перерахунку результатів у відсотки;
K – коефіцієнт гігроскопічності;
c – наважка повітряно-сухого ґрунту.

12.3.1. Визначення мінерального залишку

Якщо вміст чашки після зважування озолити і прожарити, то втрата від прожарювання дасть вміст у витяжці органічних речовин, а залишок у чашці – мінеральних речовин.

Озолення і прожарювання найзручніше проводити в електричному муфелі. Для того, щоб попередити втрати Сульфуру, Фосфору, Калію та інших зольних елементів, температура прожарювання не має перевищувати 525°С. Прожарюють 20–30 хвилин, охолоджують в ексикаторі та зважують на аналітичних терезах. Повторне прожарювання здійснюють до встановлення постійної терези. Вміст *мінерального залишку* обчислюють за формулою:

$$Z = \frac{(d-b)\cdot V\cdot 100}{c\cdot V_1}\cdot K,$$

де Z – вміст мінерального залишку, % до терези сухого ґрунту;
d – вага чашки з мінеральним осадом після прожарювання.
Інші позначення такі ж, як і в попередньому визначенні.

12.3.2. Обчислення органічного залишку

Різниця між вмістом сухого і мінерального залишків буде *органічним залишком,* тому його обчислюють за формулою:

$$Y = X - Z,$$

де Y – вміст органічного залишку, %;
X – вміст сухого залишку, %;
Z – вміст мінерального залишку, % до терези сухого ґрунту.

Обладнання та реактиви: аналітичні терези; муфельна піч; сушильна шафа; водяна баня; фарфорова чашка на 50 мл; піпетка на 50 мл; ексикатор; щипці з гумовими наконечниками; колби конічні на 500 мл і 300 мл; складчасті фільтри; лійка; мірний циліндр на 250 мл; шпатель; дистильована вода без CO_2; ґрунт.

Контрольні запитання і завдання до розділу:

1. *Які способи сьогодні застосовують для вивчення ґрунтового розчину?*
2. *Дайте визначення поняття "ґрунтовий вбирний комплекс".*
3. *Як приготувати водну витяжку ґрунту?*
4. *Назвіть найважливіші аніони і катіони ґрунтового розчину.*
5. *Що називають сухим залишком?*
6. *Як розрахувати вміст органічного залишку?*

Завдання для самостійної роботи:

1. *Охарактеризуйте властивості ґрунтів, які залежать від складу вбирних катіонів у ҐВК.*
2. *Назвіть показники, які характеризують катіонообмінні властивості ґрунтів.*
3. *Перелічіть критерії, які є визначальними при складанні упорядкованого ряду катіонів.*

Література:

1. Агрохимические методы исследования почв. – М. : Изд-во МГУ, 1975. – 656 с.
2. Воробьева Л. А. Химический анализ почв / Л. А. Воробьева. – М. : Изд-во МГУ, 1998. – 272 с.
3. Гедройц К. К. Избранные сочинения / К. К. Гедройц. – Т. 1–3. – М., 1955. – 570 с.; 616 с.; 560 с.
4. Орлов Д. С. Химия почв / Д. С. Орлов, Н. И. Садовникова, Н. И. Суханова. – М. : Высш. шк., 2005. – 558 с.
5. Пинский Д. Л. Ионообменные процессы в почвах / Д. Л. Пинский. – Пущино, 1997. – 116 с.
6. Растворова О. Г. Химический анализ почв / О. Г. Растворова, Д. П. Андреев, Э. И. Гагарина и др. – СПб. : Изд-во СПб ГУ, 1995. – 263 с.

Розділ 13

ОРГАНІЧНИЙ НІТРОГЕН ҐРУНТУ

Нітроген – дуже важливий елемент живлення рослин, отож загальний запас його в ґрунті є показником потенційної родючості. Валовий вміст Нітрогену у верхніх горизонтах ґрунтів коливається в межах 0,10–0,85 %. Вниз по профілю його кількість зменшується. Акумулювання Нітрогену в цілинних ґрунтах зумовлене його надходженням з атмосферними опадами і шляхом азотфіксації. В гумусових горизонтах значна частина Нітрогену входить до складу органічних сполук, на частку мінеральних форм припадає 1–3 % загального вмісту Нітрогену. В нижніх горизонтах ґрунтів вміст органічного Нітрогену знижується, часто за рахунок фіксованого амонію. Найдоступніші для рослин є мінеральні форми Нітрогену (амонійний, нітратний, нітритний). Вони представлені переважно водорозчинними солями, тому легко переміщуються по профілю.

Вміст Нітрогену в гумусі для всіх ґрунтів, окрім каштанових, сіроземів і червоноземів, дорівнює приблизно 5 % (1/20 від вмісту гумусу). В каштанових ґрунтах і сіроземах відсоток Нітрогену підвищується до 6–8 %, в червоноземах знижується до 3 %. У ґрунтах відзначається певне співвідношення C:N, яке є показником збагачення гумусу Нітрогеном.

Оскільки вміст у ґрунті мінерального Нітрогену, тобто Нітрогену амонійних солей, нітратів і нітритів, незначний, вміст органічного Нітрогену приймають як загальний його

вміст. Валовий Нітроген ґрунту визначають за методом К'єльдаля, мікрохромовим методом Тюріна, методом Голуб'єва та мікродифузним методом Конвея.

13.1. Визначення вмісту валового Нітрогену в ґрунті мікродифузним методом Конвея

Хід виконання роботи

У конічну колбу ємністю 100–150 мл поміщають 0,3–2 г ґрунту. Додають на кінчику шпателя каталізатор – селен, перемішують з ґрунтом і доливають 5 мл H_2SO_4 конц. Перемішують ґрунт з кислотою, закривають колбу лійкою, ставлять на електроплитку у витяжній шафі та доводять до кипіння.

Вміст колби кип'ятять протягом 10 хв, стежачи за тим, щоб кипіння не було бурхливим і проходило без розбризкування. Суспензію дещо охолоджують і краплями додають 30 мл безаміачної дистильованої води та 20 мл 0,5 н розчину $KMnO_4$, постійно перемішуючи суспензію. Після цього суспензію кип'ятять ще 10 хв.

Для того, щоб перевірити повноту згоряння гумусу, в колбу додають насичений розчин щавлевої кислоти до розчинення оксидів Марганцю, що випав в осад. Якщо згоряння відбулося повністю, розчин буде прозорим і безбарвним, а мінеральна частина залишиться на дні колби у вигляді білого піску. В іншому випадку спалювання необхідно провести заново, зменшивши наважку ґрунту.

Амоній, що утворився в розчині, визначають за мікродифузним методом Конвея. Для цього вміст конічної колби переносять в мірну колбу ємністю 100 мл, доводять безаміачною дистильованою водою до позначки, ретельно перемішують та залишають стояти до просвітління суспензії.

З колби беруть 10 мл розчину і поміщають у периферійну частину чашки Конвея. Цього можна досягти, нахиливши чашку в момент наливання досліджуваного розчину. За інший бік перегородки наливають 4–8 мл 40 % розчину NaOH.

У центральну частину чашки з мікробюретки доливають 2–3 мл 0,02 н розчину H_2SO_4 і додають краплю змішаного індикатора Гроака.

Закривають чашку пришліфованою кришкою, змащеною вазеліном, надають їй горизонтального положення та обережно змішують луг із досліджуваним розчином легким круговим рухом. Залишають чашку стояти 6–8 годин при кімнатній температурі (краще залишити на ніч). За цей час відбувається дифузія аміаку з досліджуваного розчину в титровану сірчану кислоту.

Залишок сірчаної кислоти у центральній частині чашки відтитровують 0,02 н розчином NaOH (з мікробюретки) до зміни фіолетово-червоного кольору індикатора на зелений. За аналогічних умов проводять контрольний дослід на чистоту реактивів. Отримані результати використовують для обчислення вмісту Нітрогену в ґрунтах.

$$N = \frac{a \cdot 0{,}02 \cdot 100 \cdot 14 \cdot 100 \cdot K}{10 \cdot c} = \frac{280 \cdot a \cdot K}{c},$$

де N – вміст валового Нітрогену, мг на 100 г ґрунту;
a – об'єм розчину NaOH, витраченого на титрування, мл;
0,02 – нормальність NaOH;
100 – загальний об'єм суспензії, мл;
14 – еквівалент Нітрогену;
100 – коефіцієнт перерахунку на 100 г ґрунту;
K – коефіцієнт гігроскопічності ґрунту;
10 – об'єм суспензії, що відбирається у чашку Конвея, мл;
c – наважка ґрунту, г.

Обладнання та реактиви: селен; H_2SO_4 конц.; 0;5 н $KMnO_4$; насичений розчин щавлевої кислоти; 40 % розчин NaOH; 0;02 н H_2SO_4; 0;02 н NaOH; змішаний індикатор Гроака; конічна колба ємністю 100–150 мл; мірна колба ємністю 100 мл; піпетка на 10 мл; мікробюретка; чашка Конвея; електроплитка; ґрунт.

13.2. Визначення загального вмісту Нітрогену в ґрунті методом К'єльдаля

Метод К'єльдаля базується на спаленні органічної частини ґрунту концентрованою сірчаною кислотою. Нітроген органічної речовини у цьому випадку переходить в аміак і утримується кислотою у вигляді сірчанокислого амонію.

Хід виконання роботи

На аналітичних терезах беруть наважку ґрунту 1–5 г (залежно від можливого вмісту Нітрогену), відібрану зі спеціально підготовленої аналітичної проби, і переносять у колбу К'єльдаля місткістю 250 мм. Для того, щоб уникнути забруднення горловини колби, наважку ґрунту беруть у пробірку, а з пробірки переносять у колбу К'єльдаля за допомогою гумової трубки. Трубку одягають на запаяний кінець пробірки і, утримуючи її вертикально, переміщають майже на дно колби. Після цього колбу з пробіркою перевертають догори дном та обережно висипають наважку на дно колби. У колбу додають 0,1 г порошку металічного селену і 8 г суміші сульфату калію та сульфату міді. Сюди ж, за допомогою мірного циліндра, приливають 10 мл концентрованої H_2SO_4 (питома вага 1,83–1,84 г/см^3).

Вміст колби обережно перемішують коловими рухами доти, доки весь ґрунт не буде рівномірно змочений кислотою. Колбу закривають скляним затвором і ставлять у нахиленому положенні на нагрівальний пристрій для озолення органічної речовини. Озолення сульфатною кислотою відбувається у витяжній шафі. Суміш у колбі нагрівають неквапливо та обов'язково часто перемішують, аж до початку її закипання.

Після закипання і знебарвлення розчину озолення продовжують декілька годин (переважно 3–5 год, інколи більше). Завершують озолення тоді, коли охолоджений до кімнатної температури розчин над осадом буде безбарвним або зафарбованим у блакитний колір від наявності Купруму. Водночас проводять контрольний дослід для врахування Нітрогену, наявного у вигляді домішок у реактивах.

Відгонка і титриметричне визначення аміаку. Нітроген, що міститься у сульфаті амонію, після його виділення у вигляді NH_3 визначають титриметричним методом. Аміак утворюється унаслідок взаємодії сульфату амонію з NaOH за реакцією:

$$(NH_4)_2SO_4 + 2NaOH \rightarrow 2NH_3 + 2H_2O + Na_2SO_4.$$

Для відгонки аміаку використовують дистиляційні апарати різних модифікацій. Одну із найпростіших дослідних установок зображено на рис. 13.1. Досліджуваний розчин переносять у дистиляційну колбу і сюди ж приливають розчин NaOH. Вміст колби нагрівають до кипіння з метою відгонки аміаку в приймач. Аналізуючи ґрунт, для вбирання аміаку найчастіше використовують титровані розчини сульфатної або борної кислот.

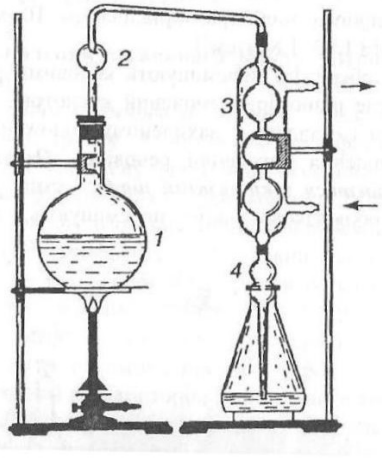


Рис. 13.1. Дослідна установка для відгонки аміаку:

1 – дистиляційна колба; 2 – уловлювач крапель; 3 – холодильник; 4 – трубка з двома кулеподібними розширеннями

За умови використання титрованого розчину сульфатної кислоти для вбирання аміаку застосовують метод зворотнього титрування. Сутність методу полягає у тому, що кількість кислоти, еквівалентну вмісту утвореного при розкладанні наважки ґрунту аміаку (NH_3), обчислюють за різницею між кількістю мілімолей еквівалентів H_2SO_4, взятою для вбирання аміаку, і кількістю мілімолей еквівалентів H_2SO_4, визначеною у процесі титрування після вбирання аміаку.

Для вбирання аміаку використовують також титрований розчин борної кислоти. Унаслідок взаємодії аміаку з борною кислотою утворюється борат амонію:

$$NH_3 + H_3BO_3 = NH_4^+ + H_2BO_3^-.$$

Після відгонки аміаку у розчині для вбирання присутні H_3BO_3, NH_4^+ і $H_2BO_3^-$. Іон амонію і H_3BO_3 проявляють властивості слабких кислот. Оскільки константи кислотності цих компонентів доволі малі, їх не можна визначити прямим титруванням з використанням лугу. Водночас константа основності борат-іона дає змогу визначати його за умови використання розчину сульфатної кислоти:

$$H_2BO_3^- + H^+ \rightarrow H_3BO_3.$$

За кількістю сульфатної кислоти, витраченої на титрування, обчислюють вміст N – NH_4^+ у досліджуваному розчині (1 мл 0,02 H_2SO_4 відповідає 0,28 мг N).

В охолоджений до кімнатної температури розчин у колбі К'єльдаля обережно (по стінках), невеликими порціями, приливають 10–15 мл дистильованої води і ретельно перемішують його. Розчин разом із осадом, за винятком мінеральних частинок (наприклад, піску), кількісно переносять у термостійку колбу для дистиляції. Колбу К'єльдаля і скляний затвор декілька разів промивають дистильованою водою. Загальний об'єм розчину в колбі для дистиляції повинен становити близько 400 мл.

Після цього необхідно приготувати конічну колбу-приймач для вбирання аміаку місткістю 250 мл, у яку за допомогою бюретки приливають 20,00 мл 0,02 н розчину H_2SO_4 та додають декілька крапель індикатора Гроака або метилового червоного. Колбу-приймач встановлюють на підставку так, щоб кінець скляної трубки з кулеподібним розширенням був занурений у рідину (див. рис. 13.1).

У колбу з досліджуваним розчином, яку обов'язково тримають у нахиленому положенні, обережно (по стінці) приливають 40 мл 40 % розчину NaOH, не допускаючи швидкого перемішування. Після цього до досліджуваного розчину додають 4–5 крапель спиртового розчину фенолфталеїну, кладуть невеликий шматок скла, гранульованого цинку або скляні капіляри для рівномірного кипіння рідини. Колбу приєднують до дослідної установки, щільно закриваючи корком. Вміст колби ретельно перемішують швидкими коловими рухами до суцільного (на всю товщину) фіолетового забарвлення розчину, що вказує на встановлення у ньому лужної реакції. Недостатньо повне перемішування може зумовити до локального перегрівання рідини на дні колби, бурхливого закипання і навіть вибуху.

Відразу після перемішування колбу нагрівають і доводять досліджуваний розчин до кипіння. Кип'ятіння рідини у колбі має бути рівномірним і не бурхливим. Пара, що виділяється впродовж кип'ятіння рідини, містить NH_3, надходить у холодильник і конденсується. Далі конденсат за температури 25°С надходить у колбу-приймач, де NH_3 вбирається 0,02 н розчином H_2SO_4. Коли об'єм розчину у колбі-приймачі збільшиться до 100–150 мл, дистиляцію продовжують, тримаючи скляну трубку з кулеподібним розширенням на 1–2 см вище рівня розчину. Закінчують відгонку NH_3 тоді, коли об'єм дистиляту у колбі-приймачі сягатиме 300–400 мл. Повноту відгонки аміаку перевіряють за допомогою додавання однієї краплі реактиву Неслера до 2–3 мл розчину дистиляту і дистильованої води, одержаного унаслідок ополіскування скляної трубки холодильника. Якщо забарвлення дистиляту не змінюється, відгонку припиняють.

Титрування розчину у колбі-приймачі проводять 0,02 н розчином NaOH. За кількістю зв'язаної з аміаком сульфатної кислоти визначають вміст Нітрогену у ґрунті. Обчислення здійснюють за формулою:

$$N,\% = \frac{(V_1 \cdot C_1 - (V_2 - V_3) \cdot C_2) \cdot 0,014 \cdot 100}{m_{\text{гр}} \cdot K_w},$$

де V_1 – об'єм 0,02 н розчину сульфатної кислоти, використаної для вбирання аміаку, мл;

C_1 – молярна концентрація еквівалентів сульфатної кислоти (1/2 H_2SO_4), ммоль/мл;

V_2 – об'єм 0,02 н розчину NaOH, витрачений на титрування сульфатної кислоти, що не прореагувала з аміаком, мл;

V_3 – об'єм 0,02 н розчину NaOH, витрачений на титрування контрольного досліду, мл;

C_2 – молярна концентрація NaOH, ммоль/мл;

$m_{\text{гр}}$ – наважка ґрунту, г;

0,014 – молярна маса Нітрогену, г/ммоль;

K_w – коефіцієнт перерахунку на масу сухого ґрунту.

Якщо для вбирання аміаку використовують титрований розчин борної кислоти, у колбу-приймач приливають 10 мл 4 %-го розчину H_3BO_3 і 10 мл дистильованої води та додають 2 краплі індикатора Гроака або метилового червоного.

Колбу-приймач з розчином борної кислоти приєднують до дослідної установки для відгонки аміаку і проводять аналіз аналогічно, як у випадку використання для вбирання аміаку сульфатної кислоти.

Обчислюють вміст Нітрогену за формулою:

$$N,\% = \frac{(V - V_1) \cdot C \cdot 0,014 \cdot 100}{m_{\text{гр}} \cdot K_w},$$

де V – об'єм 0,02 н розчину сульфатної кислоти, витрачений на титрування борат-йонів, мл;

V_1 – об'єм 0,02 н розчину сульфатної кислоти, витрачений на титрування борат-йонів у контрольному досліді, мл;

C – молярна концентрація еквівалентів сульфатної кислоти, ммоль/л;

$m_{\text{гр}}$ – наважка ґрунту, г;

0,014 – молярна маса Нітрогену, г/ммоль;

K_w – коефіцієнт перерахунку на масу сухого ґрунту.

Результати лабораторної роботи оформляють у таблицю 13.1.

Таблиця 13.1

Визначення загального вмісту Нітрогену

№ проби	Наважка ґрунту, г	Об'єм H_2SO_4, узятий для озолення, мл	H_2SO_4		NaOH		*N*, % на сухий ґрунт

Обладнання та реактиви: аналітичні терези ВЛР–200; колби К'єльдаля на 250 мл; дослідна установка для відгонки аміаку; нагрівальний пристрій; скляні затвори; конічні колби на 250 мл; бюретка на 250 мл; скло; крапельниця; концентрована сульфатна кислота; 10 н розчин NaOH; 2 % розчин H_3BO_3; індикатор Гроака; 0,01 н розчин H_2SO_4; 0,02 н розчин NaOH.

Контрольні запитання і завдання до розділу:

1. *Чим зумовлене акумулювання Нітрогену в ґрунтах?*
2. *Охарактеризуйте розподіл по профілю ґрунтів вмісту Нітрогену.*
3. *Які форми Нітрогену є найдоступнішими для рослин?*
4. *Якими методами можна визначити вміст валового Нітрогену в ґрунті?*
5. *Охарактеризуйте суть методу К'єльдаля.*
6. *У вигляді яких сполук Нітроген присутній в продуктах розкладу ґрунтів при використанні методу К'єльдаля?*

Завдання для самостійної роботи:

1. *Охарактеризуйте потреби сільськогосподарських культур у Нітрогені.*
2. *Фракції Нітрогену в ґрунті.*
3. *Мобілізація Нітрогену і її значення.*
4. *Охарактеризуйте вміст і запаси Нітрогену в орному горизонті різних типів ґрунтів.*

Література:

1. Агрохимические методы исследования почв. – М. : Изд-во МГУ, 1975. – 656 с.
2. Воробьева Л. А. Химический анализ почв / Л. А. Воробьева. – М. : Изд-во МГУ, 1998. – 272 с.
3. Гедройц К. К. Избранные сочинения / К. К. Гедройц. – Т. 1–3. – М., 1955. – 570 с.; 616 с.; 560 с.
4. Орлов Д. С. Химия почв / Д. С. Орлов, Н. И. Садовникова, Н. И. Суханова. – М. : Высш. шк., 2005. – 558 с.
5. Пинский Д. Л. Ионообменные процессы в почвах / Д. Л. Пинский. – Пущино, 1997. – 116 с.
6. Растворова О. Г. Химический анализ почв / О. Г. Растворова, Д. П. Андреев, Э. И. Гагарина и др. – СПб. : Изд-во СПб ГУ, 1995. – 263 с.

Розділ 14

МОРФОЛОГІЧНІ ОЗНАКИ ҐРУНТІВ

Морфологія ґрунтів – особливий розділ ґрунтознавства, який характеризується власним предметом і методами дослідження. Морфологія ґрунтів лежить в основі їхньої діагностики та класифікації. Лише на основі дослідження морфології ґрунтів можливо отримати обґрунтоване уявлення про їхній склад, хімізм процесів, що в них відбуваються, режими, під дією яких розвивається ґрунтотворення.

У сучасному генетичному ґрунтознавстві однією з базових наукових концепцій є положення про те, що морфологія ґрунту – це концентроване відображення його генезису, історії розвитку. У морфологічних ознаках ґрунту, у будові його профілю відображено ті процеси, під впливом яких материнська породи з часом перетворюється у ґрунт.

Вивчення морфологічних ознак необхідне для визначення генетичних особливостей ґрунту та можливості дати повну назву ґрунту.

У результаті ґрунтотворення ґрунт набуває певних хімічних та фізичних властивостей, які відображаються у його зовнішньому вигляді. Ґрунт, як усяке природне тіло, характеризується певними зовнішніми або морфологічними ознаками. Ці ознаки доступні спостереженню та дослідженню. Базуючись на морфологічних ознаках, можна вести мову про процеси та режими, які діяли на ґрунт про-

тягом його формування, тобто можна визначити генезис цього ґрунту. Різні типи ґрунтів за сукупністю морфологічних ознак можливо відрізнити один від іншого.

До зовнішніх (морфологічних) ознак ґрунту належать: вологість, колір, структура, складення, новоутворення, включення, гранулометричний склад, скипання, будова і потужність. Існує детальніший перелік морфологічних ознак ґрунтів, однак вони характеризуються лише за спеціальних морфологічних досліджень.

Для вивчення морфологічних ознак ґрунтів користуються коробочними зразками, на яких вивчають перші вісім ознак. У ґрунтовому профілі ці ознаки вивчають у кожному горизонті. Будову і потужність досліджують у межах профілю загалом.

14.1. Вологість ґрунту

Вологість ґрунту визначають якісно перед вивченням його кольору. Це пояснюють тим, що інтенсивність темного забарвлення ґрунту залежить від ступеня зволоженості ґрунту: чим вологіший ґрунт, тим темніший у нього колір. У зв'язку з цим вирізняють такі категорії вологості ґрунту:

- сухий ґрунт – темніє при зволоженні і не світлішає при висиханні;
- свіжий ґрунт – темніє при зволоженні і світлішає при висиханні;
- вологий ґрунт – не темніє при зволоженні, світліє при висиханні;
- мокрий ґрунт – візуально спостерігається вода (плівки або краплі).

14.2. Колір ґрунту

У зв'язку із великим різноманіттям складових частин ґрунту та різним їхнім співвідношенням колір ґрунту коливається у широких межах.

Колір ґрунту в межах одного і того ж горизонту може бути суцільним (рівномірним і однорідним) або нерівномірним (плямистим і строкатим). Це пов'язано із наявністю ґрунтового скелету, ґрунтових новоутворень та включень, нерівномірним розподілом окремих речовин у ґрунтовій масі.

Головні сполуки, які зумовлюють колір окремих горизонтів:

1. Гумусові речовини – надають ґрунтам чорного, коричневого та певною мірою сірого відтінків різної інтенсивності.

2. Окисні сполуки заліза та марганцю – у значній кількості надають ґрунтам червоне та іржаве, а у незначній – жовтогаряче, жовте та інше забарвлення.

3. Закисні сполуки заліза – зумовлюють сизуваті, зеленкуваті та блакитні відтінки ґрунту.

4. Кремнезем, вуглекисле вапно, каолініт, гідроксид алюмінію та легкорозчинні солі (хлориди та сульфати) надають ґрунту білих та білуватих відтінків.

При визначенні забарвлення часто буває важко охарактеризувати його одним кольором, тому доводиться характеризувати його відтінок або ж називати проміжні кольори: "чорний із буруватим відтінком", "сірий із сизуватим відтінком", "коричнево-сірий".

У випадку строкатого забарвлення потрібно спочатку визначити забарвлення головного тону ґрунту, а потім колір плям. За детальних досліджень потрібно визначити колір ґрунту на зломі, на зрізі та при розтиранні, оскільки він при цьому може бути різним у зв'язку, наприклад, із різною гумусованістю зовнішньої та внутрішньої частини агрегатів.

У ґрунтознавстві для об'єктивного визначення забарвлення використовують трикутник-шкалу Манселла (див. вкл., фрагмент).

У таблицях Манселла забарвлення (*color*) характеризується трьома показниками: тоном або відтінком (*hue*); інтенсивністю забарвлення, або ступенем освітленості (*value*); і насиченістю тону ,або чистотою спектрального кольору (*chroma*). Відповідно, для характеристики забарвлення ґрунту використовують потрійний індекс 10YR 6/3, де 10YR означає тон, 6 – освітленість, 3 – чистота тону. Головними тонами визначено п'ять: червоний (R), жовтий (Y), зелений (G), синій (B) і фіолетовий (P); додаткових – також п'ять:

жовто-червоний (YR), зелено-жовтий (GY), синьо-зелений (BG), фіолетово-синій (PB) і червоно-фіолетовий (RP). У кожному головному і додатковому тонах вирізняють по десять градацій, що загалом дає сто тонів з відповідною нумерацією: 1R, 2R …, 10R; 1YR, 2YR…, 10YR; 1Y, 2Y…, 10Y тощо. Ступінь освітленості коливається від восьми для дуже світлого (10 – біле) до 2-х для дуже темного (1 – чорне) забарвлення. Чистоту тону також вимірюють цифрами від 1 (з дуже великою домішкою білого або чорного кольору) до 8 (для чистого, повного тону). Наприклад, для червоного тону 7,5R забарвлення: 7,5R 4/8 – червоне; 7,5R 7/1 – світло-червонувато-сіре; 7,5R 2/1 – червонувато-чорне тощо.

Нижче наведено порівняльну таблицю для кольорів ґрунтових горизонтів, які використовують у діагностиці ґрунтів України, і відповідні щодо них індекси шкали Манселла (табл. 14.1).

Таблиця 14.1

Порівняння традиційних ознак забарвлення ґрунтів і шкали Манселла

Забарвлення ґрунту	Індекси за Манселлом						
	10*YR*	2,5*YR*	5*YR*	7,5*YR*	10*YR*	2,5*Y*	5*Y*
Білий	–	–	8/1..2	8/1	8/1..2	8/1..2	8/1..2
Рожевувато-білий	–	–	–	8/2..3	–	–	–
Жовтий	–	–	8/6	8/6, 7/6	8/6	8/6, 7/6	8/6
Палевий, рожево-жовтий	–	8/3..4, 8/6..8	–	–	–	–	–
Світло-сірий	–	6/1, 5/1					
Темно-сірий	–	–	4/1				
Темно-сіро-бурий	–	–	–	–	4/2	4/2	–
Сіро-бурий	–	–	–	–	5/2	5/2	–
Бурий	–	–	–	4/2, 5/1	5/3	–	–
Темно-бурий	–	–	–	5/6	4/6	–	–
Коричневий	–	5/4, 4/4	–	–	–	–	–
Червоний	4/6, 3/1, 3/3		–	–	–	–	–
Чорний	2/0			–	2/0	3/0	3/3

Примітка. Прочерк – кольори і індекс не збігаються.

Колір ґрунту має велике агрономічне значення. Темнозабарвлений верхній горизонт свідчить про високу родючість ґрунту. Білувате забарвлення та борошнистість горизонту вказує на те, що ґрунти бідні гумусом і поживними сполуками і на те, що розвивається підзолистий процес ґрунтотворення. Блакитне або сизе забарвлення вказує на заболоченість ґрунту та необхідність проведення осушувальної меліорації.

Приклад запису у зошиті: номер зразка ґрунту – 25, глибина – 40–50 см, колір – жовто-бурий, нерівномірно забарвлений з окремими розпливчастими сизуватими плямами.

14.3. Структура ґрунту

Структурою ґрунту називають елементи-агрегати, на які він природно розпадається. Різні ґрунти у межах одного профілю і різні горизонти можуть мати неоднакову структуру.

Суттєвою ознакою при визначенні характеру структури ґрунту є ступінь її вираженості та однорідності. В одних ґрунтах структура виражена добре і представлена агрегатами однакової величини та форми, в інших – погано і неоднорідними агрегатами. У деяких ґрунтах профіль або окремі горизонти взагалі не мають структури і представлені масою піщаних, пилуватих та мулистих частинок, не з'єднаних в агрегати. Такі ґрунти називають безструктурними.

Залежно від особливостей агрегатів, їх класифікують за типами (або класами), родами та видами.

Типи (класи) ґрунтової структури вирізняють за формою агрегатів:

1. Тип кубоподібної структури. Він представлений агрегатами, рівномірно розвинутими по трьох взаємно перпендикулярних осях у вигляді куба. Тип кубоподібної структури, залежно від розмірів агрегатів та характеру обмежуючих граней і ребер, поділяють на роди: брилувата, грудкувата, горіхувата, зерниста, пилувата структура. Кожний рід за розмірами агрегатів, у свою чергу, поділяють на види. Наприклад, рід грудкуватої структури має такі види: грубогрудкувата, грудкувата та дрібногрудкувата.

Брилувата структура характерна найчастіше для глинистих ґрунтів, а також для глинистих горизонтів *B* і *C* деяких типів ґрунтів. Горіхувата структура характерна для ілювіальних горизонтів дерново-підзолистих та сірих лісових ґрунтів. Грудкувата та грудкувато-зерниста властива для гумусо-акумулятивних та перехідних горизонтів чорноземів, каштанових, дернових та інших ґрунтів.

2. Тип призмоподібної структури характеризується видовженістю структурних агрегатів у вертикальному напрямі. До цього типу зачислено призматичну та стовпчасту структури. Стовпчаста структура найчастіше властива для горизонту *B* у солонцях, а призматична простежується у змитих ґрунтах, наприклад, глеєсолодях.

3. Тип плитоподібної структури характеризується тим, що агрегати розвинуті переважно по двох горизонтальних осях і є коротші у вертикальному напрямі. Вирізняють такі види плитоподібної структури: плитчаста та луската. Така структура трапляється в елювіальному горизонті підзолистих ґрунтів, у такироподібних ґрунтах, у верхніх горизонтах солонцюватих ґрунтів.

Детальнішу характеристику типів та видів ґрунтової структури викладено в розділі 5 (таблиця 5.2).

Характеризуючи структуру, зазвичай, визначають не тип, а її вид. У природних умовах структура майже завжди буває змішаною із двох або трьох видів і тоді вона має таку, наприклад, назву: грудкувато-зерниста, зернисто-горіхувата, брилувато-горіхувато-зерниста і т. д. Останнє слово у назві означає кількісне переважання. В агрономічному відношенні найбільше цінують усі види зернистості, середньо- та дрібногоріхуватої і середньогрудкуватої структури.

Класифікуючи структуру того чи іншого горизонту, необхідно визначити, наскільки добре виражена його структурність. При цьому розрізняють:

а) ґрунти із чітко вираженою структурою, що характерно для суглинкових та глинистих різновидів;

б) ґрунти зі слабо або нечітко вираженою структурою;

в) безструктурні ґрунти – найчастіше супіщані та піщані, а іноді й глинисті.

Крім ступеня вираженості структури визначають ступінь однорідності за двома градаціями: однорідна та неоднорідна.

Важливою властивістю структури є ступінь її водостійкості, тобто стійкість проти розмивання її водою. Високу водостійкість мають зерниста та горіхувата форми структури, низьку – грудкувата структура; неводостійка – плитоподібна та призмоподібна структури.

Ознайомившись із таблицею класифікації, беруться до визначення структури коробочних зразків. Насамперед уважно розглядають зразок і вирішують питання про вираженість та однорідність структури. Далі визначають головний тип структури, а потім, уважно придивляючись до форми, характеру граней та ступеня вираженості, називають рід структури. Після цього на міліметровому папері вимірюють величину агрегатів і уточнюють назву на рівні виду.

Для визначення водостійкості структури декілька агрегатів кладуть у фарфорову чашку і наливають туди воду. Водостійкі агрегати тривалий час залишаються без змін, неводостійкі агрегати під дією води розпадаються на елементарні частинки піску, пилу, мулу.

Результати визначення структури ґрунту записують в зошит за таким прикладом: номер робочого зразка – № 2, глибина – 0–10 см, структура – горіхувато-грубозерниста, виражена добре, однорідна, водостійка.

14.4. Складення ґрунту

Складення ґрунту – це зовнішній вияв його щільності та тріщинуватості. Воно зумовлене розмірами, формою та взаємним розташуванням структурних агрегатів.

Характер складення залежить від гранулометричного складу та структури ґрунту, а також діяльності ґрунтової фауни та коріння рослин.

Складення визначають за ступенем щільності, характером шпар та тріщин між твердими і структурними агрегатами.

За ступенем щільності виділяють такі категорії складення:

- злите (дуже щільне);
- щільне;
- ущільнене;
- пухке;
- розсипчасте.

Злитим вважають таке складення, коли ґрунт дуже щільний, зцементований, шпар та проміжків між агрегатами немає, його важко копати лопатою. У свіжому стані від ножа залишається вузька блискуча риска. Злите складення характерне для безструктурних глинистих ґрунтів.

Щільне складення характеризується тим, що окремі агрегати щільно прилягають один до одного. Ґрунт важко копати лопатою, він розпадається на брили та грудкувато-горіхуваті агрегати. Риска від ножа нерівна, із надірваними краями. Таке складення спостерігають в ілювіальних горизонтах важких за гранулометричним складом ґрунтів.

Ущільнене складення – куски ґрунту порівняно легко розламати руками. Риска від ножа широка і розірвана.

Пухке складення характеризується таким взаємним розміщенням частинок і агрегатів, за якого добре помітні шпари, а ґрунтова маса легко розділяється на структурні або гранулометричні елементи. Ніж у ґрунт входить вільно. Це складення властиве верхнім горизонтам добре оструктурених ґрунтів.

Розсипчасте складення – ґрунтова маса не цементується, тобто частинки ґрунту не зв'язані між собою і в сухому стані сипучі. Таке складення трапляється у піщаних та супіщаних ґрунтах.

За ступенем шпаруватості вирізняють такі види складення:

1. Тонкопористе, тонкі канальця (розміри шпар діаметром 1 мм).
2. Пористе, тонкі канальця (1–3 мм).
3. Губчасте, заокруглені пустоти (3–5 мм).
4. Ніздрювате, заокруглені пустоти (5–10 мм).
5. Лункове, заокруглені пустоти (10 мм).
6. Канальчасте, циліндри (10–30 мм).
7. Трубчасте, циліндри (30 мм).

За характером тріщин між структурними агрегатами складення буває:

1. Тонкотріщинувате (ширина порожнин менша 3 мм).
2. Тріщинувате (3–10 мм).
3. Шпарувате (понад 10 мм).

Приклад запису: номер коробочного зразка – № 7, глибина – 10–20 см, складення пухке, шпарувате, тонкотріщинувате.

14.5. Новоутворення

Новоутвореннями називають оформлені (які мають певну форму) скупчення у ґрунтовій масі деяких речовин, які є результатом процесу ґрунтотворення.

Новоутворення вказують на ті умови, за яких формувався ґрунт, допомагають знайти генетичний зв'язок між окремими горизонтами та сприяють детальнішому визначенню генезису ґрунту.

Ґрунтові новоутворення доволі різноманітні за формою, забарвленням, хімічним складом та походженням. Окремо вирізняють новоутворення хімічної та біологічної природи.

14.5.1. Новоутворення хімічного походження

До цих новоутворень зачислено такі групи речовин:

1. Легкорозчинні солі (NaCl, Na_2SO_4, $MgCl_2$, $CaCl_2$, та ін.), мають білий колір, трапляються у вигляді вицвітів та кірки на поверхні ґрунту або у вигляді нальотів, прожилок, крупинок у товщі профілю. Вони характерні для засолених ґрунтів (солончаків та солонців).

2. Гіпс ($CaSO_4 \cdot 2H_2O$) – білого або жовтого кольору, трапляється у вигляді окремих прожилок, псевдоміцелію (густа сітка тонких прожилок), конкрецій (скупчення кристалів), іноді утворює кірку або вицвіти на поверхні ґрунту. Характерний для сіроземів, каштанових, бурих напівпустельних та засолених ґрунтів.

3. Вуглекисле вапно ($CaCO_3$) – білого кольору, трапляється у вигляді плям, вицвітів, плісняви, білозірки (компактні, яскраві, різко відокремлені плями), прожилок, псевдоміцелію, трубочок, конкрецій, борошна, прошарків. Розпізнають через скипання від 10 % розчину соляної кислоти. Характерні для чорноземів, каштанових, бурих напівпустельних, засолених ґрунтів та сіроземів.

4. Гідроксиди заліза, алюмінію, мангану – іржаво-бурого, вохристого, кавового або чорного кольору. Вони утворюють натіки, плівки, примазки, плями, конкреції, бобовини (заокруглені тверді стяження), трубочки, ортзанди (тонкі, ниткоподібні прошарки), ортштейни (прошарки, що цементують масу ґрунту). Трапляються у підзолистих, дерново-підзолистих, заболочених та болотних ґрунтах.

5. Сполуки закисного заліза ($FeCO_3$, $Fe_3(PO_4)_2 \cdot 8H_2O$) – блакитного, сизого або зеленуватого кольору, утворюють розпливчасті плями та вицвіти у профілі болотних та заболочених ґрунтів.

6. Кремнезем (SiO_2) – білого кольору, утворює присипку на поверхні структурних агрегатів сірих лісових ґрунтів, опідзолених чорноземів, солонців.

7. Гумусові речовини – чорного або темно-бурого кольору, утворюють натіки та плями на поверхні структурних окремостей, надаючи останнім глянцюватого вигляду. Трапляються у нижніх горизонтах підзолистих та солонцюватих ґрунтів, солонцях.

14.5.2. Новоутворення біологічного походження

Під впливом тваринного та рослинного світу відбувається переміщення ґрунтової маси із одного горизонту в інший, а також відбувається формування новоутворень біологічного походження, які поділяють на тваринні та рослинні новоутворення.

До тваринних новоутворень зачислено:

1. Копроліти хробаків та різноманітних личинок у вигляді клубочків та вузликів їхніх екскрементів. Вони характерні для всіх ґрунтів із чисельною ґрунтовою фауною.

2. Червоточини – хвилясті ходи дрібних землериїв, канальця черв'яків. Трапляються майже в усіх ґрунтах.

3. Кротовини – ходи землериїв, заповнені ґрунтовим матеріалом залягаючого вище або нижче горизонту. Представлені великими плямами заокругленої, овальної або витягнутої форми. Найпоширеніші у чорноземах.

До рослинних новоутворень зачислено:

1. Дендрити – візерунки дрібних коренів, відбиті на поверхні структурних агрегатів. Трапляються у різних ґрунтах.

2. Корневини – сліди крупних коренів, що згнили. Характерні для лісових ґрунтів.

Склад новоутворень зумовлений характером ґрунтотворного процесу і є однією із характерних ознак при визначенні типу ґрунту та його агрономічних властивостей.

Результати вивчення новоутворень із коробочних зразків записують у зошит. Приклад запису може бути такий: номер коробочного зразка – № 4, глибина – 40–50 см, гумусові речовини у вигляді глянцевої кірки на поверхні структурних агрегатів.

14.6. Включення ґрунту

Включеннями називають елементи ґрунтової маси, які морфологічно відрізняються від неї і генетично не пов'язані із ґрунтотворенням. Ґрунтові включення класифікують так:

1. Органічні – залишки тварин і рослин у вигляді раковин, кісток, коренів, стебел, листя, хвої, котрі не втратили своєї анатомічної будови.

2. Мінеральні – уламки гірських порід, які за формою поділяють на кутасті та обкатані. До кутастих належать дресва, щебінь, каміння. До обкатаних – гравій, хрящ, галька, валуни. Можуть простежуватись у різних ґрунтах.

3. Антропогенні – уламки цегли, шматки вугілля, попіл, черепки посуду та інші сліди людської діяльності.

Характеризуючи включення, необхідно вказати їхню кількість.

Приклад запису у зошиті: номер розрізу – № 7, глибина – 30–40 см, нерозкладені тонкі корінці, обривки стебел, незначна кількість гальки.

14.7. Гранулометричний склад ґрунту

Експрес-методом визначення гранулометричного складу ґрунту у польових умовах є "мокрий" органолептичний метод. Він полягає в тому, що невелику кількість ґрунту (близько 5 г) змочують водою і розминають руками до консистенції густої пасти. Розминання потрібне для руйнування ґрунтових мікроагрегатів, наявність яких може збільшувати помилки визначення. Добре розім'ятий ґрунт розкочують між долонями і шнур згинають у кільце (товщина шнурка близько 3 мм, діаметр кільця близько 3 см). Залежно від того, в якому стані перебуває зволожений ґрунт,

визначають гранулометричний склад, користуючись такими ознаками:

– піски не утворюють шнурка;

– супісок дає зародок шнурка;

– у легких суглинків джгутик утворюється, проте розпадається на частини;

– середні суглинки утворюють суцільний джгутик, однак при згинанні в кільце він розламується на частини;

– важкі суглинки дають суцільний джгутик та кільце, на зовнішній стороні якого утворюються тріщини;

– глини утворюють суцільний джгутик, який при згинанні в кільце не розтріскується.

Детальніший опис ґрунтів різного гранулометричного складу та рисунки морфології зразків викладено в розділі 4.1.

Сильнокарбонатні ґрунти слід змочувати для руйнування ґрунтової мікроструктури не водою, а 10 % розчином соляної кислоти.

Результати визначення гранулометричного складу записують у зошит, вказуючи при цьому метод, який застосовано.

14.8. Скипання ґрунту

Скипання свідчить про наявність у ґрунті карбонатів (солей вуглекислого кальцію), які руйнуються при взаємодії із соляною кислотою. Вуглекислий газ виділяється із ґрунту у вигляді бульбашок із характерним шипінням, а за незначної кількості – із потріскуванням.

Для визначення скипання кладуть грудку ґрунту у фарфорову чашку (безпосередньо визначити скипання ґрунту у коробочних зразках неможливо), змочують водою і додають декілька капель 10 %-го розчину HCl. Попереднє змочування необхідне для видалення із ґрунту повітря, яке може імітувати потріскування. Відзначивши наявність скипання, вказують на його інтенсивність – слабке, сильне, бурхливе.

Визначення наявності карбонатів у профілі ґрунту в польових умовах здійснюють так. Із бокової стінки послідовно, починаючи

із самого дна розрізу, беруть ножем або лопатою незначну кількість ґрунту і капають 10 %-ою соляною кислотою. Виявивши скипання, визначають глибину, з якої воно починається, в декількох місцях, оскільки лінія скипання часто буває хвилястою або переривчастою. Зазначають характер скипання (суцільне, місцеве, переривчасте) та його інтенсивність.

Приклад запису у зошиті: коробочний зразок № 5, глибина – 45–55 см, скипання суцільне, бурхливе.

Контрольні запитання і завдання до розділу:

1. *Які властивості належать до морфологічних (зовнішніх) ознак ґрунтів?*
2. *Як впливає вологість на забарвлення ґрунту?*
3. *Яке забарвлення ґрунту спричиняють окисні сполуки заліза та мангану?*
4. *Охарактеризуйте кубоподібний тип ґрунтової структури.*
5. *Дайте визначення складення ґрунту.*
6. *Яка різниця між новоутвореннями і включеннями ґрунту?*
7. *Яким методом у польових умовах визначають гранулометричний склад ґрунту?*
8. *Що свідчить про наявність у ґрунті карбонатів кальцію?*

Завдання для самостійної роботи:

1. *Охарактеризуйте типи забарвлення ґрунту.*
2. *Опишіть способи визначення та оцінки забарвлення ґрунту.*
3. *Охарактеризуйте та обґрунтуйте типи структури, які є характерними для гумусових горизонтів чорноземів, ілювіальних горизонтів дерново-підзолистих ґрунтів.*
4. *Охарактеризуйте типи і форми поверхні ґрунтів.*
5. *Оцініть вплив гранулометричного складу на властивості ґрунтів.*

Література:

1. Ґрунтознавство / [за ред. проф. Д. Г. Тихоненка]. – К. : Вища освіта, 2005. – 703 с.

2. Качинский Н. А. Физика почвы / Н. А. Качинский. – М. : Высшая школа, 1965. – Ч. 1. – 322 с; Ч. 2. – 1970. – 358 с.
3. Кіт М. Г. Морфологія ґрунтів. Основи теорії і практикум : навчальний посібник / М. Г. Кіт. – Львів : Видавничий центр ЛНУ імені Івана Франка, 2008. – 232 с.
4. Набоких А. И. К методике полевого и лабораторного исследования почво-грунтов : статья первая / А. И. Набоких. – Одесса : Славянская, 1914. – 66 с.
5. Папіш І. Я. Практикум з фізики ґрунту. Фізика твердої фази ґрунту / І. Я. Папіш. – Львів : Вид. центр ЛНУ імені Івана Франка, 2001. – Ч. 1. – 95 с.
6. Позняк С. П. Ґрунтознавство і географія ґрунтів : підручник / С. П. Позняк. – Львів : ЛНУ імені Івана Франка, 2010. – Ч. 1. – 270 с.
7. Позняк С. П. Ґрунтознавство і географія ґрунтів : підручник / С. П. Позняк. – Львів : ЛНУ імені Івана Франка, 2010. – Ч. 1 – 270 с.
8. Полевые и лабораторные методы исследования физических свойств и режимов почв / [под ред. Е. В. Шеина]. – М. : Изд-во МГУ, 2001. – 200 с.
9. Почвоведение / [под ред. А. А. Роде, В. Н. Смирнова]. – М. : Высш. шк., 1972. – 480 с.
10. Почвоведение. Почва и почвообразование / [под ред. В. А. Ковды, Б. Г. Розанова] / [Г. Д. Белицина, В. Д. Васильевская, Л. А. Гришина и др.]. – М. : Высш. шк., 1988. – Ч. 1. – 400 с.
11. Растворова О. Г. Физика почв. Практическое руководство / О. Г. Растворова. – Л. : Изд-во Ленингр. ун-та, 1983. – 196 с.
12. Розанов Б. Г. Морфология почв : учебник [для высшей школы] / Б. Г. Розанов. – М. : Академический проект, 2004.

Розділ 15

МОРФОЛОГІЧНИЙ ОПИС ПРОФІЛЮ ҐРУНТІВ

Будовою ґрунту називають зовнішній вигляд його вертикального профілю, який складається із генетичних горизонтів, закономірно пов'язаних між собою. Залежно від умов залягання ґрунтів формується сукупність ґрунтових горизонтів, які утворюють різні профілі ґрунтів.

Генетичний профіль ґрунту – це реальне тіло природи в трьох вимірах. Головним для профілю ґрунту є його єдність і генетична цілісність. Усі горизонти в профілі взаємопов'язані і взаємозумовлені. За характером співвідношення генетичних горизонтів усі ґрунтові профілі поділяють на дві великі групи: прості й складні, в межах яких вирізняють декілька типів будови. У групі простих профілів виокремлюють такі типи будови: примітивний, неповнорозвинутий, нормальний, порушений (рис. 15.1).

Ґрунти на початкових стадіях ґрунтотворення мають примітивний профіль, слабодиференційований на горизонти. Поверхневий горизонт лежить безпосередньо на материнській породі. Примітивний профіль мають деякі гірсько-лучні ґрунти, слаборозвинуті ґрунти на пухких породах.

На щільних масивно-кристалічних породах або на крутих схилах формуються ґрунти з неповнорозвинутим профілем, в якому є набір генетичних горизонтів з незначною потужністю або деякі з цих горизонтів можуть зни-

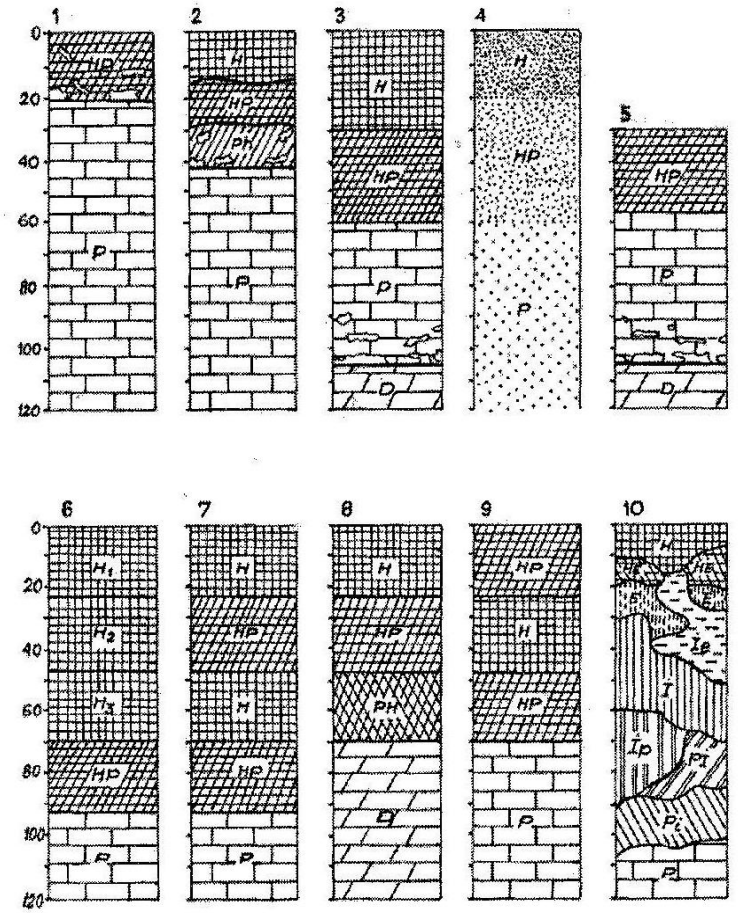


Рис. 15.1. Типи будови ґрунтових профілів (за Б. Г. Розановим, 2004):
1 – примітивний; 2 – неповнорозвинений; 3 – нормальний;
4 – слабодиференційований; 5 – еродований; 6 – поліциклічний;
7 – реліктовий; 8 – багаточленний; 9 – перевернутий; 10 – мозаїчний

кати. Неповнорозвинутий профіль характерний для багатьох гірських ґрунтів, таких як гірські чорноземи, гірські буроземи, гірські підзолисті та інші.

Найширше розповсюджений нормальний тип будови ґрунтового профілю. У профілі вирізняють повний набір генетичних горизонтів для конкретного типу ґрунтотворення. Це профіль зрілих ґрунтів, які мають значний абсолютний і відносний вік.

Ґрунти, які зазнають водної, вітрової ерозії, характеризуються порушеним профілем, в якому відсутня частина або весь верхній горизонт, частина або весь перехідний горизонт.

До складних профілів ґрунту належать: реліктовий, багаточленний, поліциклічний, перевернутий і мозаїчний (див. рис. 15.1).

Реліктовий профіль виглядає як два самостійні профілі, накладені один над інший, із яких нижній є похованим (або реліктовим), а верхній – сучасним. Ґрунти з реліктовим профілем трапляються на терасах у річкових долинах, у районах інтенсивної еолової діяльності, а також поблизу вулканів.

Багаточленний профіль формується на багаточленних ґрунтотворних породах різної будови. Такі ґрунти характерні для територій поширення материкового зледеніння, де чітко проявляється шаруватість поверхневих наносів.

Поліциклічний профіль характерний для ґрунтів, які формуються в умовах періодичного відкладання ґрунтотворного матеріалу. Цей профіль характерний для заплавних ґрунтів.

Перевернутий профіль характерний для ґрунтів, в яких нижній горизонт штучно переміщений на поверхню і перекриває природний поверхневий горизонт. Такі профілі поширені на ріллі, коли глибокою оранкою нагору вивертають горизонт, який залягає нижче, а верхній скидають вниз при перевертанні пласта.

Мозаїчний профіль утворюється в умовах значної комплексності ґрунтового покриву. Характеризується добре вираженою просторовою неоднорідністю ґрунтового профілю з наявністю морфологічних елементів різної форми і забарвлення, розміром від одного до кількох сантиметрів. Профіль, як і генетичні горизонти, плямистий, строкатий, мозаїчний за забарвленням.

Ґрунтовий горизонт – це шар всередині ґрунту, який приблизно паралельний до поверхні і має властивості, які є результатом процесів ґрунтотворення та відрізняються від властивостей прилеглих шарів. Генетичні горизонти зовнішньо розрізняють. Їх вирізняють за забарвленням, гранулометричним складом, складенням, щільністю, характером новоутворень і включень, тобто за сукупністю морфологічних ознак.

Для позначення генетичних горизонтів ще з часів В. В. Докучаєва використовують великі літери латинського алфавіту: *A* – гумусові горизонти, *B* – перехідні, *C* – ґрунтотворна порода, не змінена ґрунтотворенням.

З розвитком науки ґрунтознавства система горизонтів отримала ширшу індексацію, в якій використовують великі й малі літери латинського алфавіту, арабські та римські цифри.

В Україні академік О. Н. Соколовський розробив детальну систему індексів генетичних горизонтів, яку сьогодні успішно використовують.

У світовому ґрунтознавстві не існує єдиного підходу до діагностики та індексації різних генетичних ґрунтових горизонтів. Порівняльну характеристику різних систем індексації генетичних горизонтів подано в таблиці 15.1.

Верхній горизонт профілю ґрунту забарвлений у темний колір, оскільки в ньому нагромаджуються різноманітні форми органічних речовин. Цей горизонт називають гумусовим або гумусово-акумулятивним і позначають літерою A_1 (в індексації О. Н. Соколовського – *H*). Залежно від характеру горизонту *A*, він має додаткові індекси (табл. 15.1).

У ґрунтах підзолистого типу ґрунтотворення у верхній частині профілю виділяється освітлений білястий горизонт, оскільки внаслідок вимивання органічних і мінеральних речовин він збіднений на мул і півтораоксиди. Цей горизонт називають елювіальним і позначають літерою A_2 (*E*, *HE*, *He*).

Під елювіальним залягає ілювіальний горизонт, у якому відкладаються речовини, вимиті з розташованих вище ґрунтових горизонтів. Позначають літерою *B* (*I*) (табл. 15.1). У ґрунтах, не диференційованих за *E-I* типом, цей горизонт є перехідним від гумусово-акумулятивого до породи. В індексації О. Н. Соколовського його позначають *HP*.

Таблиця 15.1

Порівняльна таблиця різних систем індексації генетичних горизонтів (ґрунтового інституту ім. В. В. Докучаєва (1959, система I), В.А. Ковди та інших (1988, система II), сучасна російська індексація згідно з новою класифікацією ґрунтів Росії (2000, система III), система українських ґрунтознавців (1980, система IV))

Система				Назва	Діагностика
I	II	III	IV		
1	*2*	*3*	*4*	*5*	*6*
I група – поверхневі органогенні горизонти					
Am	*T*	*T, J*	*T*	Торф'яний	Формується на поверхні, однак простежується іноді і в товщі профілю; характеризується консервацією органічної речовини без перетворення в гумус або без мінералізації; містить понад 70% рослинних решток (деревинних, мохових, трав'яних), видимих неозброєним оком, різного кольору – бурого, коричневого, жовтого, залежно від типу рослинності й ступеня її розкладу
–	*TA*	–	*TH*	Торф'яно-перегнійний	Складається із сильнорозкладених гуміфікованих (невидимих оком) рослинних решток; чорний, маститься, нестійкої пилувато-зернистої або грудкуватої структури; постійно або періодично насичений водою
–	*AT*	*H*	*HT*	Перегнійний	Поверхневий горизонт чорного кольору з умістом органічної речовини 30–70%; складається з добре розкладених органічних залишків і гумусу з домішками мінеральних компонентів; безструктурний, маститься, м'який, пухкий
–	*TA*	*TR*	*TC*	Торф'яно-мінералізований	Складається з інтенсивно роздроблених мінералізованих і обвуглених рослинних залишків (найдрібніші залишки видимі); попелоподібний, гідрофобний, легко розвіюваний; трапляється на переосушених торф'яниках

Продовження табл. 15.1

1	*2*	*3*	*4*	*5*	*6*
A_o	*O*	*O*	H_o	Органічний акумулятивний	Малопотужний, до 15 см, поверхневий шар органічної речовини, що розкладається; нерозкладені й напіврозкладені залишки видимі оком; у нижній частині частково перемішаний із мінеральними компонентами. Поділяють на:
A_o	–	–	$H_л$	– лісова підстилка	– суцільний килим, що покриває поверхню грунту в лісі;
–	–	–	$H_с$	– степова повсть	– формується в степах;
–	A_o	–	$H_д$	– дернина	– мінеральний гумусово-акумулятивний поверхневий горизонт, що формується під трав'яною рослинністю, складається на 0,5 і більше об'єму з живих коренів, сірий, пухкий
II група – поверхневі мінеральні горизонти					
A_1	*A*	*AY, AU*	*H*	Гумусовий	Мінеральний горизонт акумуляції гуміфікованої органічної речовини (гумусу), рівномірно розміщеної й тісно зв'язаної з мінеральною частиною, найтемніше забарвлений у профілі (сірий, темно-сірий, інколи – коричневий або бурий колір), з великим (до 15–20 %) вмістом гумусу, зазвичай розташований у верхній частині профілю, найчастіше добре оструктурений грудкувато-зернистий, грудкуватий, зернистий, інколи – домішки інших типів структур, пухкий
$A_п$	$A_р$	*PY, PU*	$H_{орн}$	Орний	Змінений тривалим обробітком у землеробстві поверхневий горизонт орних ґрунтів, сформований з одного або декількох різних ґрунтових горизонтів, від нижніх завжди відділяється чіткою рівною границею, пилуватий, зернисто-пилуватий, пухкий

Продовження табл. 15.1

1	*2*	*3*	*4*	*5*	*6*
A	A_{al}	–	–	Водоростева кірочка	Поверхнева добре відшаровувана кірочка водоростей і їхніх залишків, чорна в сухому стані й зелена при зволоженні, з домішкою мінеральних частинок, потужністю декілька міліметрів, характерна для пустельних ґрунтів
–	*K*	–	–	Кірковий	Світла крихка кірочка потужністю до 5 см, розтріскана, легко відділяється від ґрунту, що лежить під нею
–	*Q*	–	–	Підкірковий	Лежить звичайно під кіркою, світлозабарвлений, сильнопористий, шаруватий або лускуватий, у пустельних ґрунтах
–	*S*	–	–	Сольова кірка	Біла кірка солей або значні їхні вицвіти на поверхні ґрунту
III група – підповерхневі горизонти					
A_2	*E*	*EL*	*E*	Елювіальний	Збіднений внаслідок вимивання органічних і мінеральних речовин, білястий, світло-сірий або палевий, пластинчастий або плитчастий, пухкий. Поділяють на:
A_2	*E*	*E*	*E*	–підзолистий	– освітлений, білястий; залягає у верхній частині профілю під *T*, H_o, *H* або $H_{орн}$; формується під впливом опідзолення, тобто кислотного розкладення мінеральної частини, продукти якого виносяться з цього горизонту; пухкий, плитчастий, лускуватий або безструктурний;
–	–	*AEL*	*He*	–опідзолений	– сірий, білястий, грудкувато-горіхуватий або із зачатками пластинчастої структури, із присипкою SiO_2, характеризується слабовираженим процесом опідзолення;
A_2	*E*	–	*E*	– осолоділий	– освітлений, білястий, розташований у верхній частині профілю з поверхні або під *H*, формується під впливом осолодіння, тобто лужного розкладу мінеральної частини в результаті входження Na в ҐПК (ґрунтово-поглинальний комплекс) і подальшого його заміщення воднем, виносу вниз продуктів розкладу й мулу; плитчастий, лускуватий або безструктурний, пухкий

Закынчення табл. 15.1

1	*2*	*3*	*4*	*5*	*6*
B	*B*	–	*I*	Ілювіальний	Збагачений глинистими частинками, бурувато-коричневий, темно-сірий, щільний, призматичний, горіхуватий, стовпчастий або безструктурний, розташований під *E* в середній частині профілю, характеризується накопиченням глини, аморфних продуктів, півтораоксидів. Виділяють з інтенсивно пептизованою ґрунтовою масою, збагачений рухомими глинами, кремнеземом, органічною рухомою речовиною, сірого або чорного кольору, стовбпчастої або призмоподібної структури; у сухому стані дуже твердий, щільний, у вологому – безструктурний, в'язкий
–	B_l	*BI*	–	Глинисто-ілювіальний	
–	B_{Fe}	*BF*	–	Залізисто-ілювіальний	
–	B_h	*BH*	–	Гумусово-ілювіальний	
–	B_{na}	*BSN*	*Sl*	Солонцевий	
–	B_{Ca}	*BSA*	–	Карбонатно-ілювіальний	
–	B_{Sa}	*S*	–	Сольовий	
–	B_{CS}	–	–	Гіпсовий	
B	*B*	*BM*	–	Метаморфічний	Збагачений глинистими частинками, з буруватим відтінком, утворений при трансформації мінералів ґрунту на місці. Поділяють на метаморфічний та сіалітно-метаморфічний
–	B_m	–	–	Сіалітно-метаморфічний	
G	*G*	*G*, *Q*	*Gl*	Глейовий	Мінеральний або органо-мінеральний суцільний або строкатий горизонт яскраво-синього, голубого, сизого або оливкового кольору; безструктурний, формується при заболоченні ґрунтів, постійному перенасиченні водою
–	–	*g*, *q*, *ox*	*Gl*	Глеюватий	Будь-який горизонт, в якому є окремі сизі або сизуваті плями
IV група – підґрунтові горизонти					
C	*C*	*C*	*P*	Материнська порода	Гірська порода, з якої сформувався ґрунт, горизонт подібний на ґрунт літологічно, але не має його ознак; *P* – материнська порода, тобто порода, з якої сформувався певний ґрунт
D	*D*	*D*	*D*	Підстилаюча порода	Порода, що залягає нижче ґрунтотворної; *D* – підстилаюча порода, яка залягає нижче від материнської

Завершується профіль ґрунту горизонтом материнської породи, який позначають літерою *С* (*Р*). Під материнською породою залягає підстилаюча порода, яку позначають у всіх системах індексації літерою *D*.

Ґрунтознавці України виокремлюють також специфічні горизонти: *Pf* – псевдофіброві, які складаються з тонких бурих, червонувато-бурих ущільнених прошарків (псевдофібрів) товщиною 1–3 см, забарвлення яких зумовлене наявністю оксидів заліза; *R* – ортзандові, складаються зі зцементованого оксидами заліза піску, вони червонуватого кольору, щільні, безструктурні; *Rg* – ортштейнові, червонувато-коричневі, збагачені глиною, півтораоксидами, гелями кремнію, тверді; *М* – мергелясті горизонти лучного мергелю гідрогенного походження з вмістом карбонатів Са і Mg від 30 до 50%; *Sl* – солонцевий горизонт, в якому інтенсивно диспергована і пептизована ґрунтова маса за рахунок значного вмісту ввібраних натрію і магнію, стовпчастої чи призматичної структури.

Додатковими символами позначають окремі ознаки та властивості ґрунтових горизонтів: *k* – карбонати; *gl* – оглеєння; *g* – наявність кристалів гіпсу; *S* – наявність легкорозчинних солей; *г* – наявність м'яких залізисто-марганцевих конкрецій; *n* – наявність твердих залізисто-марганцевих конкрецій; *кп* – наявність карбонатних конкрецій; *q* – наявність твердих безкарбонатних порід; *gк* – наявність уламків твердих карбонатних порід; *F* – наявність вохри; *z* – наявність копролітів; червоточин; кротовин; *dn* – наявність ерозії (денудації); *dl* – делювіальні наносні горизонти на поверхні ґрунту; *de* – еолові наносні горизонти на поверхні ґрунту; *a* – орні горизонти (від лат. *arvum* – поле); *ag* – насипні рекультивовані горизонти (*agger* – насип); *pl* – плантажовані горизонти; *mo* – ознаки; пов'язані зі зрошенням; *m* – ознаки; пов'язані з осушенням.

Символи повинні відображати ступінь вираження певної ознаки, наприклад, значну гумусованість позначають символом *Н*, незначну – *h*, мізерну – (*h*). Символ горизонту *HIe* означає, що гумусово-ілювіальний горизонт має ознаки слабкої елювійованості, а символ *HPi* вказує, що гумусово-перехідний горизонт слабкоілювійований.

Потужністю ґрунту називають її вертикальну протяжність від поверхні до материнської породи. У різних ґрунтах потужність буває різною і виражають її, зазвичай, не в абсолютних величинах, а в протяжності від поверхні, наприклад: *Н* – 2–19 см, *Нр* – 19–27 см і т. д. Таке позначення вказує на верхню та нижню межі профілю, потужність та глибину горизонту.

Виокремлюючи ґрунтові горизонти, необхідно звертати увагу на характер переходу між ними.

За ступенем вираженості розрізняють такі переходи між горизонтами:

- різкий – межа між сусідніми горизонтами простежується чітко і може бути виділена на стінці розрізу ножем із відхиленням 1 см;
- ясний – межа простежується із відхиленням у межах 1–3 см;
- помітний – межа простежується із відхиленням у межах 3–5 см;
- поступовий – межа може бути виділена з відхиленням > 5 см.

Важливе генетичне значення має характер переходів між горизонтами в профілі ґрунтів, який визначають за типом, віком та інтенсивністю ґрунтотворення відповідно до комплексу чинників навколишнього середовища.

За формою вирізняють вісім головних типів меж між генетичними горизонтами (рис. 15.2).

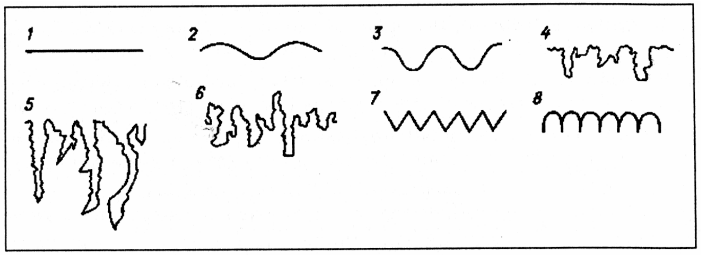


Рис. 15.2. Головні типи меж між ґрунтовими горизонтами:

1 – рівна; *2* – хвиляста; *3* – кишенькова; *4* – язикувата; *5* – затічна; *6* – розмита; *7* – пилкова; *8* – штахетна

Рівна межа характерна для слабодиференційованих ґрунтів, зокрема в нижніх частинах ґрунтового профілю. Така форма трапляється у випадку поступового переходу між горизонтами.

Хвиляста межа часто характеризує нижню частину гумусового горизонту в лісових ґрунтах, а також в орному горизонті, зокрема на освоюваних цілинних або перелогових землях. Залежно від умов така межа може бути дрібнохвилястою (довжина хвилі < 5 см), середньохвилястою (довжина хвилі 5–10 см) і крупнохвилястою (довжина хвилі > 10 см).

Кишенькова межа притаманна нижный границі гумусового горизонту степових ґрунтів. Кишеньковою форма границі є у випадку, якщо відношення глибини до ширини затіків становить 0,5–2. Межа є *хвилястою*, коли це відношення менше 0,5; якщо ж воно більше, ніж 2, то межу називають *язикуватою*. Межа може бути дрібнокишеньковою (ширина кишень не перевищує 5 см) і великокишеньковою (ширина кишень – понад 10 см).

Язикувата межа притаманна нижный частины елювіальних горизонтів. Язикуватість профілю притаманна дерново-підзолистим ґрунтам, а також гумусовому горизонту чорноземів Сибіру. Вертикальна тріщинуватість, призмоподібна структура сприяють появі язикуватості в профілі ґрунтів. Межа може бути дрібноязикуватою (глибина язика до 5 см) і глибокоязикуватою (глибина язиків понад 10 см).

Затічна межа притаманна ґрунтам з затічним характером гумусу, що простежують у кріогенних ґрунтах, змитих ґрунтах, а також може сформуватися під впливом біологічного чинника: затіки гумусу ходами коренів або землерийних тварин.

Розмита межа притаманна ґрунтам зі значним вираженням елювіального процесу, зокрема для сильнопідзолистих ґрунтів.

Пилкова межа інколи трапляється в підзолистих ґрунтах на структурних глинах.

Штахетна межа трапляється зрідка. Це межа між осолоділим і стовпчастим горизонтами в солонцях при добрій вираженості стовпчастої структури солонцевого горизонту.

Детальний опис ґрунтового профілю у польових умовах здійснюють у ґрунтових розрізах. У лабораторних умовах цей опис виконують за допомогою монолітів. При описі моноліту передусім звертають увагу на будову ґрунтового профілю і вирізняють головні генетичні горизонти. Потім візуально вивчають кожний генетичний

горизонт. Морфологічні ознаки кожного горизонту вивчають у такій послідовності: колір, структура, гранулометричний склад, складення, новоутворення, включення, наявність кореневої системи рослин та ходів землериїв, характер переходу та границі між горизонтами, потужність.

Опис проводять на бланках польового опису ґрунтів або у зошиті і супроводжують схематичною замальовкою профілю, яку розміщують з лівого боку. Крім того, навпроти кожного генетичного горизонту потрібно зробити мазки. Поруч із замальовкою вказують індекси генетичних горизонтів.

Вивчення морфологічного опису, будови та потужності профілю закінчують складенням повного генетичного опису з визначенням типу, підтипу, роду, виду, різновиди ґрунту за такою схемою:

Дата опису:“_____” _____ 201__р.

Монолiт № ;

Скипання від HCl – з глибини 3 см.

Hd 0–3 см	Дернина;
Hkgl 3–15 см	Гумусово-акумулятивний горизонт, темно-сірий (10*YR* 5/2), вологий, ущільнений, середньосуглинковий, грудкувата структура, коріння рослин, перехід поступовий за кольором;
HPkgl 15–43 см	Гумусовий перехідний горизонт, темно-сірий з сизим відтінком (10*YR* 6/3), вологий, ущільнений, легкосуглинковий, грудкувато-зерниста структура, коріння рослин, перехід поступовий за кольором;
Phkgl 43–80 см	Перехідний горизонт, бурувато-сизий (10*YR* 6/6), вологий, ущільнений, середньосуглинковий, грудкувато-призмоподібна структура, іржаві плями оглеєння, перехід поступовий за кольором;
P(h)kGl 80–100 см	Слабогумусована порода, бурого кольору (10*YR* 6/4), волога, ущільнена, легкосуглинкова, грудкувата структура, іржаві плями оглеєння.

Назва ґрунту: *алювіальний дерновий карбонатний глеюватий піщанисто-середньосуглинковий на сучасних алювіальних відкладах.*

У лабораторних умовах студентам потрібно ознайомитися з монолітами найрозповсюдженіших і добре вивчених ґрунтів. До таких ґрунтів належать дерново-підзолисті, сірі лісові, чорноземи, каштанові, сіро-бурі та червоноземи, а також солонці та солончаки. За відсутності монолітів можна використовувати колонки із коробочних зразків, а також малюнки ґрунтів із атласів.

Для орієнтування студентів при описі монолітів наведено назви та індексування генетичних горизонтів.

Профіль дерново-підзолистих ґрунтів поділяють на горизонти: H_0 (лісова підстилка), *НЕ* (перегнійно-акумулятивний), *Е* (підзолистий), *І* (ілювіальний), *Р* (ґрунтотворна порода). За потужністю горизонтів *НЕ* і *Е* дерново-підзолисті ґрунти поділяють на:

- слабодернові – горизонт *НЕ* менше 10 см;
- середньодернові – горизонт *НЕ* 10-20 см;
- глибокодернові – горизонт *НЕ* понад 20 см;
- слабопідзолисті – горизонт *Е* виражений плямами;
- середньопідзолисті – горизонт *Е* менший, ніж *НЕ*;
- сильнопідзолисті – горизонт *Е* більший, ніж *НЕ*.

Профіль сірих лісових ґрунтів має такі горизонти: H_0 (лісова підстилка, часто відсутня), *Н* (перегнійно-акумулятивний), *НЕ* або *Не* (горизонт вимивання), *І* (горизонт вмивання), *Р* (ґрунтотворна порода). За потужністю горизонту *Н* та інтенсивністю його забарвлення, а також залежно від ступеня вираженості горизонту *НЕ* вирізняють такі підтипи сірих лісових ґрунтів:

- ясно-сірий лісовий – потужність горизонту *Н* приблизно 20 см, горизонт *НЕ* добре виражений;
- сірий лісовий – потужність горизонту *Н* – 30 см, горизонт *НЕ* чітко помітний;
- темно-сірий опідзолений – потужність горизонту *Н* – 40 см, горизонт *НЕ* відсутній.

У профілі чорноземів вирізняють горизонти: H_0 (дернина, степова повсть – лише у цілинних ґрунтів), *Н* (перегнійно-акумулятивний), *НР* (перехідний), *Р* (ґрунтотворна порода). Залежно від ступеня гумусованості і потужності гумусового горизонту, глибини скипання і форми прояву карбонатів, чорноземи поділяють на такі підтипи:

- опідзолені;

- вилуговані;
- типові;
- звичайні;
- південні.

Каштанові ґрунти поділяють на горизонти: H_0 (степова повсть – у цілинних горизонтів), *Н* (гумусовий), *НР* (перехідний) і *Р* (ґрунтотворна порода). За потужністю горизонту *Н* та глибиною залягання карбонатів і гіпсу розрізняють темно-каштанові, каштанові і світло-каштанові ґрунти. Каштанові ґрунти часто бувають засолені та солонцюваті.

Контрольні запитання і завдання до розділу:

1. *Які вирізняють типи будови ґрунтового профілю за співвідношенням генетичних горизонтів?*
2. *Дайте визначення поняття "ґрунтовий горизонт".*
3. *Охарактеризуйте елювіальний горизонт ґрунту.*
4. *Якими додатковими символами позначають окремі ознаки та властивості ґрунтових горизонтів?*
5. *Які переходи між горизонтами розрізняють за ступенем вираженості?*
6. *Охарактеризуйте основні типи меж між генетичними горизонтами за формою.*
7. *Опишіть язикувату межу між генетичними горизонтами і вкажіть, для яких горизонтів чи ґрунтів вона характерна.*
8. *Які типи і підтипи генетичних горизонтів Ви знаєте?*

Завдання для самостійної роботи:

1. *Наведіть приклад ґрунтів, у яких примітивний, реліктовий, поліциклічний тип будови профілю.*
2. *Дайте характеристику гумусово-акумулятивного процесу ґрунтотворення.*
3. *Охарактеризуйте різницю між простим і складним ґрунтовими профілями.*
4. *Опишіть відмінності у будові профілю в різних підтипах чорноземів.*
5. *Назвіть і охарактеризуйте генетичні горизонти буроземів.*

Література:

1. Ґрунтознавство / [за ред. проф. Д. Г. Тихоненка]. – К. : Вища освіта, 2005. – 703 с.
2. Кіт М. Г. Морфологія ґрунтів. Основи теорії і практикум : навчальний посібник / М. Г. Кіт. – Львів : Видавничий центр ЛНУ імені Івана Франка, 2008. – 232 с.
3. Набоких А. И. К методике полевого и лабораторного исследования почво-грунтов : статья первая / А. И. Набоких. – Одесса : Славянская, 1914. – 66 с.
4. Позняк С. П. Ґрунтознавство і географія ґрунтів : підручник. / С. П. Позняк. – Львів : ЛНУ імені Івана Франка, 2010. – Ч. 1. – 270 с.
5. Розанов Б. Г. Морфология почв : учебник [для высшей школы] / Б. Г. Розанов. – М. : Академический проект, 2004.

Розділ 16

ЗАКОНОМІРНОСТІ ГЕОГРАФІЧНОГО ПОШИРЕННЯ ҐРУНТІВ

16.1. Загальні закономірності географії ґрунтів і ґрунтового покриву

Загальні закономірності та особливості формування і поширення ґрунтів, структури ґрунтового покриву земної кулі, залежно від природно-географічних умов, є предметом вивчення географії ґрунтів, одного із розділів ґрунтознавчої науки. При ґрунтово-географічних дослідженнях широко застосовують порівняльно-географічних підхід, який полягає у встановленні впливу компонентів та умов ландшафтно-географічного середовища в процесі еволюції на генезу та властивості ґрунтів, тобто в одночасному вивченні ґрунтів і ґрунтового покриву та чинників їхнього утворення. Цей методичний підхід застосовують практично на всіх рівнях ґрунтово-географічних досліджень.

Застосування порівняльно-географічного підходу в дослідженнях генезису та поширення ґрунтів дало змогу встановити загальні закономірності географії ґрунтів і ґрунтового покриву земної поверхні у взаємозв’язку і взаємозалежності з чинниками ґрунтотворення. До головних належать такі:

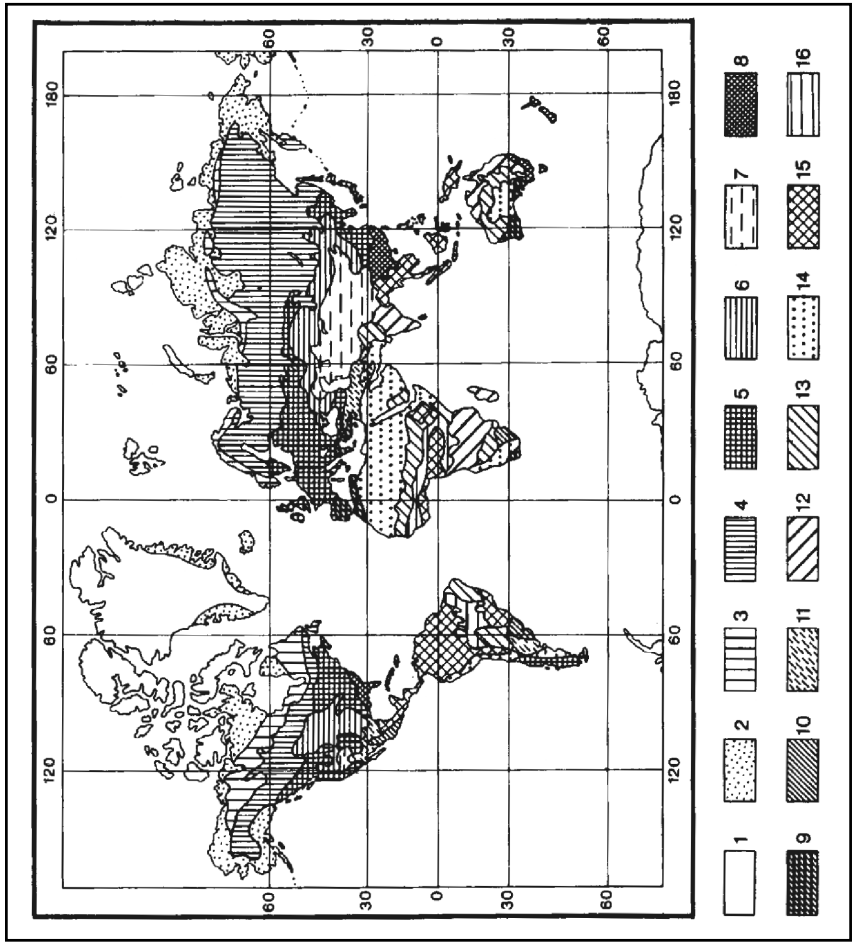
- горизонтальна (широтна) зональність ґрунтів і ґрунтового покриву;
- вертикальна ґрунтова зональність або вертикальна поясність ґрунтів;
- фаціальність (провінціальність) ґрунтів;
- літогенна диференціація ґрунтів і ґрунтового пориву;
- топогенно-геохімічне споріднення ґрунтів.

Горизонтальна (широтна) зональність ґрунтів є однією із головних закономірностей географії ґрунтів і ґрунтового покриву. Її встановлено та обґрунтовано В. В. Докучаєвим на ранньому етапі розвитку ґрунтознавчої науки. Цю закономірність вчений встановив на основі порівняльного аналізу властивостей і поширення ґрунтів на території Східноєвропейської рівнини. У праці "К учению о зонах природи" (1899) В. В. Докучаєв писав, що оскільки всі найважливіші чинники ґрунтотворення поширюються на земній поверхні у вигляді поясів чи зон, витягнутих більш-менш паралельно до географічних зон, то і ґрунти повинні поширюватись зонально, у чіткій залежності від клімату, рослинності тощо. Тоді ж він склав схему ґрунтових зон Північної півкулі, де виокремив 5 широтних ґрунтових зон: бореальну (арктичну), лісову, чорноземних степів, ареальну і зону латеритних ґрунтів.

З накопиченням нових фактичних даних про ґрунти і ґрунтовий покрив первинні уявлення В. В. Докучаєва поступово розширювались і трансформувались. Вдосконалену схему ландшафтно-географічних поясів і зон суші Землі 1977 року склав Б. Г. Розанов, де виокремив 6 ландшафтно-географічних поясів і 16 зон (рис. 16.1).

Сьогодні загальновизнано, що закономірність горизонтальної (широтної) зональності ґрунтів в узагальненій формі простежується в наявності на земній поверхні ґрунтово-біокліматичних поясів. Вони простягаються через усі континенти і зумовлені широтним розподілом термічної складової клімату Землі. У загальних рисах ґрунтово-біокліматичні пояси збігаються зі світовими ґрунтовими зонами за схемою В. В. Докучаєва, однак вони значно складніші за структурою ґрунтового покриву, який тут сформувався. Проте жодна з ґрунтових зон не простежується на сучасних ґрунтових картах у

Рис. 16.1. Схема ландшафтно-географічних поясів і зон суші Землі (за Б. Г. Розановим, 1977). **Полярні та субполярні:** 1 – зона арктичних пустель; 2 – зона тундри; 3 – зона лісотундри. **Бореальні пояси:** 4 – зона хвойних лісів. **Суббореальні пояси:** 5 – зона мішаних лісів; 6 – зона степів; 7 – зона напівпустель і пустель. **Субтропічні пояси:** 8 – зона вологих лісів; 9 – зона ксерофітних лісів середземноморського типу; 10 – зона ксерофітних степів; 11 – зона напівпустель і пустель. **Тропічні пояси:** 12 – зона розріджених листопадних лісів; 13 – зона ксерофітних лісів і саван; 14 – зона напівпустель і пустель. **Екваторіальний пояс:** 15 – зона вологих лісів; 16 – зона саван (вторинних).



вигляді суцільних смуг, які б у широтному напрямі оперізували всю земну поверхню, а є лише фрагментами складніших і різноманітніших за складом ґрунтів світових ландшафтно-географічних поясів і зон (див. рис. 16.1). З межами останніх і збігаються здебільшого ґрунтово-біокліматичні пояси та ґрунтово-біокліматичні області як складові цих поясів.

Отже, закономірність горизонтальної (широтної) зональності ґрунтів не констатує обов'язкового домінування на поверхні Землі чіткоъ широтно-смугової схеми їхнього поширення. Залежно від особливостей рельєфу та гідротермічних умов території, конфігурація та структура ґрунтово-географічних зон можуть суттєво відрізнятись.

Вертикальну (висотну) ґрунтову зональність, або вертикальну поясність ґрунтів вперше описав В. В. Докучаєв під час експедиції на Кавказ. Вчений дослідив, що оскільки зі збільшенням абсолютної висоти місцевості закономірно змінюються клімат, рослинний і тваринний світ – ці найважливіші чинники ґрунтотворення, то так само закономірно повинні змінюватись і ґрунти з підняттям від підошви гір до їхніх вершин, розміщуючись у вигляді відповідних послідовних вертикальних зон (поясів). Він вважав, що вертикальна зональність (поясність) за складом зон аналогічна горизонтальній (широтній) зональності на рівнинах, тобто з підняттям у гори спостерігається така ж зміна генетичних типів ґрунтів, як і на рівнині, якщо рухатись від підніжжя гір на північ (у північній півкулі).

Подальші дослідження ґрунтів гірських країн підтвердили базові ідеї В. В. Докучаєва про ґрунтову поясність, і найвагоміший вклад у подальший розвиток цих ідей вніс його учень С. О. Захаров, який тривалий час вивчав ґрунти Кавказу. Він встановив, що кожній горизонтальній зоні рівнини відповідає свій вертикальний пояс у горах, за винятком поясу гірсько-лучних ґрунтів під альпійськими і субальпійськими луками, аналог якого на рівнині у той час був невідомий. Власне С. О. Захаров ввів поняття про "інверсії", тобто порушення розташування вертикальних ґрунтових зон за аналогією зі схемою горизонтальної зональності на рівнині. Як приклад інверсії поясів у Закавказзі зазначають наявність чорноземів на Вірменському нагір'ї над поясом бурих лісових ґрунтів, що зумовлено інверсією зволоження схилів гірських масивів. Введено також поняття про "інтерференцію" (виклинювання чи випадання) поясів для випадків, коли через кліматичні чи орографічні особливості території один чи декілька поясів випадають із загальної системи. Наприклад, у Закавказзі пояс каштанових ґрунтів, проникаючи по південних схилах високо в гори, змикається безпосередньо із поясом гірсько-лучних ґрунтів, при цьому випадають пояси гірських чорноземів і бурих лісових ґрунтів. Випадки зміщення і проникнення одних зон (поясів) в інші, найчастіше по гірських долинах, С. О. Захаров називав "міграцією" ґрунтових зон.

Сьогодні встановлено, що структура вертикальної поясності ґрунтів і послідовність зміни вертикальних ґрунтових поясів визначаються насамперед положенням гірської країни у загальній системі географічних поясів і горизонтальних ландшафтно-географічних зон, а в межах поясу – розташуванням щодо океану (океанічна, континентальна чи перехідна фація, ґрунтово-біокліматична область).

Можна сказати, ґрунти гірських територій у своєму поширенні значною мірою віддзеркалюють також географічні закономірності горизонтальної зональності та фаціальності-провінціальності.

Отже, диференціація умов формування і поширення ґрунтів у зв'язку із широтним, меридіональним і висотним положенням території визначає глобально-планетарний (конкретніше поясно-зонально-провінціальний) рівень організації ґрунтового покриву Землі. На регіональному і місцевому (топологічному) рівні просторова організація ґрунтового покриву формується передусім літолого-геоморфологічними умовами території, які й визначають особливості генезису і структури ґрунтового покриву. Відмінності літолого-геоморфологічної будови території є причиною формування таких двох закономірностей географії ґрунтів на регіонально-топологічному рівні – літогенної диференціації ґрунтів і ґрунтового покриву та топогенно-геохімічного споріднення ґрунтів на фоні загальних поясно-зонально-провінціальних закономірностей їхнього поширення.

Наукові засади вчення про *ґрунтову фаціальність і провінціальність* розроблені відомими ґрунтознавцями-географами Л. І. Прасоловим та І. П. Герасимовим. Як зазначав І. П. Герасимов,

місцеві провінціальні (фаціальні) особливості кліматів, зумовлені передусім місцевими термодинамічними атмосферними процесами, спричинюють розвиток у ґрунтах специфічних режимів і процесів, а часто і генетично своєрідних ґрунтів та індивідуальних закономірностей їхнього поширення. Ці фаціально-провінціальні відмінності умов ґрунтотворення зумовлені передусім різним ступенем атмосферного зволоження і континентальності клімату, суворості зим, різницею сум температур повітря понад 0°С, 5°С, 10°С і 15ºС, а в результаті – відмінностями гідротермічного режиму місцевих ґрунтів. Охарактеризовані місцеві фаціально-провінціальні відмінності ґрунтів суттєво ускладнюють у багатьох регіонах загальногеографічну горизонтальну (широтну) ґрунтову зональність.

Ступінь вираженості ґрунтово-географічних фацій залежить від природно-географічних умов ґрунтово-біокліматичних поясів. У полярних поясах, де панують низькі температури, фаціальність ґрунтів виражена слабо. І навпаки, фаціальність-провінціальність проявляється різко в суббореальних поясах, у межах яких доволі виразно вирізняються фації (провінції) ґрунтів узбережно-океанічного, помірно континентального, континентального і різкоконтинентального підтипів з віддаленням від узбережжя до центру континентів. У субтропічних поясах різко виражена провінціальність, пов'язана здебільшого з меридіональним простяганням ґрунтових зон та суттєвою різницею температур на їхніх північних і південних межах. В екваторіально-тропічному поясі провінціальність ґрунтів часто зумовлена впливом морських течій.

Фаціально відмінні частини ґрунтово-географічних поясів з індивідуально вираженим спектром ґрунтів при ґрунтово-географічному районуванні одержали назву ґрунтово-біокліматичних областей. Між собою області різняться за гідротермічними умовами та континентальністю території, а також енергетикою ґрунтотворення.

Подальші ґрунтово-географічні дослідження засвідчили, що ґрунти різних фацій у межах генетичного типу різняться між собою не тільки за показниками гідротермічного режиму. Зазвичай, вони відмінні також за морфогенетичними, біохімічними, фізико-хімічними, агробіологічними показниками і характеристиками (потужність ґрунтового профілю, його карбонатність, гумусованість,

структурність, водно-сольовий і агрохімічний режими, біоактивність і біопродуктивність тощо). Сьогодні ґрунти різних фацій у межах ґрунтового типу розглядають як самостійні генетичні утворення рівня ґрунтового підтипу.

Літогенна диференціація ґрунтів і ґрунтового покриву зумовлюється територіальною неоднорідністю ґрунтотворної літогенної основи (материнської породи), передусім неоднорідністю гранулометричного і хімічного складу ґрунтотворних порід. Останнє є визначальною причиною літогенної трансформації біокліматичного впливу на ґрунти, що формуються на цих породах, а в результаті – й неоднорідності ґрунтового покриву території. Відмінності гранулометричного складу порід проявляються переважно у відповідних відмінностях гранулометричного складу ґрунтів на цих породах. Водночас відмінності гранулометричного складу ґрунтів є причиною неоднорідності їхніх водно-фізичних властивостей (водопроникності, водопідйомної здатності, вологоємності тощо), а часто – й теплового режиму ґрунтів. Наявність піщаних масивів серед порід важкого гранулометричного складу (суглинків і глин) стає, зазвичай, причиною суттєвої зміни суті ґрунтотворення, а, відповідно, і ґрунтового покриву території, передусім коли піски кварцового мінералогічного складу та збіднені основами.

Диференціація ґрунтового покриву, навіть за однакових кліматичних умов, може бути пов'язана і з відмінностями хімічного складу ґрунтотворних порід. За хімічним складом ґрунтотворні породи поділяють на групи: 1) кремнеземні, дуже бідні основами (передусім кварцові піски); 2) фералітні, дуже бідні основами і кремнеземом та збагачені ферумом і алюмінієм; 3) сіалітні, бідні основами; 4) сіалітні, багаті основами; 5) сіалітно-карбонатні, багаті основами (серед них – лесові породи); 6) карбонатні, з домінуванням у складі карбонатів кальцію; 7) соленосні, збагачені сульфатами і хлоридами; 8) вуглецеві. Залежно від того, які із перелічених груп порід є ґрунтотворними, в тому чи іншому напрямі трансформується вплив біокліматичних чинників середовища на формування ґрунтів і ґрунтового покриву.

Поряд з неоднорідністю ґрунтів і ґрунтового покриву, залежно від гранулометричного і хімічного складу ґрунтотворних по-

рід, у межах ґрунтово-географічних зон і підзон простежується неоднорідність ґрунтів і ґрунтового покриву, зумовлена місцевими особливостями рельєфу, яку В. В. Докучаєв назвав поняттям "топографія ґрунтів". В результаті досліджень його послідовників у ґрунтово-географічній літературі сформувалось поняття про ряди ґрунтотворення, залежно від розташування ґрунтів за рельєфом, що суттєво різняться умовами зволоження і міграції речовин, відоме як *закон аналогічних рядів ґрунтів* (С. О. Захаров, Г. В. Добровольський), або *топогенно-геохімічного споріднення ґрунтів* (В. А. Ковда, М. А. Глазовська).

Закономірність *топогенно-геохімічної спорідненості ґрунтів* полягає в тому, що в різних ґрунтово-географічних зонах і підзонах компонентний склад ґрунтового покриву різний, однак загальні особливості формування, розподілу та властивостей ґрунтів на відповідних елементах рельєфу в принципі є аналогічними. З'ясовано, що в межах кожного конкретного ландшафту ґрунти різних гіпсометричних рівнів геохімічно пов'язані між собою (геохімічно підпорядковані) шляхом горизонтальної міграції речовин від більш високих до нижчих частин схилу з поверхневим, внутріґрунтовим і підґрунтовим стоком.

На підвищених елементах рельєфу в усіх випадках формуються ґрунти генетично незалежні (автономні), яким властива відносна акумуляція малорухомих продуктів ґрунтотворення. На понижених елементах рельєфу (шлейфи схилів, днища западин, долини тощо) формуються ґрунти генетично залежні, з акумуляцією мобільних продуктів ґрунтотворення, що надходять сюди з вищих гіпсометричних позицій. До схилових елементів рельєфу приурочені ґрунти генетично перехідні, з наближенням до підніжжя схилів зростає акумуляція рухомих речовин і елементів. Така схема географії ґрунтів у межах кожної конкретної території, відповідно до закону топографічних рядів, часто ускладнена зміною порід чи інших місцевих умов. Зважаючи на це, С. С. Неуструєв (1931) генетично незалежні ґрунти плакорних гіпсометричних рівнів назвав "автоморфними", а генетично залежні ґрунти низьких гіпсометричних рівнів – "гідроморфними".

16.2. Ґрунтові карти світу та України

Найвичерпнішу інформацію про ґрунти і ґрунтовий покрив досліджуваної території містять ґрунтові карти. Кожна карта є результатом узагальнення знань про географію ґрунтів на певний проміжок часу та водночас віддзеркалює методологію і техніку картографічного узагальнення наявної інформації.

Першою в історії ґрунтознавства картою ґрунтів світу була "Схема почвенных зон Северного полушария" (1899), складена В. В. Докучаєвим у масштабі 1 : 50 000 000. Карту разом із колекцією ґрунтів території Російської імперії 1900 р. демонстрували на Всесвітній промисловій виставці в Парижі, її відзначено почесним дипломом виставки. Складена картосхема ґрунтів світу була лише картографічним відображенням певних теоретичних і ґрунтово-географічних уявлень автора. Легенду до цієї карти В. В. Докучаєв розробив на основі ґрунтово-географічного зонального принципу, генетичної концепції ґрунтотворення і класифікації ґрунтів. Ця легенда містила лише вісім виділів, включаючи п'ять широтних ґрунтово-географічних зон. Однак значення цієї карти Докучаєва для подальшого розвитку світової картографії ґрунтів є дуже важливим. Вперше проілюстровано, що поширення ґрунтів на земній суші не хаотичне, а має цілком закономірний характер, зумовлений природно-географічними умовами конкретної території. А головне, ця перша карта ґрунтів світу надовго визначила найважливіший принцип вітчизняної ґрунтової картографії – принцип зональності ґрунтового покриву.

Принцип зональності ґрунтового покриву покладено в основу подальших розробок світових ґрунтових карт (К. Д. Глінка (1927), Ч. Келлог (1938),Д. Г. Віленський (1950), І. П. Герасимов (1964), В. А. Ковда (1974),М. А. Глазовська, В. М. Фрідланд (1978). У розробках новіших карт відображено більшу різноманітність ґрунтів світу, уточнення структури ґрунтового покриву, межы поширення різних ґрунтів. Якщо на першій ґрунтовій карті світу В. В. Докучаєва було лише вісім виділів ґрунтів, то на карті В. А. Ковди (1974) їх було вже 293.

Важливе місце серед світових ґрунтових карт належить ґрунтовій карті світу ФАО/ЮНЕСКО, яку складали понад 15 років (1960–

1975). Це перша в історії карта світу, розроблена і складена на основі міжнародної співпраці ґрунтознавців різних країн та наукових шкіл. Головною науковою проблемою її створення було розроблення легенди на базі погодженої номенклатури і діагностики виділених на карті ґрунтових одиниць. Карту масштабу 1 : 5 000 000 та легенду до неї опубліковано на 19-ти аркушах. До карти додано фундаментальний пояснювальний текст. Легенда карти містить 26 груп типів ґрунтів, які об'єднують 133 типи ґрунтів та основних ґрунтових одиниць. У зв'язку з обновленням та уточненням карти в опублікованій 1987 р. новій легенді карти уже зазначено 27 ґрунтових груп і 144 ґрунтові одиниці.

Перевагами карти ФАО/ЮНЕСКО є погоджені на міжнародному рівні номенклатура та критерії діагностики ґрунтів, відносно великий масштаб і детальність відображення ґрунтового покриву, інформаційна насиченість характеристики ґрунтових виділів. Заслуговує схвалення бажання авторів відобразити на карті не окремі типи чи одиниці ґрунтів, а їхнє поєднання (переважаючого і супутнього ґрунтів), котрі доповнено характеристикою рельєфу і стану поверхні території, гранулометричного складу ґрунтів, рекомендаціями з їхнього використання. Такі дані, безперечно, цікаві й необхідні для оцінки земельних ресурсів світу.

В Україні 1999 року видано "Атлас світу", в якому поміщено оглядову навчальну ґрунтову карту світу масштабу 1 : 100 000 000 (див. вкл., карта 1). Легенда до карти містить 31 виділ основних типів ґрунтів світу. Аналіз змісту цієї карти та зіставлення її з картами кліматичними і геоботанічними підтверджує наявність тісної географо-генетичної залежності ґрунтів від клімату і рослинності. Водночас зміст карти ілюструє охарактеризовані вище основні закономірності географії ґрунтів – горизонтальної (широтної) зональності, провінціальності-фаціальності, вертикальної зональності, літогенної диференціації та топогенно-геохімічної спорідненості ґрунтів і ґрунтового покриву. Особливо виразно проявляється на карті ґрунтово-географічна провінціальність-фаціальність.

Першу карту ґрунтів України складено 1928 р. в масштабі 1 : 1000 000. На основі нових матеріалів ґрунтово-географічних досліджень 1935 р. складено оглядову ґрунтову карту України під

редакцією О. М. Грінченка, Г. С. Гриня, М. К. Крупського. На основі узагальнення матеріалів ґрунтових обстежень попередніх років 1949 р. складено нову ґрунтову карту України, а 1951 р. до неї видано монографію "Почвы УССР" (Н. Б. Вернандер та ін.).

Протягом 1957–1961 рр. в Україні було здійснено великомасштабні обстеження ґрунтів. Для кожного господарства складено ґрунтові карти в масштабі 1 : 10 000 та 1 : 25 000, районні ґрунтові карти масштабу 1 : 50 000 та ґрунтові карти областей масштабу 1 : 200 000 з пояснювальними записками до них. Узагальнивши матеріали виконаних великомасштабних обстежень ґрунтів, М. К. Крупський зі співробітниками 1972 р. видали нову карту ґрунтів України у масштабі 1 : 750 000. В оглядовому варіанті цю карту в масштабі 1 : 2 500 000 видано 1977 р. з вкладкою до "Атласа почв Украинской ССР". Як варіант навчальної оглядової карти ґрунтів України останню карту масштабу 1 : 4 500 000 поміщено у виданому 1999 р. "Атласі світу" (див. вкл. карта 2).

У 70–80-х роках XX сторіччя виконано роботи з коригування матеріалів великомасштабного обстеження ґрунтів України 1957–1961 рр. у зв'язку з необхідністю уточнення їхньої класифікації, деталізації та уніфікації номенклатури. За результатами цього коригування 1981 р. видано "Полевой определитель почв". У ньому містяться описи понад 1200 різновидів ґрунтів України. Подано повні номенклатурні назви ґрунтів відповідно до принципів класифікації і діагностики ґрунтів СРСР 1977 року та з урахуванням їхніх зональних і фаціально-провінціальних особливостей у межах території України.

16.3. Ґрунтово-географічне районування світу та України

Формування принципів ґрунтово-географічного районування започаткував В. В. Докучаєв, який обґрунтував виокремлення ґрунтово-географічних зон північної півкулі.

Мета ґрунтово-географічного районування полягає у встановленні зв'язків ґрунтів і ґрунтового покриву певної території з її

природно-екологічними умовами та виокремлення територій, однотипних за складом і структурою ґрунтового покриву, сукупністю чинників ґрунтотворення, можливістю й ефективністю господарського використання ґрунтів.

В основу ґрунтово-географічного районування покладено аналіз ґрунтових і комплексу спеціальних карт – геологічних, геоморфологічних, ландшафтних, кліматичних і геоботанічних. На відміну від звичайних ґрунтових карт, які фіксують розподіл певних різновидів ґрунтів, їхніх комплексів і поєднань на тій чи іншій території, карти ґрунтово-географічного районування віддзеркалюють в узагальненому вигляді картину природної диференціації ґрунтового покриву залежно від умов і чинників природно-географічного середовища.

При розробленні схеми ґрунтово-географічного районування СРСР (Є. М. Іванов, М. М. Розов, 1962; Г. В. Добровольський, І. С. Урусевська, 2004), України (Г. С. Гринь, М. К. Крупський, 1969; Н. М. Бреус, М. І. Полупан, 1989) та світу (М. М. Розов, М. М. Строганова, 1979) було прийнято таку схему таксономічних одиниць районування, яка відображає відповідний рівень організації структур ґрунтового покриву:

- *ґрунтово-біокліматичний пояс* – сукупність ґрунтових широтних і вертикальних (гірських) зон, об'єднаних подібністю радіаційних і термічних умов;
- *ґрунтово-біокліматична область* – сукупність ґрунтових широтних і вертикальних зон, що мають подібні не лише радіаційні і термічні умови, а й характер зволоження та континентальності клімату;
- *ґрунтова зона* – ареал поширення зонального ґрунтового типу і супутніх інтразональних (переважно напівгідроморфних і гідроморфних) ґрунтів;
- *гірська ґрунтова провінція* – ареал певної сукупності генетично споріднених вертикальних ґрунтових зон залежно від положення гірської країни чи області в системі ґрунтово-біокліматичних поясів і областей та особливостей орографії (за своїм таксономічним положенням у системі районування гірська провінція аналогічна ґрунтовій зоні на рівнині);

- *ґрунтова підзона* – частина ґрунтової зони, на території якої поширені певні зонально-підзональні та супутні інтразональні підтипи ґрунтів;
- *ґрунтова провінція* – частина ґрунтової зони або підзони, що виокремлюється специфічними особливостями ґрунтів за ступенем зволоження і континентальності клімату в широтному відрізку ґрунтової зони чи температурного режиму в меридіональному відрізку зони. Кожна провінція виокремлена за переважаючими в ній фаціальними підтипами зональних ґрунтів, основними показниками атмосферного і ґрунтового клімату, властивостями і режимами ґрунтів.

При виокремленні нижчих таксономічних одиниць ґрунтово-географічного районування – ґрунтових округів і ґрунтових районів – провідну роль відіграють місцеві літолого-геоморфологічні умови. Вони й визначають топографію ґрунтів, формуючи певні типи ґрунтових комбінацій і структури ґрунтового покриву залежно від морфології і морфометрії рельєфу та літолого-хімічних особливостей ґрунтотворних порід.

Схему ґрунтово-географічного районування світу (рис. 16.2) із виділенням ґрунтово-біокліматичних поясів та областей складено М. М. Розовим і М. М. Строгановою 1979 р.

Зі схеми бачимо, що майже половину (42 %) всієї площі ґрунтового покриву земної суші займає екваторіально-тропічний пояс. До того ж, значна частина площі поясу розташована в областях гумідного і перехідного клімату.

На території України ґрунтово-географічне районування виконано 1962 року при складанні карти районування СРСР, наступне – 1980 року, виконано у зв'язку з розробленням карти ґрунтово-географічного районування СРСР для вищої школи масштабу 1 : 8 000 000 (Г. В. Добровольський, І. С. Урусевська, 2004). У подальші роки проведено уточнення схеми ґрунтово-географічного районування території України (Г. Ю. Платонова, 1989), яку в обновленому варіанті поміщено в першому томі Географічної енциклопедії України. На всіх схемах районування території України застосовано традиційну систему таксономічних одиниць – ґрунтово-біокліматичний пояс, ґрунтово-біокліматична об-

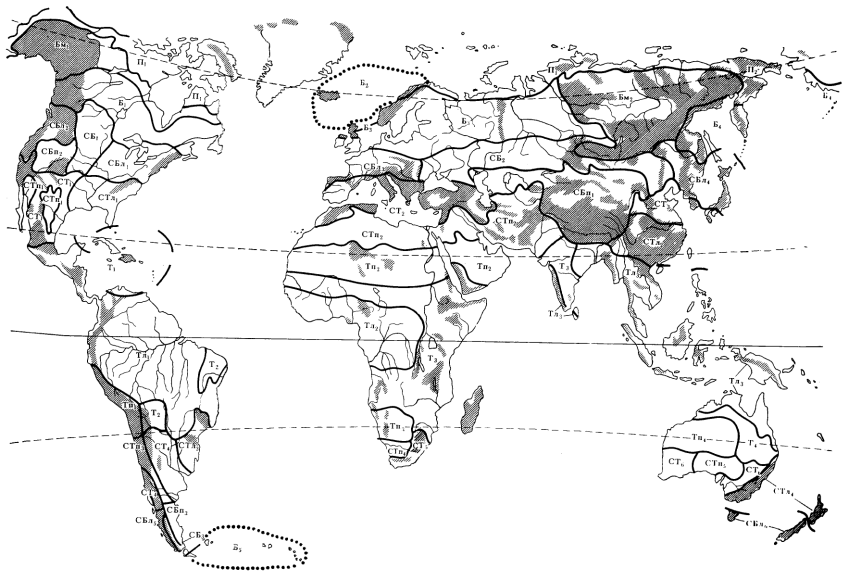


Рис. 16.2. Схема ґрунтово-біокліматичних поясів та областей світу (за М. М. Розовим та М. М. Строгановою, 1979).

Полярні (П) пояси: $П_1$ – Північноамериканська, $П_2$ – Євразійська області. **Бореальні (Б) пояси:** *Бореальні тайгово-лісові* – $Б_1$ – Північноамериканська, $Б_2$ – Ісландсько-Норвезька, $Б_3$ – Європейсько-Сибірська, $Б_4$ – Берингово-Охотська, $Б_5$ – Вогнянозем ельська; *Бореальні мерзлотно-тайгові* – $Бм_1$ – Північноамериканська, $Бм_2$ – Східносибірська області. **Суббореальні (СБ) пояси:** *Суббореальні лісові* – $СБл_1$ – Північноамериканська східна, $СБл_2$ – Північноамериканська західна, $СБл_3$ – Західноєвропейська, $СБл_4$ – Східноазійська, $СБл_5$ – Південноамериканська, $СБл_6$ – Новозеландсько-Тасманська області; *Суббореальні степові* – $СБ_1$ – Північноамериканська, $СБ_2$ – Євразійська, $СБ_3$ – Південноамериканська; *Суббореальні пустельні й напівпустельні* – $СБп_1$ – Центральноазійська, $СБп_2$ – Північноамериканська, $СБп_3$ – Південноамериканська області. **Субтропічні (СТ) пояси:** *Субтропічні вологолісові* – $СТл_1$ – Північноамериканська, $СТл_2$ – Східноазійська, $СТл_3$ – Південноамериканська, $СТл_4$ – Австралійська області; *Субтропічні посушливі* – $СТ_1$ – Північноамериканська, $СТ_2$ – Середземноморська, $СТ_3$ – Східноазійська, $СТ_4$ – Південноамериканська, $СТ_5$ – Південноафриканська, $СТ_6$ – Австралійська області; *Субтропічні пустельні й напівпустельні* – $СТп_1$ – Північноамериканська, $СТп_2$ – Афро-Азійська, $СТп_3$ – Південноамериканська, $СТп_4$ – Південноафриканська, $СТп_5$ – Австралійська області. **Екваторіально-тропічний (Т) пояс:** *Екваторіально-тропічні вологолісові* – $Тл_1$ – Американська, $Тл_2$ – Африканська, $Тл_3$ – Австрало-Азійська області; *Тропічні саванні* – $Т_1$ – Центральноамериканська, $Т_2$ – Південноамериканська, $Т_3$ – Афро-Азійська, $Т_4$ – Австралійська області; *Тропічні пустельні й напівпустельні* – $Тп_1$ – Південноамериканська, $Тп_2$ – Афро-Азійська, $Тп_3$ – Південноафриканська, $Тп_4$ – Австралійська області

ласть, ґрунтова зона, гірська ґрунтова провінція, ґрунтова підзона (див. вкл. карта-схема 3).

Згідно зі схемою ґрунтово-географічного районування, територія України розташована в бореальному, суббореальному та субтропічному помірно теплому поясах. У межах цих поясів виокремлено такі ґрунтово-біокліматичні області: Центральна тайгово-лісова бореального поясу, Центральна лісостепова і степова та Західна буроземно-лісова суббореального поясу, Південнобережна кримська ксерофітно-лісова субтропічного поясу. В межах областей виокремлено традиційні ґрунтово-географічні широтні зони і підзони, а в гірських областях Карпат і Криму – гірські ґрунтові провінції.

На основі матеріалів великомасштабного обстеження ґрунтів України 1957–1961 рр. співробітниками Українського науково-дослідного інституту ґрунтознавства та агрохімії ім. О. Н. Соколовського 1969 р. складено картосхему ***агроґрунтового районування*** України (Г. С. Гринь, М. К. Крупський, 1969). Оновлений у наступні роки варіант цієї карти поміщений у першому томі Географічної енциклопедії України. Завдання агроґрунтового районування полягає у поділі території за ознаками подібності у ґрунтовому покриві з урахуванням усього комплексу природно-географічних умов і чинників (клімату, рельєфу, рослинного і тваринного світу, ґрунтотворних і підстилаючих порід, природних вод), важливих для сільськогосподарського виробництва (див. вкл. карта-схема 4).

У результаті АҐР на території України виокремлено такі таксономічні одиниці:

Агроґрунтова область – сукупність ґрунтових структур у межах поясу з подібними радіаційними і термічними режимами, умовами зволоження і континентальності клімату, які зумовлюють до особливостей ґрунтотворення, розвитку рослинності та ведення землеробства. Виокремлено ті ж чотири області, що і на схемі ґрунтово-географічного районування України – Центральну тайгово-лісову бореального поясу, Центральну лісостепову і степову та Західну буроземно-лісову суббореального поясу, Південнобережну кримську ксерофітно-лісову субтропічного поясу.

Агроґрунтова зона (на рівнинній частині території України) – характеризується однотипними фізико-географічними умовами,

певною макроструктурою ґрунтового покриву і зональними типами ґрунтів – поліська, лісостепова, степова та сухостепова зони.

Вертикальна агроґрунтова зона (у гірських областях Карпат і Криму) – виокремлено по п'ять вертикальних зон у кожній з гірських областей.

Агроґрунтова підзона (у межах степової зони України з переважанням того чи іншого підтипу зональних чорноземних ґрунтів) – виокремлено північностепову підзону чорноземів звичайних і південностепову підзону чорноземів південних.

Агроґрунтова провінція – вирізняється у межах агроґрунтових зон і підзон, якій властиві певні особливості ґрунтотворення, зумовлені місцевими особливостями гідротермічного режиму ґрунтів і континентальності клімату. Всього на території України виокремлено 18 агроґрунтових провінцій, зокрема у поліській зоні – 4, лісостеповій – 4, степовій – 8, сухостеповій – 2 провінції.

Агроґрунтовий район – вирізняється у межах агроґрунтових провінцій, характеризується однотипним рельєфом та однорідним покривом ґрунтотворних порід, майже однорідним ґрунтовим покривом. На території України виокремлено понад 140 агроґрунтових районів (Н. М. Бреус, М. І. Полупан, 1989).

Агроґрунтові підрайони та мікрорайони – виокремлюють у випадку неоднорідності ґрунтового покриву території в межах агроґрунтового району.

Агроґрунтове районування України має важливе значення для визначення агроресурсного потенціалу території та спеціалізації сільськогосподарського виробництва, обґрунтування системи агромеліоративних заходів з охорони та підвищення продуктивності ґрунтів і земель.

Контрольні запитання і завдання до розділу:

1. *Який підхід застосовують при ґрунтово-географічних дослідженнях?*
2. *Назвіть загальні закономірності географії ґрунтів і ґрунтового покриву земної поверхні.*
3. *У чому полягає закономірність горизонтальної (широтної) зональності ґрунтів?*

4. *У чому полягає літогенна дивергенція ґрунтів і ґрунтового покриву?*
5. *Охарактеризуйте закономірності поширення ґрунтів у гірських системах.*
6. *Перелічіть найвідоміші карти ґрунтів світу та їхні основні характеристики.*
7. *Охарактеризуйте ґрунтову карту світу ФАО/ЮНЕСКО та її значення.*
8. *Проаналізуйте стан ґрунтово-географічних досліджень в Україні.*
9. *Яка мета і що покладено в основу ґрунтово-географічного районування?*
10. *Назвіть таксономічні одиниці ґрунтово-географічного районування СРСР.*
11. *У яких ґрунтово-біокліматичних поясах лежить територія України?*
12. *Які завдання агроґрунтового районування і яке його значення?*

Завдання для самостійної роботи:

1. *Назвіть типи ґрунтів, поширення яких на земній кулі підпорядковане закону широтної зональності ґрунтів.*
2. *Охарактеризуйте зміну гірських ґрунтових провінцій в гірських областях Карпат і Криму.*
3. *Закон аналогічних рядів ґрунтів С.О. Захарова і Г.В. Добровольського.*
4. *Охарактеризуйте різницю між автоморфними і гігроморфними ґрунтами і наведіть приклади цих ґрунтів.*
5. *Нанесіть на контурну карту України головні типи ґрунтів України.*

Література:

1. Атлас почв Украинской ССР / под ред. Н. К. Крупского, Н. И. Полупана. – К. : Урожай, 1979. – 145 с.
2. Атлас світу. – К. : Картографія, 1999. – 216 с.
3. Бреус Н. М. Агроґрунтове районування / Н. М. Бреус, М. І. Полупан // Географічна енциклопедія України : в 3 т. – К. : УРЕ, 1989. – Т. 1. – С. 12–13.

4. Глазовская М. А. География почв с основами почвоведения : учебник / М. А. Глазовская, А. Н. Геннадиев. – М. : Изд-во Моск. ун-та, 1995. – 400 с.
5. Гринь Г. С. Принципи агроґрунтового районування Української РСР / Г. С. Гринь, М. К. Крупський // Агроґрунтове районування України. – К. : Урожай, 1969. – С. 3–26.
6. Добровольский Г. В. География почв : учебник / Г. В. Добровольский, И. С. Урусевская. – М. : Изд-во Моск. ун-та, 1984. – 416 с.
7. Докучаев В. В. К учению о зонах природы / В. В. Докучаев. – Избранные сочинения. – М. : Госсельхозиздат, 1949. – Т. III. – С. 317–329.
8. Классификация и диагностика почв СССР. – М. : Колос, 1977. – 234 с.
9. Платонова Г. Ю. Ґрунтово-географічне районування / Г. Ю. Платонова // Географічна енциклопедія України: в 3 т. – К. : УРЕ, 1989. – Т. 1. – С. 300–301.
10. Полевой определитель почв / под ред. Н. И. Полупана, Б. С. Носко, В. П. Кузьмичева. – К. : Урожай, 1981. – 320 с.
11. Почвенно-географическое районирование СССР (в связи с сельскохозяйственным использованием земель) / под ред. Е. Н. Ивановой, Н. Н. Розова, Д. М. Шашко. – М. : Изд-во АН СССР, 1962. – 422 с.
12. Розанов Б. Г. Почвенный покров земного шара / Б. Г. Розанов. – М. : Изд-во Моск. ун-та, 1977. – 248 с.
13. Розов Н. Н. Почвенный покров мира / Н. Н. Розов, М. Н. Строганова. – М. : Изд-во Моск. ун-та, 1979. – 290 с.
14. Шищенко П. Г. Фізико-географічне районування України. Масштаб 1 : 6 000 000 / П. Г. Шищенко // Україна. Навчальний атлас. – К. : Картографія, 1998. – С. 50.

Розділ 17

ҐРУНТИ АРКТИЧНОЇ ЗОНИ

Арктична зона включає острови Північного Льодовитого океану, розташовані північніше 75° пн. ш.: Землю Франца-Йосифа, Шпіцберген, Північну Землю, північну частину півострова Таймир, окремі острови Канадського архіпелагу (Прінс-Патрік, Мелвіл, Маккензі-Кінг та інші), значну частину Землі Баффіна, північну частину Гренландії.

В Антарктиді поширені полярні пустельні ґрунти, які формуються фрагментарно у межах окремих розрізнених, вільних від льоду оазисів прибережної частини континенту. Оазиси займають лише 0,06 % від площі Антарктиди. Площі окремих оазисів коливаються від декількох десятків до сотень квадратних кілометрів. Найбільшими за площею з них є оазиси Бангера, Вікторії, Тейлор-Росса, Абляційний, Тангера, Вестфолль, Еймері.

Суттєвою особливістю ***умов ґрунтотворення*** арктичної зони є значне поширення сучасного зледеніння. Льодовиками покрито близько 30 % площі всіх островів.

Клімат арктичної зони дуже суворий, холодний, радіаційний баланс не більший 6 ккал (25 кДж)/см^2 в рік. Середня річна температура становить від -10°С до -14°С, зимові температури – від -25°С до -31°С. Влітку середньодобова температура не перевищує +5°С. Безморозний період триває всього 12–14 днів у році. Кількість опадів невелика (приблизно 150 мм), випадають вони здебільшого у вигля-

ді снігу навіть влітку. Сніговий покрив малопотужний, а на підвищених елементах рельєфу повністю здувається вітром. Повсюдно поширена багаторічна мерзлота, потужність якої вимірюють сотнями метрів.

Для рельєфу арктичної зони характерні льодовикові й абляційні форми. Ґрунтотворення переважно розвивається у вузьких перигляціальних зонах між краями льодовика і береговою лінією на низовинах, нагірних і морських терасах.

У складі ґрунтотворних порід переважають щебенюваті елювіально-соліфлюкційні, морські, часто засолені, і льодовикові відклади. У результаті морозного вивітрювання поверхня ґрунтів розтріскується на багатокутники-полігони. Тріщини поступово перетворюються в пониження, створюючи нерівності мікрорельєфу. На щебенюватих і кам'янистих породах у результаті виморожування на поверхні накопичується щебенюватий матеріал.

Значний вплив на ґрунтотворення у цій зоні має імпульверизація солей з моря і сильні вітри, які сприяють засоленню та окарбоначенню ґрунтів.

Кількість опадів є незначною, що зумовлено низькою абсолютною вологістю повітря через низькі температури, а також стокові вітри, що дують з високих льодовикових поверхонь. Кількість опадів в оазисі Бангера становить 62 мм за рік, в оазисі Райта на Землі Вікторії коливається від 300 мм у прибережній частині до 80 мм у внутрішніх, більш сухих областях; опади випадають навіть влітку у вигляді снігу.

Рослинність оазисів є дуже бідною. Більша частина поверхні скель і кам'янистих розсипів оголена. На скелях місцями поселяються різні види накипних і кущистих лишайників, літофільних мохів. На дрібноземному субстраті – моренах, флювіогляціальних і озерних відкладах – мохи поселяються частіше. У тріщинах скель, на дрібноземному субстраті флора представлена колоніями зелених і синьозелених водоростей. Найбільше мохів і лишайників у місцях поселень пінгвінів і лігвищ тюленів у прибережній і острівній частинах Антарктиди. На пінгвінячих базарах поверхня скель і дрібноземних продуктів вивітрювання покрита органічним шаром товщиною у декілька сантиметрів – суміш гуано, підстилки з пір'я і пуху та мінеральних частинок. На такому органічному субстраті добре приживаються мохи і лишайники. У дрібноземі під мохами і на старих пінгвінячих базарах, складених переважно мінеральним грубогравійним матеріалом, вміст гумусу становить близько 0,4–0,8 %.

Донні відклади мілких пересихаючих прісних і солоних озер є сильно збагаченими на органічні речовини. Їхні води багаті на синьо-зелені та діатомові водорості. При їхньому відмиранні на дні утворюється товща сапропелю потужністю 15–25 см, який поступово гуміфікується і мінералізується. Зокрема, в солончакових ґрунтах по берегах гірко-солоного озера в оазисі Бангера вміст гумусу становить 6,9 %.

Арктичні ґрунти (Leptic Cryosols, Gelic Regosols, Gelic Leptosols) є характерним типом ґрунтів для арктичної ландшафтно-географічної зони. Арктичні ґрунти – це добре дреновані ґрунти Арктики і Антарктики.

У генезисі арктичних ґрунтів важливу роль відіграє вічна мерзлота, яка визначає інтенсивність вивітрювання, температурний і водний режими ґрунтів і підґрунтя. Сезонне відтаювання має короткий період – 1,5–2 місяці і поширюється на невелику глибину – до 30–50 см. При цьому температура діяльного шару ґрунту близька до 0ºС. Тому біо- та геохімічні процеси сповільнені, а з кінця серпня і до початку липня практично відсутні.

Ґрунти арктичних пустель формуються переважно на ділянках з дрібноземом і здебільшого фрагментарно та комплексно, що зумовлено комплексністю рослинності, яка розвивається вибірково відповідно до умов рельєфу, експозиції, характеру материнських порід. Окрім комплексності, простежується тут і полігональність – ґрунти розбиті вертикальними морозобійними тріщинами шириною до 2 см. Ґрунтовий профіль арктичних ґрунтів вкорочений (40–50 см), при цьому потужність його часто змінюється з вклинюванням окремих горизонтів (див. вкл. фото 1). У ґрунтах арктичних пустель відсутній горизонт кислої підстилки *Ho*. Ілювіальний горизонт виражений слабо, інколи він зовсім відсутній. Для ґрунтів характерна значна скелетність, відсутність ознак оглеєння, накопичення оксидів феруму у верхніх горизонтах, слабовиражене переміщення речовини по профілю, інколи воно зовсім відсутнє.

Арктичні ґрунти поділяють на два підтипи: *арктичні пустельні* й *арктичні типові гумусні*. У межах підтипу арктичних пустельних ґрунтів виокремлюють два роди: а) насичені; б) карбонатні та засолені.

Арктичні пустельні ґрунти (*Leptic Cryosols*) характерні для супераридної (до 100 мм опадів) і ультрахолодної частини Арктики. Формуються під сильнорозрідженим рослинним покривом у вигляді купин з мохів і лишайників з поодинокими екземплярами квіткових рослин. Значні площі тут займають щебенюваті елювіально-делювіальні відклади, кам'янисті розсипи, еолові піски. Поверхня арктичних пустельних ґрунтів покрита щебенювато-кам'янистим панциром. Профіль ґрунтів має таку будову:

H_{CaCO_3} – гумусовий горизонт потужністю 12–15 см, світло-сірого кольору, без вираженої структури, легкого гранулометричного складу. Корінців рослин мало. На нижній поверхні щебеню, який трапляється в цьому горизонті, наявні карбонатні кірки.

I_{CaCO_3} – ілювіальний карбонатний горизонт, сягає глибини 35 см, яскраво-коричневого забарвлення, насичений щебенем і гравієм, легкого гранулометричного складу, трохи ущільнений, з рясними карбонатними кірками на щебені і пухкими новоутвореннями карбонатів у дрібноземі. Корінці рослин у цьому горизонті трапляються дуже рідко. На глибині приблизно 40 см інтенсивність коричневого забарвлення послаблюється.

P – ґрунтотворна порода – гравійно-піщаний матеріал сіруватого-коричневого кольору.

Американський ґрунтознавець Д. Тедроу називає ці ґрунти полярно-пустельними. Вони трапляються на півночі Гренландії (Земля Пірі) і в північній частині Канадського архіпелагу.

Глибина сезонного відтаювання внаслідок легкого гранулометричного складу сягає 1 м. Вище 1 м ґрунти доволі сухі. Це насичені арктичні пустельні ґрунти, незасолені, займають добре дреновані підвищені елементи рельєфу. На схилах з полігональною структурою поверхні сформувались карбонатні та засолені арктичні пустельні ґрунти.

У гранулометричному складі арктичних пустельних ґрунтів переважають піщані фракції. Вміст пилу незначний – 10 %, мулу

– близько 5 %. Вміст гумусу у верхньому горизонті коливається у межах 0,2–1,0 %, що пов'язано з багатою флорою водоростей, які поселяються на поверхні ґрунту і між щебенем.

Ємність вбирання низька – до 10 ммоль на 100 г ґрунту. В літній період на поверхні з'являються вицвіти легкорозчинних солей.

Арктичні типові гумусні ґрунти (*Umbric Cryosols, Ornithic Regosols*) формуються переважно на невисоких плато, плакорних вододільних височинах і абразійно-акумулятивних морських терасах під мохово-різнотравно-злаковою рослинністю (загальне покриття 10–30 %) по морозобійних тріщинах і тріщинах висихання.

У гранулометричному складі ґрунтів переважають полімінеральні піщані фракції. Кількість мулу невисока, в ньому переважають гідрослюди й аморфні гідрооксиди феруму.

Вміст гумусу у верхньому гумусовому горизонті (0–12 см) коливається у межах 3–6 %, інколи може сягати 9 %. З глибиною його вміст поступово зменшується, сягаючи в надмерзлотному горизонті 1,5–2 %. Відношення Сгк:Сфк становить 0,3–0,7. У складі гумусу переважають малорухомі фульвокислоти і гумати кальцію, значний вміст також негідролізованого залишку.

Реакція ґрунтового розчину арктичних типових гумусних ґрунтів слабкокисла і нейтральна, зрідка слабколужна, величина pH водного становить 6–7. Ємність вбирання коливається у межах 5–15 ммоль на 100 г ґрунту. Ступінь насичення ґрунтів основами високий – 90–99 %, що зумовлено незначним вилуговуванням катіонів кальцію і магнію.

Арктичні типові гумусні ґрунти найпоширеніші в євроазійському секторі Арктики.

Арктично-тундрові ґрунти поширені плямами у пониженнях рельєфу арктичних пустель і дрібногорбкуватої тундри. Поверхня ґрунтів вкрита суцільним плащем рослинності – осока, дріада, карликова верба. Для арктично-тундрових ґрунтів характерний торф'янистий горизонт потужністю 5–15 см. Під ним залягає темно-бурий гумусовий горизонт потужністю 3–5 см. Глибше знаходиться перехідний малопотужний піщаний, насичений водою горизонт, без ознак оглеєння. З глибини 25–30 см починається постійно мерзла товща.

Арктично-тундрові ґрунти незасолені, безкарбонатні, мають нейтральну або слабкокислу реакцію ґрунтового розчину, містять багато гумусу. Проте в зоні полярних пустель такі ґрунти займають незначні площі.

У межах арктичних пустель, у западинах рельєфу сформувались ґрунти, подібні до тундрових. Однак, на відміну від типових тундрових, вони менш потужні, мають нейтральну або лужну реакцію. Поверхня цих ґрунтів покрита чорним лишайником.

Зрідка трапляються торф'янисті болотні ґрунти. На о. Прінс-Патрік є невеликі ділянки боліт з потужністю торфового горизонту до 60 см і кислою реакцією торфу. Товща торфу пронизана лінзами льоду, а поверхня покрита широкими, виповненими льодом тріщинами.

У гирлах рік, які затоплюються морськими водами, трапляються ділянки маршевих солончаків, а на пташиних базарах – біогенні акумуляції.

Ґрунти полярних пустель Антарктиди за літо відтаюють на 30–40 см. Для них характерне червонувато-коричневе або оранжеве забарвлення через наявність гідрооксидів феруму. Від соляної кислоти закипають з поверхні, що свідчить про наявність карбонатів кальцію. Поряд з кальцитом на поверхні скель спостерігаються вицвіти легкорозчинних солей: гіпсу, тенардиту, галіту. Сольові вицвіти в оазисах поширені повсюдно, а по берегах озер, в замкнутих депресіях рельєфу, сформувались солончакові ґрунти. Наприклад, вздовж берега гірко-солоного озера в оазисі Бангера, у водах якого міститься 17,3 г/л солей, утворилась смуга коркових солончаків. Кількість легкорозчинних солей у верхньому горизонті цих ґрунтів становить 13,4 %. У ґрунтах дрібноземних плям на підвищених поверхнях оазису вміст солей становить лише 0,3 %. У складі солей, поряд з хлоридами, багато сульфатів і бікарбонатів натрію, менш розчинних, ніж хлориди. Засоленість антарктичних ґрунтів зумовлена не лише вивітрюванням і континентальним соленакопиченням, але й еоловим принесенням солей з океану.

Для ґрунтів антарктичних пустель характерний дуже низький вміст мулуватих частинок (від сотих часток відсотка до 3–4 %), низький вміст пилуватих частинок (до 6 %), значна кам'янистість,

слабка диференціація профілю. Вміст карбонатів кальцію, залежно від ґрунтотворних порід і геоморфологічного положення, коливається від 0,5–1,0 % до 7–12 %.

Отже, у перигляціальних пустелях Антарктиди скрізь чітко виражені ознаки пустельного вивітрювання і ґрунтотворення: дуже слабке глиноутворення, формування кірок "пустельного загару", окарбоначення продуктів вивітрювання, соленакопичення з диференціацією солей по профілю і в межах ґрунтово-геохімічних катен за елементами рельєфу. Низький вміст органічної речовини, домінуюча участь у процесах ґрунтотворення водоростей і лишайників наближає ґрунти пустель Антарктиди до ґрунтів високогірних пустель і ґрунтів жарких пустель світу.

Арктика і Антарктика знаходяться поза межами сільськогосподарської діяльності людини. В Арктиці полярні пустелі можна використовувати як мисливські угіддя і резервати для збереження та підтримання чисельності різних видів тварин і птахів (білий ведмідь, вівцебик, біла канадська гуска тощо).

Контрольні запитання і завдання до розділу:

1. *Охарактеризуйте чинники ґрунтотворення арктичної зони.*
2. *Перелічіть ґрунти, які поширені у межах арктичної зони і особливості їхнього формування.*
3. *Охарактеризуйте будову профілю арктичних пустельних ґрунтів.*
4. *Який вміст гумусу в арктичних типових гумусних ґрунтах?*
5. *Проаналізуйте особливості формування арктично-тундрових ґрунтів.*
6. *Які властивості ґрунтів антарктичних пустель?*
7. *Які ґрунтотворні процеси відбуваються в ґрунтах антарктичних пустель?*
8. *Охарактеризуйте способи використання ґрунтів Арктики й Антарктики.*

Завдання для самостійної роботи:

1. *Охарактеризуйте відмінності чинників ґрунтотворення арктичної і перехідної арктично-тундрової зони і їхніх вплив на ґрунтотворний процес.*
2. *Арктична мерзлота і її вплив на формування ґрунтового покриву полярних територій.*
3. *Поясніть чому, на Вашу думку, в арктичних ґрунтах переважає піщаний гранулометричний склад.*

Література:

1. Герасимова М. И. География почв России / М. И. Герасимова. – М. : Изд-во МГУ, 2007. – 312 с.
2. Глазовская М. А. География почв с основами почвоведения / М. А. Глазовская, А. Н. Геннадиев. – М. : Изд-во Моск. ун-та, 2005. – 461 с.
3. Голубчиков Ю. Н. География горных и полярных стран / Ю. Н. Голубчиков. – М. : Изд-во МГУ, 1996.
4. Добровольский Г. В. География почв / Г. В. Добровольский, И. С. Урусевская. – М. : Изд-во МГУ, 2004. – 460 с.
5. Позняк С. П. Ґрунтознавство і географія ґрунтів : підручник. / С. П. Позняк. – Львів : ЛНУ імені Івана Франка, 2010. – Ч. 2. – 286 с.
6. Почвообразование и выветривание в гумидных ландшафтах. – М. : Наука, 1978.
7. Розанов Б. Г. Почвенный покров земного шара / Б. Г. Розанов. – М. : Изд-во Моск. ун-та, 1977. – 248 с.
8. Розов Н. Н. Почвенный покров мира / Н. Н. Розов, М. Н. Строганова. – М. : Изд-во Моск. ун-та, 1979. – 290 с.
9. Таргульян В. О. Почвообразование и выветривание в холодных гумидных областях / В. О. Таргульян. – М., 1971.

Розділ 18

ҐРУНТИ ТУНДРОВОЇ ЗОНИ

Тундрова зона розташована на південь від арктичної зони і широкою смугою охоплює узбережжя Північного Льодовитого океану. Поділяється на три підзони: арктичну, типову і південну тундри. Південна межа тундри Євразії збігається з північною межею тайгових лісів. На Північноамериканському континенті південна межа суттєво відхиляється від широтного напряму. У південній півкулі тундра відсутня. В субарктичному поясі суша представлена невеликими групами островів з типовим океанічним кліматом, з дощовим, похмурим і прохолодним літом. Замість тундри тут поширені луки і трав'янисто-мохові болота. Ґрунти промерзають періодично або упродовж року перебувають у відталому стані.

Умови ґрунтотворення тундрової зони вирізняються менш суворим кліматом, ніж арктична зона. Радіаційний баланс зростає до 10–20 ккал (41–82 кДж)/см^2 в рік. Для клімату тундри характерні незначна кількість тепла і мала тривалість періоду з додатними температурами, велика тривалість холодного періоду, залягання близько до поверхні багаторічно мерзлих товщ, мала кількість опадів і їхнє переважання над випаровуваністю в річному циклі. Середня річна температура повітря в межах усієї тундрової зони від'ємна: від 0–0,2°С (Ісландія, Кольський півострів) до 16–19°С в азійській тундрі. Тривалість безморозного періоду становить 2–3 місяці, а з температурою понад

10°С – приблизно 50 днів. Найбільша кількість опадів (понад 400 мм) випадає на заході (Кольський півострів) і на сході тундрової зони (Чукотський півострів), а найменша (150–250 мм) – у центральній азійській частині при річному випаровуванні 150–300 мм і високій вологості повітря (75–90 % влітку), що спричинює перезволоження.

Ґрунтотворними породами тундрової зони є різноманітні четвертинні та сучасні льодовикові, водно-льодовикові, морські, алювіальні й озерні відклади різного гранулометричного складу, часто кам'янисті і щебенюваті. У гірських місцевостях ґрунтотворні породи представлені грубоуламковим елювій-делювієм корінних порід.

Значну частину території тундрової зони займають рівнинні форми рельєфу з плоскохвилястою або увалисто-горбкуватою поверхнею. Наявність багаторічної мерзлоти зумовлює велику кількість озер і боліт, горбистий і полігональний мікрорельєф.

Характерною особливістю рослинності тундрової зони є відсутність лісів. Слово "тундра" в перекладі з карельської мови означає "безлісе місце". У складі рослинності переважають мохи, лишайники, чагарнички, низькорослі чагарники і трав'янисті рослини. За характером рослинності тундрову зону поділяють на підзони: арктичних тундр, типових мохово-лишайникових і чагарникових тундр і південних чагарникових тундр. У підзоні арктичної тундри основу рослинності формують мохи і лишайники. Поверхня кам'янистих розсипів покрита кірковими і накипними лишайниками. У підзоні типової тундри панує мохово-лишайникова рослинність. Значні площі займають чагарничкові тундри, де, крім мохів і лишайників, у рослинному покриві домінують чорниця, брусниця. Ділянки плямистої тундри вирізняються значною неоднорідністю рослинного покриву. Плями можуть бути зовсім не зайнятими рослинністю, або ж вона перебуває на різних стадіях розвитку. У підзоні південної тундри переважає чагарникова рослинність з окремими низькорослими пригніченими деревами. Тут домінують карликова берізка з домішками карликової верби, багна. В нижньому ярусі домінують бурі та зелені мохи в поєднанні з лишайниками і деякі трави.

У південній частині підзони трапляються невеликі групи деревної рослинності з модрини, ялини з характерною однобічною формою крони. У підзоні південної тундри значні площі зайняті велико-

горбкуватими і плоскогорбкуватими болотами. По річкових долинах у зоні тундри трапляються окремі масиви низькорослих лісів.

На поверхні ґрунтів накопичується напіврозкладена підстилка, незважаючи на незначне надходження органічних залишків. Біологічний колообіг речовин тундри характеризується як застійний, низькозольний, дуже малопродуктивний, азотного типу хімізму. Важливу роль у генезисі ґрунтів тундри відіграють такі кріогенні процеси, як плямоутворення, випинання, тріщиноутворення, солі-флюкція, термокарстові явища.

Процеси ґрунтотворення в тундрі відбуваються в умовах перезволоження та нестачі тепла й охоплюють лише сезонновідтаюючий шар ґрунту. Мікробіологічні процеси сконцентровані переважно у верхньому 10–20-сантиметровому шарі.

Тундрово-глейові ґрунти (*Gleyic Cryosols*) як самостійний тип тундрових ґрунтів вперше виокремили В. В. Докучаєв і М. М. Сибірцев. Головними рисами тундрового глейового ґрунтотворення є: невелика швидкість руйнування і зміни ґрунтотворних порід; відносно сповільнене видалення продуктів ґрунтотворення з ґрунтової товщі; слабка диференціація профілю щодо мулу і мінеральних компонентів поруч з метаморфізмом мінеральної частини in situ; наявність постійного або періодичного оглеєння у всіх генетичних горизонтах профілю; відносна сповільненість процесів розкладення і синтезу органічних речовин; утворення в результаті процесів гуміфікації кислої органічної речовини у вигляді грубогумусових і гумусових горизонтів і значної кількості безколірних легкорозчинних гумусових сполук, які володіють високою рухомістю; значний вплив кріогенних процесів на морфологію і фізико-хімічні властивості ґрунтів. У тундрових ґрунтах інколи спостерігається надмерзлотна акумуляція гумусу і заліза над горизонтом багаторічної мерзлоти.

Тундрові глейові ґрунти є типовими для тундрової ландшафтно-географічної зони. В Євразії ці ґрунти займають 2,7 % від площі континенту, у Північній Америці – до 4,6 %. Загальна площа тундрових глейових ґрунтів на Земній кулі близько 2 600 тис. км^2.

Тундрові глейові ґрунти поділяють на кілька підтипів. Сформовані в різних біокліматичних провінціях тундрової зони, залежно від

умов ґрунтотворення тундрові глейові ґрунти можуть мати суттєві відмінності в будові профілю. Підтиповий поділ тундрових глейових ґрунтів не є завершеним через їхню недостатню вивченість. Головними підтипами тундрових глейових ґрунтів є: *арктично-тундрові гумусні глеюваті (тундрові гумусні слабооглеєні); тундрові глейові типові; тундрові глейові гумусні; тундрові глейові перегнійні; тундрові глейові торф'янисті; тундрові глейові опідзолені*.

Арктично-тундрові гумусні глеюваті ґрунти формуються у північній тундрі, в межах фації континентального клімату на плейстоценових суглинках, алювіально-озерних піщано-суглинкових, делювії корінних порід, морських піщано-глинистих відкладах. Ґрунти займають рівнинні плакорні ділянки, вершини горбів і гряд, передгірські рівнини. Значні території тут заболочені, є багато озер, інколи з гідролаколітами. Арктично-тундрові гумусні глеюваті ґрунти формуються під розрідженою злаково-різнотравно-чагарниково-моховою рослинністю. Будова профілю арктично-тундрових гумусних глеюватих ґрунтів така: під дерниною залягає малопотужний (до 5 см) гумусовий горизонт *H* коричнево-бурого або темно-коричневого забарвлення з сірим відтінком, з великою кількістю корінців рослин. Нижче виділяється темно-бурий або коричнево-бурий горизонт *Igl* (*Bgl*) з блідими сизуватими і рудими плямами, який з глибини 20–30 см переходить у бурий горизонт *I* (*B*) без ознак оглеєння. З глибини 40–50 см починається багаторічна мерзлота. Інколи наявні поховані гумусові горизонти.

Гранулометричний склад цих ґрунтів суглинковий і глинистий, зрідка супіщаний і піщаний, ґрунти щебенюваті. У гумусовому горизонті вміст гумусу становить 4–7 %, інколи 10 %. З глибиною вміст гумусу зменшується, сягаючи 2–3 % у надмерзлотному шарі. Склад гумусу фульватний, Сгк:Сфк – 0,3–0,7. Реакція ґрунтового розчину від кислої і слабкокислої (pH від 3,5 до 6) у верхніх горизонтах до нейтральної – у нижніх. Ступінь насиченості основами різний залежно від складу ґрунтотворних порід (60–93%). Ємність вбирання становить 10–30 ммоль на 100 г ґрунту.

Тундрові глейові типові ґрунти (Gleyic Cryosols, Turbic Gleysols) поширені у північній частині Західносибірської низовини, на Північносибірській, Яно-Індигірській, Колимо-Алазейській і Абійській

низовинах, на північному сході Чукотки. На Північноамериканському материку ґрунти розповсюджені на Лаврентійській височині і на Алясці. Сформувалися в межах моренних, озерно-льодовикових, льодовикових горбисто-грядових, льодовиково-морських рівнин, абразійно-акумулятивних приморських рівнин, складених мореннями, флювіогляціальними, елювіальними відкладами суглинкового і глинистого гранулометричного складу. Рівнини сильно заболочені. Добре виражений тріщинно-полігональний мікрорельєф і горби випинання. На кутастих схилах мікрорельєф ускладнений соліфлюкцією і зсувами. Ґрунти утворились під трав'янисто-моховими, чагарничково-трав'яно-лишайниково-моховими угрупуваннями. Торфовий горизонт відсутній. Під живою рослинною подушкою або дерниною є пухкий гумусовий горизонт *H*, насичений живими і відмерлими корінцями рослин, потужністю від 1 до 10 см. Під ним залягає ілювіальний горизонт *Igl* (*Bgl*), суглинковий чи глинистий, щільний, нерівномірно забарвлений, на бурому фоні вохристі і сизі плями, в нижній частині спостерігається надмерзлотне оглеєння. Материнська порода *PGl* – мерзлий, глейовий суглинок, темно-сизого забарвлення, з численними прожилками льоду. Потужність діяльного шару досягає 40–80 см (див. вкл., фото 2).

Протягом восьми-дев'яти місяців такі ґрунти перебувають у мерзлому стані, а сезонновідтаюючий діяльний шар – в умовах перезволоження і дефіциту тепла. Наявність багаторічної мерзлоти спричиняє замкненість водного і сольового режимів. Внаслідок цього вивітрювання мінералів слабке, навіть у пилуватих фракціях трапляються уламки порід.

Ґрунти містять від 4 до 10 %, інколи до 13 % гумусу. Реакція ґрунтів змінюється від кислої до слабкокислої і нейтральної (pH водне 3,8–6,3). Найменші значення спостерігаються в гумусовому горизонті (pH сольове – 2,7–3,8). Ємність вбирання невисока. У складі обмінних катіонів переважає кальцій.

Тундрові глейові гумусні (грубогумусні) ґрунти (Umbric Gleyic Cryosols) формуються на суглинкових і глинистих ґрунтотворних породах у межах вододільних рівнин, з добре розвиненим плямисто-горбкуватим мікрорельєфом. Розвиваються під чагарничково-мохово-лишайниковою рослинністю. Ці ґрунти мають більш чи

менш виражений гумусово-акумулятивний горизонт потужністю в декілька сантиметрів. Для тундрових глейових гумусних ґрунтів характерне поверхневе накопичення слаборозкладених мохів і сильне оглеєння верхніх мінеральних горизонтів при зменшенні ступеня оглеєння з глибиною, що зумовлено дуже коротким перебуванням нижніх горизонтів у незамерзлому стані. Будова профілю тундрових глейових гумусних ґрунтів така:

Нт – торф'янистий горизонт потужністю 5–10 см, складається з опаду мохів, листя чагарників, лишайників.

HIgl – гумусовий ілювійований горизонт, потужністю 5–10 см, сірувато-бурий, з сизуватим відтінком, з темними плямами або язиками по старих морозобійних тріщинах, тиксотропний, багато корінців і кореневого слаборозкладеного опаду, неясно вираженої грудкуватої структури з вохристими плямами, з різким переходом до сильніше оглеєних горизонтів.

IPgl – бурий, з сизуватим відтінком і окремими гумусовими та залізистими плямами, потужністю до 20 см, тиксотропний, з глибини 60–70 см, мерзлий.

Pgl – материнська порода, менше оглеєна, мерзла, з прошарками льоду товщиною 1–3 см.

За гранулометричним складом тундрові ґрунти переважно суглинкові. У складі гранулометричних фракцій переважають дрібний пісок і крупний пил. Кількість мулу становить 10–25 %. Гумус грубий, кислий. Його вміст в горизонті *HIgl* становить 2–4 %, в горизонті *IPgl* на глибині 70–80 см – 0,5–1,2 %. Відношення Сгк:Сфк = 0,3–0,6. Реакція ґрунтового розчину кисла, pH водне – 5,1–5,8.

Тундрові глейові перегнійні ґрунти (Umbric Gleyic Cryosols) поширені у межах європейської підзони північної тундри і на помірно зволожених рівнинних ділянках Північного Сибіру і Північної Америки. Профіль ґрунтів складається з малопотужної (2–3 см) торф'янистої підстилки *Н*т, перегнійного горизонту *НтН* бурувато-коричневого забарвлення, з великою кількістю напіврозкладених рослинних решток потужністю 5–7 см. Нижче залягає голубувато-сизий або сірий глейовий горизонт *Gl*. Ступінь оглеєння може не змінюватись до мерзлоти або зменшуватись. Загальна потужність профілю 60–

80 см. Вміст гумусу в горизонті *НтН* становить 3–6 %. Реакція ґрунтового розчину кисла і слабкокисла, ступінь насичення основами 20–50 %. Часто над мерзлим шаром спостерігається акумуляція гумусових речовин.

Тундрові глейові торф'янисті ґрунти (Histic Gleyic Cryosols) утворюються в умовах утрудненого відтоку атмосферних опадів на породах різного гранулометричного складу, переважно у південній типовій і чагарниковій тундрі та лісотундрі. Будова профілю цих ґрунтів така:

Но – торф'яниста підстилка потужністю 5–7 см.

НТ – торф'янистий горизонт, коричневого забарвлення, потужністю від 3–5 до 15–20 см, інколи до 30 см.

Н – темно-сірий гумусовий горизонт потужністю 2–6 см.

Gl – глейовий горизонт, брудно-сталевого, сірого або сизого забарвлення, з вохристими плямами, нерідко тиксотропний, поступово переходить у материнську породу.

Загальна потужність профілю 60–100 см. Для цих ґрунтів характерна слабка кріогенна порушеність профілю. У глейовому горизонті вміст гумусу становить 1,5–6,0 %. Реакція ґрунтового розчину кисла і сильнокисла, pH водне становить 3,7–5,3.

Тундрові глейові опідзолені ґрунти (Stagnosols) розповсюджені переважно у південній тундрі. Формуються на породах легкого гранулометричного складу з лишайниково-моховим покривом з домішками карликової берези і багна.

Профіль цих ґрунтів має ознаки опідзолення (освітлення) у верхній частині і складається з таких горизонтів:

Но – торф'яниста підстилка потужністю 3–5 см.

H_1 – перегнійний або гумусовий горизонт потужністю 5–10 см, бурувато-коричневого забарвлення.

НЕ – опідзолений горизонт потужністю 20–40 см, сизувато-світло-бурий, інколи з жовтуватим або голубим відтінком.

Gl – глейовий ілювіальний горизонт, бурувато-сизий або сизий, поступово (за відсутності мерзлоти) або різко переходить у материнську породу *Р*.

Загальна потужність профілю цих ґрунтів понад 1 м. В ілювіальному горизонті спостерігається відносне накопичення гумусу

– до 2–3 %, тоді як в інших горизонтах його менше: в *НЕ* – 0,7–1,5 %. Склад гумусу фульватний. Обмінні основи містяться лише в підстилці, з мінеральної частини вимиті повністю. Реакція ґрунтів сильнокисла, pH водне – 3,8–5,5.

По-іншому відбувається ґрунтотворення в тундрі на легких за гранулометричним складом породах. На кам'янистих і хрящуватих піщано-супіщаних породах внаслідок їхньої високої водопроникності і низької водоутримуючої здатності, а також часто за відсутності мерзлого водотривкого горизонту надлишок атмосферної вологи швидко просочується через пухку, охоплену ґрунтотворенням товщу і скидається у ґрунтові та річкові води. Ґрунтовий профіль розвивається в переважно окислювальному середовищі при інтенсивному промиванні і низхідному переміщенні вологи. Характерною особливістю ґрунтів, на відміну від тундрових глейових, є відсутність глейових горизонтів і ознак оглеєння у профілі та переважання червонуватого, коричнюватого і буруватого забарвлення мінеральної товщі завдяки великій кількості окиснених форм заліза.

За особливостями будови вирізняють два типи ґрунтів тундри на легких за гранулометричним складом породах: ***тундрові підбури і підзоли альфегумусові.***

Тундрові підбури (Entic Podzols) – ґрунти з бурим морфологічно не опідзоленим профілем. Вони характеризуються відсутністю освітлених мінеральних горизонтів і заляганням зразу під органогенним горизонтом бурої мінеральної товщі, яка бліднішає з глибиною. Профіль підбурів складається з таких горизонтів: *О* (*НО*) – грубогумусовий горизонт (підстилка); Hi_f – гумусовий акумулятивно-ілювіальний, фульватний; $Ih_{Fe\text{-}Al}$ – ілювіально-гумусовий залізисто-алюмінієвий; Ih_{Fe} – ілювіально-гумусовий залізистий, який поступово переходить у породу; P_{sial} – сіалітна ґрунтотворна порода.

Підбури характеризуються кислою і сильнокислою реакцією ґрунтового розчину, вилугованістю та ненасиченістю всього ґрунтового профілю, високою гідролітичною та обмінною кислотністю. Ступінь насичення основами – 40–80%, у вбирному комплексі поруч з іоном гідрогену багато алюмінію. Донизу кислотність і ненасиченість зменшується, а також знижується ємність вбирання і сума вбирних основ (Ca^{2+} і Mg^{2+}). Головною причиною кислої реакції і

ненасиченості підбурів є диспропорція між малою швидкістю вивільнення основ із силікатів і швидким винесенням розчинних форм основ.

У складі гумусу різко переважають рухомі й агресивні фракції гумінових кислот і фульвокислот, зв'язаних з півтораоксидами. Валовий аналіз виявляє збагачення всього ґрунтового профілю, порівняно з породою, оксидами заліза й алюмінію, та збіднення кремнеземом. У профілі підбурів слабовиражений внутріґрунтовий елювіально-ілювіальний перерозподіл оксидів заліза й алюмінію.

***Підзоли альфегумусові* (*Podzols*)** формуються у відносно тепліших, гумідних і менш континентальних районах (південна тундра) зазвичай на породах дуже кислих (кварцові піски), бідних на лужноземельні основи, а також залізо та алюміній; здатні нейтралізувати агресивні фульвокислоти. На відміну від підбурів, у профілі альфегумусових підзолів під органогенно-акумулятивним горизонтом наявний мінеральний освітлений підзолистий горизонт *Е*, який різко переходить у яскраво-буру або коричнево-буру товщу ілювіальних горизонтів. Альфегумусові підзоли відзначаються загальною незначною потужністю профілю.

Понижені, погано дреновані елементи рельєфу в тундровій зоні зайняті тундровими торф'янисто-глейовими (болотно-тундровими) і тундровими болотними ґрунтами. Здебільшого болотні ґрунти характеризуються кислою і дуже кислою реакцією ґрунтового розчину, високою гідролітичною кислотністю, зокрема у верхніх горизонтах профілю.

Тундрові біогеоценози мають важливе господарське значення. В зоні тундри знаходяться значні площі пасовищ північного оленя. Основні пасовища розташовані в смузі мохово-лишайникових і чагарникових тундр, а також на галофітних приморських луках. Лишайникові тундри використовують як зимові пасовища оленів, а мохові, трав'янисто-мохові, чагарникові тундри і приморські луки – як літні.

Землеробство у тундрі переважно закритого типу (тепличне). У сприятливих мікрокліматичних умовах розвивається землеробство відкритого ґрунту. Головні сільськогосподарські культури відкритого ґрунту зони тундри і лісотундри – картопля, капуста, цибуля,

морква, редиска, кормові коренеплоди, овес, ячмінь на зелену масу. Короткий вегетаційний період обмежує кількість культур.

Контрольні запитання і завдання до розділу:

1. *Охарактеризуйте чинники ґрунтотворення тундрової зони.*
2. *Які ґрунтотворні породи переважають у межах тундрової зони?*
3. *Які типи ґрунтів поширені в тундровій зоні?*
4. *Які особливості будови профілю тундрово-глейових ґрунтів?*
5. *Охарактеризуйте ареали поширення тундрових глейових типових ґрунтів.*
6. *Які фізико-хімічні властивості тундрових глейових опідзолених ґрунтів?*
7. *Як класифікують ґрунти тундри на легких за гранулометричним складом породах?*
8. *Охарактеризуйте морфологічну будову профілю тундрових підбурів.*
9. *З чим пов'язано формування підзолистого горизонту у підзолах альфегумусових?*
10. *Які способи сільськогосподарського використання ґрунтів тундрової зони?*

Завдання для самостійної роботи:

1. *Ґрунти тундрової зони північноамериканського континенту і їхні відмінності від ґрунтів тундри Євразії.*
2. *Процес оглеєння і його вплив на властивості тундрових ґрунтів.*
3. *Вплив рослинності на властивості ґрунтів тундри.*

Література:

1. Васильевская В. Д. Почвообразование в тундрах Средней Сибири / В. Д. Васильевская. – М. : Наука, 1980.
2. Герасимова М. И. География почв России / М. И. Герасимова. – М. : Изд-во МГУ, 2007. – 312 с.
3. Добровольский Г. В. География почв / Г. В. Добровольский, И. С. Урусевская. – М. : Изд-во МГУ, 2004. – 460 с.

4. Игнатенко И. В. Почвы Восточно-Европейской тундры и лесотундры / И. В. Игнатенко. – М. : Наука, 1980.
5. Караваева Н А. Тундровые почвы Северной Якутии / Н. А. Караваева. – М. : Наука, 1969.
6. Позняк С. П. Ґрунтознавство і географія ґрунтів : підручник / С. П. Позняк. – Львів : ЛНУ імені Івана Франка, 2010. – Ч. 2 – 286 с.
7. Почвоведение. Типы почв, их география и использование / под ред. В. А. Ковды, Б. Г. Розанова / [Л. Г. Богатирев, В. Д. Васильевская, А. С. Владыченский и др.]. – М. : Высш. шк., 1988. – Ч. 2. – 368 с.
8. Розанов Б. Г. Почвенный покров земного шара. – М. : Изд-во Моск. ун-та, 1977. – 248 с.
9. Тундрові ґрунти / за ред. проф. Д. Г. Тихоненка. // Ґрунтознавство. – К. : Вища освіта, 2005. – С. 343–347.

Розділ 19

ҐРУНТИ ТАЙГОВО-ЛІСОВОЇ ЗОНИ

Тайгово-лісова зона займає значну частину бореального (помірно холодного) поясу. В північній півкулі утворює широкий пояс, який простягається в широтному напрямі через Євразію і Північну Америку. На півночі вона межує з лісотундрою, на півдні – з лісостепом, а в приокеанічних секторах – з хвойно-широколистяними і широколистяними лісами суббореального поясу. Через велику протяжність зони з заходу на схід і з півночі на південь природні умови надзвичайно різноманітні.

Умови ґрунтотворення тайгово-лісової зони дуже різноманітні. Клімат зони помірно континентальний, у Східному Сибіру – різко континентальний, а на Далекому Сході – мусонний. Середня річна температура повітря змінюється від +4°С в Європейській частині до -10°С – у Східному Сибіру. У центральній частині тайгово-лісової зони опадів за рік випадає 350–700 мм. У тайгово-лісовій зоні максимум опадів випадає влітку. Річна кількість опадів здебільшого перевищує випаровуваність, власне ця територія належить до зони достатнього і надлишкового зволоження. Автоморфні ґрунти тайгово-лісової зони утворюються в умовах промивного типу водного режиму, а в Східному Сибіру – мерзлотного водного режиму.

Рельєф у Європейській частині зони представлений низовинними просторами і височинами з абсолютними позначками 290–460 м над рівнем моря. Їхня поверхня сильно розчленована річковими долинами, балками і ярами, тому рельєф горбисто-хвилястий. Найбільшими пониженнями є Західносибірська, Полісько-Дніпровська, Верхньоволзька, Оксько-Мокшинська і Мещорська низовини з абсолютними висотами 100–150 м. Іноді трапляються невисокі моренні та дюнні підняття. На схід від ріки Єнісей простягається Середньосибірське плоскогір'я, Центрально-Якутська низовина та обширні гірські споруди Східного Сибіру і Далекого Сходу з дуже складним гірським рельєфом. На Далекому Сході гірські хребти чергуються з ділянками рівнин і обширних низовин, до яких приурочені основні масиви сільськогосподарських земель.

Ґрунтотворними породами в Європейській частині тайги переважно є льодовикові та водно-льодовикові відклади. Основні породи – безкарбонатні та карбонатні моренні відклади різного гранулометричного складу. Трапляються повсюдно, найбільше – в межах поширення Валдайського зледеніння. Покривні суглинки і глини, лесоподібні карбонатні легкі та середні суглинки приурочені до центральних і південних районів. Водно-льодовикові піщані й супіщані породи приурочені до низовин. Елювій і делювій корінних порід поширений найбільше в межах височин і на Далекому Сході. Сучасні алювіальні відклади приурочені до заплав рік.

Переважаючим типом рослинності є тайгово-мохові, мохово-чагарникові, трав'янисто-чагарникові ліси, які на півдні змінюються листяними і широколистяними лісами. Значно поширена і лучна трав'яниста рослинність – на суходільних і заплавних луках і під пологом лісу. Значні площі зайняті болотними асоціаціями.

У зв'язку з неоднорідністю природних умов тайгово-лісову зону поділяють на підзону північної тайги з глеєпідзолистими ґрунтами, підзону середньої тайги з підзолистими ґрунтами і підзону південної тайги з дерново-підзолистими ґрунтами.

Особливістю клімату північно-тайгової підзони є надлишкове зволоження і порівняно обмежене надходження тепла. Підзона характеризується поширенням північно-тайгових лісів і лісотундрового рідколісся. У Європейській частині переважають ялиново-березові ліси, на пісках – соснові. У Західному Сибіру – переважають ялинові та ялиново-модринові. Під пологом лісу розвинутий

моховий покрив і чагарнички (брусниця, чорниця, буяхи, багно, вероніка та інші). Крім цього, є сфагнум і зозулин льон, а також лишайники.

У ґрунтовому покриві північно-тайгової підзони поширені глеєпідзолисті ґрунти на суглинкових породах і альфегумусові на піщаних у поєднанні з болотно-підзолистими і торф'яно-болотними ґрунтами. Характерною особливістю є переважання болотних і сильнозаболочених ґрунтів над глеєпідзолистими ґрунтами і підзолами. Останні зазвичай приурочені до добре дренованих прирічкових смуг, еродованих височин або територій з піщаними відкладами з глибоким рівнем ґрунтових вод.

Глеєпідзолисті ґрунти (Albic Stagnosols, Stagnic Luvisols) вперше досліджено Є. М. Івановою (1943), а згодом їх внесено до класифікації як самостійний підтип у типі підзолистих ґрунтів. Водний режим цих ґрунтів промивний, з тривалим поверхневим застоєм води, передусім навесні та восени, що спричиняє формування безпосередньо під грубогумусовою підстилкою (*O*) освітленого сизувато-сірого підзолистого елювіально-глейового горизонту *Egl*, утвореного поєднанням елювіально-глейового і власне підзолистого процесів. Нижче знаходиться перехідний до елювіального горизонт *EIgl*, ілювіальний – *It* з глинистими плівками, який поступово переходить у неоглеєну ґрунтотворну породу *P*.

Характерними морфологічними ознаками глеєпідзолистих ґрунтів є відсутність гумусового горизонту і поверхневе оглеєння. За глибиною нижньої межі підзолистого горизонту в цілинних ґрунтах (від нижньої межі підстилки) глеєпідзолисті ґрунти поділяють на види: поверхнево-підзолисті (глибина нижньої межі <5 см), мілкопідзолисті (5–20 см), неглибокопідзолисті (20–30 см) і глибокопідзолисті (>30 см).

Глеєпідзолисті ґрунти дуже кислі по всьому профілю (pH_{KCl} 3,3–4,0). Найкисліший горизонт *Egl*, куди надходять кислі продукти розкладення лісової підстилки. Насиченість основами в елювіальній частині профілю становить не менше 20 %. Ці ґрунти містять мало гумусу, максимум його є в горизонті *Egl* (2–4 %). За складом гумус фульватний. Профіль добре диференційований за розподілом мулуватої фракції і валовим складом. У Західній Європі ґрунти з по-

верхневим оглеєнням у результаті тимчасового перезволоження атмосферними опадами і періодичною зміною окисно-відновних умов отримали назву "псевдоглей", ґрунти з постійним перезволоженням атмосферними водами – "стагноглей". Стагноглеї можна розглядати як останню стадію еволюції псевдоглею у вологому кліматі.

В умовах вологого клімату північної тайги на легких породах, які забезпечують вільний внутрішній дренаж, формуються підзоли альфегумусові. Вони приурочені до древньоалювіальних і флювіогляціальних пісків і супісків або хрящувато-щебенюватого елювію та делювію бідних основами і півтораоксидами корінних порід. Профіль цих ґрунтів формується в умовах окиснення, і ознаки оглеєння, на відміну від глеєпідзолистих ґрунтів, відсутні.

Підзоли (Albic Podzols) формуються у середньотайговій підзоні під пологом хвойних лісів на суглинкових і супіщаних породах на припіднятих дренованих елементах рельєфу.

Важливою особливістю підзолистого процесу є руйнування у верхній частині профілю ґрунту первинних і вторинних мінералів і винесення продуктів руйнування у нижчі горизонти і ґрунтові води. У найчистішому вигляді підзолистий процес відбувається під пологом темнохвойного лісу майже без трав'янистої рослинності. Відмерлі частини деревної і мохово-лишайникової рослинності накопичуються переважно на поверхні ґрунту у вигляді лісової підстилки. Ці залишки містять мало кальцію, азоту і багато важкорозчинних сполук, таких як лігнін, воски, смоли і дубильні речовини.

У результаті підзолистого процесу під лісовою підстилкою виокремлюється підзолистий горизонт, який володіє такими головними ознаками і властивостями: внаслідок винесення феруму і мангану та накопичення залишкового кремнезему забарвлення горизонту з червоно-бурого або жовто-бурого стає світло-сірим або білуватим, що нагадує золу (попіл); горизонт збіднений елементами живлення, півтораоксидами і мулуватими частинками; має кислу реакцію і сильно насичений основами; у суглинкових і глинистих відмінах він набуває пластинчасто-листуватої структури або стає безструктурним.

Частина речовин, винесених з лісової підстилки і підзолистого горизонту, закріплюється нижче підзолистого горизонту. Утворю-

ється горизонт вмивання, або ілювіальний, збагачений мулуватими частинками, півтораоксидами заліза й алюмінію та іншими сполуками. Інша частина речовин, вимитих низхідними потоками води, досягає ґрунтово-підґрунтових вод і, рухаючись разом з ними, виходить за межі ґрунтового профілю. В ілювіальному горизонті завдяки вмитим сполукам можуть утворюватися вторинні мінерали типу монтморилоніту, гідроксидів заліза й алюмінію та інші. У деяких випадках в ілювіальному горизонті піщаних підзолистих ґрунтів накопичується значна кількість гумусових речовин. Такі ґрунти називають підзолистими ілювіально-гумусовими.

Отож підзолистий процес супроводжується руйнуванням мінеральної частини ґрунту і винесенням деяких продуктів руйнування за межі ґрунтового профілю. Частина продуктів закріплюється в ілювіальному горизонті, утворюючи нові мінерали. Однак елювіальному процесу, що розвивається при опідзоленні, протистоїть інший, протилежний за своєю суттю, процес, пов'язаний з біологічною акумуляцією речовин.

Розвиток підзолистого процесу значною мірою залежить від властивостей материнської породи, зокрема її хімічного складу. На карбонатних породах цей процес значно слабшає, що спричинене нейтралізацією кислих продуктів вільним вуглекислим кальцієм породи і кальцієм опаду.

На вираженість підзолистого процесу великий вплив має також склад деревних порід. В однакових умовах розташування опідзолювання під листяними (зокрема, широколистяними) лісами (дуб, липа, клен тощо) відбувається слабше, ніж під хвойними. Опідзолювання під пологом лісу посилює зозулин льон і сфагнові мохи.

Генезис підзолистих ґрунтів пов'язаний також з процесом лесиважу. Цей процес відбувається під листяними лісами за участі менш кислого гумусу і супроводжується переміщенням із верхніх горизонтів у нижчі мулуватих частинок без їхнього хімічного руйнування. Ґрунти, в яких освітлений елювіальний горизонт формується під впливом лесиважу і поверхневого оглеєння, називають псевдопідзолистими, а сукупність цих процесів – псевдоопідзоленням.

Підзоли мають генетичний профіль з контрастними переходами між генетичними горизонтами (див. вкл. фото 3).

Ho – горизонт, що представляє органогенну частину профілю і містить дві частини: зверху – типова лісова підстилка, що складається з залишків хвої, мохів, шишок, листя; потужність підстилки від 2 см до 10 см; нижче рослинні залишки краще розкладені, їхня частина перетворена в грубий гумус, має нетривко-дрібногрудкувату структуру; горизонт пронизаний тонкими коренями деревних рослин, містить продукти діяльності комах; нижня межа проходить на глибині 10–15 см.

E – підзолистий горизонт, різко відрізняється від верхнього горизонту, має білувато-попелясте забарвлення, або біле, з ознаками горизонтального поділу; слабоущільнений або пухкий; потужність від декількох сантиметрів до 20–30 см; перехід у нижчі горизонти різкий, межа слабохвиляста.

Ih – ілювіально-гумусовий або ілювіально-залізисто-гумусовий, коричнювато-бурого (коричневого) або вохристо-бурого забарвлення; структура виражена слабо, проте горизонт ущільнений, зцементований, інколи поєднує чергування більше і менше озалізнених прошарків товщиною до 1 см (псевдофібри); на кам'янистих компонентах – натічні темно-бурі плівки; загальна товщина горизонту може бути лише декілька сантиметрів, проте може сягати і 50 см; перехід у ґрунтотворну породу поступовий.

P – сіалітна ґрунтотворна порода, піщана або опіщанена з включеннями хряща і щебеню.

У горизонті *Ho* кількість органічної речовини (слаборозкладені органічні залишки) сягає 5 % і більше, у підзолистому горизонті його вміст різко знижується (інколи до часток відсотка), а в горизонті *Ih* зазвичай спостерігається його максимум – до 3–8 %. Вниз по профілю його вміст поступово зменшується. У складі гумусу переважають фульвокислоти.

Підзоли – одні з найкисліших і найбільш ненасичених ґрунтів. У горизонтах *Ho* і *E* величини pH можуть знижуватися до 3,5 і 3,0, і тільки нижче від горизонту *Ih* вони наближаються до слабкокислої реакції. Ненасиченість основами у верхній частині профілю може перевищувати 70–80 %. У складі ґрунтово-вбирного комплексу при підлеглому значенні кальцію і магнію переважає гідроген і алюміній. Ємність вбирання незначна, причому коливається по профілю:

від 2–4 ммоль/100 г ґрунту в горизонті *E* до 15–20 ммоль/100 г ґрунту в горизонті *Ih*.

Для підзолів характерна висока водопроникність і мала вологоємність, а також низька забезпеченість елементами живлення. Підзоли не утворюють суцільних великих ґрунтових ареалів, що зумовлено специфікою літології поверхневих порід. Підзоли як на пісках, так і на щебенюватому елювії-делювії гірських схилів – це типово лісові ґрунти.

Дерново-підзолисті ґрунти (Albeluvisols) поширені в південно-тайговій підзоні тайги (мішані ліси). До цієї підзони належить і Українське Полісся.

Для клімату підзони характерне достатнє зволоження при значному забезпеченні теплом. Природні умови підзони сприяють формуванню південно-тайгових лісів з домішкою широколистяних порід і змішаних хвойно-широколистяних лісів з багатим трав'яним покривом. Достатньо вологий і теплий клімат сприяє енергійній діяльності ґрунтової фауни і мікроорганізмів, забезпечує інтенсивний біологічний колообіг. Наявність у лісах листяних порід і трав'янистої рослинності, які мають підвищену зольність порівняно з хвойними породами і мохами, сприяє закріпленню частини гумусових речовин у верхньому горизонті і формуванню у верхній частині профілю під підстилкою чітко вираженого гумусово-акумулятивного горизонту, утвореного в результаті дернового процесу. Однак для цілковитої нейтралізації основ, утворених у процесі розкладення рослинних залишків, гумусових речовин не вистачає, тому тут відбувається і підзолистий процес. Поєднання цих процесів зумовлює до формування дерново-підзолистих ґрунтів, які становлять основний фон ґрунтового покриву південно-тайгової підзони, переважаючи на додатних елементах рельєфу.

В основі поділу дерново-підзолистих ґрунтів на види є: потужність гумусового горизонту: слабодернові (< 10 см), середньодернові (10–15 см), глибокодернові (> 15 см); глибина нижньої границі підзолистого горизонту: поверхнево-підзолисті (< 10 см), мілкопідзолисті (10–20 см), неглибокопідзолисті (20–30 см) і глибокопідзолисті (> 30 см).

Генетичний профіль цілинних дерново-підзолистих ґрунтів має такі горизонти (рис. 9):

Ho – лісова підстилка, складається з опаду хвої, листя, уламків гілок, шишок, залишків мохів і трав; нижні шари зазвичай характеризуються значним розкладенням, посиленням темно-сірого забарвлення, землистим складенням, потужність коливається від 1–2 до 10–15 см.

HE – гумусово-акумулятивний (елювіальний), сірий або світло-сірий, дрібногрудкувата нестійка структура, пухке складення, в горизонті зосереджена основна маса коріння дерев'янистої і трав'янистої рослинності, потужність від декількох до 10–15 см.

E – підзолистий, найсвітліше забарвлений, сірувато-білуватий, має шарувату або пластинчасту структуру, інколи безструктурний, потужність від 1 до 20 см і більше; легший за гранулометричним складом, ніж нижчий горизонт; слабоущільнений, нерідко в горизонті трапляються рудякові зерна чорного забарвлення діаметром до декількох міліметрів; нижня межа нерівна, часто язикувата.

I – ілювіальний; бурий, темно-бурий або червоно-бурий, ущільнений і важчий за гранулометричним складом, ніж підзолистий горизонт; має горіхувату структуру, донизу – призматичну або брилувату; на гранях структурних агрегатів темні коричневі плівки, нерідко поверхня покрита білуватою присипкою і чорними плямами манганового складу; горизонт має вертикальну протяжність до 100–150 см.

P – материнська порода сіалітного складу, частіше безкарбонатна, знаходиться на глибині 200–250 см (див. вкл. фото 4).

Загальні властивості дерново-підзолистих ґрунтів:

– чітко виражена диференціація профілю на елювіальну та ілювіальну частини з утворенням світлого підзолистого горизонту у верхній частині профілю під малопотужним гумусовим горизонтом;

– збіднення елювіальної частини профілю фізичною глиною, мулом, півтораоксидами і відповідне їхнє накопичення в ілювіальному горизонті; відносне збагачення елювіальних горизонтів SiO_2;

– малий вміст гумусу (2–3 % у горизонті *H* і 0,5–1,0 % – у горизонті *E*), малий запас гумусу при переважанні в складі гумусу фульвокислот над гуміновими, а в складі гумінових – бурих гумінових кислот;

– висока актуальна і потенціальна кислотність верхньої частини профілю, передусім у цілинних ґрунтах під лісом;

– невелика ємність катіонного обміну (10–15 ммоль/100 г ґрунту) при низькому ступені насичення основами (менше 50% у верхній частині профілю);

– низька забезпеченість елементами живлення рослин;

– несприятливі фізичні властивості: наявність ущільненого ілювіального горизонту в середній частині профілю і відповідна диференціація фільтраційних властивостей по профілю, відсутність агрономічно цінної структури (неміцна грудкувато-пилувата в горизонті *H*, плитчасто-пластинчаста в горизонті *E*, призмоподібна в горизонті *I*), велика щільність і низька пористість.

Серед орних дерново-підзолистих ґрунтів виокремлюють *дерново-слабопідзолисті, дерново-середньопідзолисті і дерново-сильнопідзолисті*. На високих піщаних пагорбах Українського Полісся трапляються *дерново-приховано-підзолисті* ґрунти з недиференційованим озалізненим профілем. Підзолисто-дернові ґрунти характеризуються глибоким гумусовим горизонтом (до 40 см). У розораних варіантах у цих ґрунтах виокремлюють орний і підорний горизонти. Такі ґрунти приурочені до периферії неглибоких зниження або западин, де відсутній застійний режим вологи.

На територіях атмосферного і підґрунтового перезволоження утворюються оглеєні види дерново-підзолистих і підзолисто-дернових ґрунтів. У профілі таких ґрунтів на глибинах проявляються ознаки оглеєння, що надає горизонтам сизого або сталево-сірого забарвлення, появляються іржаво-вохристі плями, ферум-марганцеві конкреції, пунктуації тощо. Ґрунтово-глейові ґрунти поділяють на глейові (оглеєний весь профіль), глеюваті (оглеєність не вища від ілювіального горизонту), глибоко-глеюваті (оглеєність у нижній частині профілю або в породі). За ступенем оглеєння вирізняють слабо-, середньо- і сильнооглеєні дерново-підзолисті ґрунти.

Болотно-підзолисті ґрунти (Histic Gleyic Podzols, Histic Planosols) формуються в результаті підзолистого і болотного процесів ґрунтотворення, зумовленого тимчасовим надлишковим зволоженням поверхневими або м'якими ґрунтовими водами. Поширені в підзоні глеєпідзолистих і підзолистих ґрунтів, а також у підзоні

дерново-підзолистих ґрунтів і приурочені до понижених елементів рельєфу. Ці ґрунти належать до напівгідроморфних, мають кислу реакцію (pH_{KCl} 3–4). Підзолистий горизонт збагачений кремнеземом і збіднений півтораоксидами, а в глейових горизонтах накопичуються рухомі форми феруму. Болотно-підзолисті ґрунти зберігають ознаки підзолистих ґрунтів, проте характеризуються оглеєнням мінеральної частини і мають з поверхні органогенний горизонт від 10 до 30 см.

Профіль болотно-підзолистих ґрунтів має таку будову: з поверхні лісова підстилка *O* або очіс, нижче є торф'янистий горизонт *T*, який може бути слаборозкладеним (торф'яний), середньорозкладеним (перегнійно-торф'яний) і сильнорозкладеним (перегнійний). Під торф'янистим горизонтом залягає гумусовий горизонт *H* або *Hgl*, під ним – підзолистий *E* або *Egl*, ілювіальний *I* і порода *P* або *Pgl*.

Оглеєння породи виражене тільки при ґрунтовому зволоженні. Профіль, залежно від підзони, має потужність 50–200 см.

Серед болотно-підзолистих ґрунтів вирізняють такі підтипи: торф'янисто-підзолисті поверхнево-глейові (*H* 10–30 см, оглеєння сильне по всьому профілю), торф'янисто-підзолисті ґрунтово-глейові (*H* 10–30 см, оглеєння сильне, нижня частина профілю перезволожена, часто водоносна), перегнійно-підзолисті поверхнево-глейові. Потужність перегнійного горизонту *H* 10–20 см, вміст гумусу 20–30%. Реакція ґрунтового розчину у верхній частині профілю кисла (pH_{KCl} близько 4), а в нижній – близька до нейтральної (pH 6–7). Дерново- (перегнійно)-підзолисті ґрунтово-глейові ґрунти формуються на піщаних і супіщаних породах у підзоні дерново-підзолистих ґрунтів. Потужність перегнійного або дернового горизонту 10–20 см, добре виражений ортзандовий, або ілювіально-гумусовий, горизонт, в якому міститься від 2 до 10% гумусу.

Мерзлотно-тайгові ґрунти (GelistagnicCambisols, Gelic Cambisols) поширені на схід від р. Єнісей у Східносибірській мерзлотно-тайговій області. Великі масиви мерзлотно-тайгових ґрунтів приурочені до територій Канадського кристалічного щита і між Великим Медвежим та Невольничим озерами та Гудзоновою затокою, на півострові Лабрадор. Мерзлотно-тайгові ґрунти в

Євразії приурочені до області суцільного і переривчастого поширення багаторічно мерзлих порід, у Північній Америці – до області острівної мерзлоти.

Характерною особливістю клімату території поширення мерзлотно-тайгових ґрунтів є те, що температура ґрунтів найтеплішого місяця року завжди нижча, ніж температура повітря. Мерзлотно-тайгові ґрунти формуються переважно під модриновою тайгою з надґрунтовим покривом з чагарничків (багно, брусниця, буяхи тощо).

Вирізняють три підтипи мерзлотно-тайгових ґрунтів:*мерзлотно-тайгові глейові, мерзлотно-тайгові неоглеєні, мерзлотно-палеві ґрунти*.

Профіль мерзлотно-тайгових оглеєних ґрунтів характеризується оторфованістю органогенного горизонту, наявністю оглеєння і слідів мерзлотного перемішування профілю, слабкою диференціацією профілю за забарвленням і гранулометричним складом, наявністю фрагментів похованого органогенного матеріалу в профілі внаслідок кріотурбацій, тиксотропністю ґрунту. При випнутому горбкуватому нанорельєфі органогенний горизонт складається з підстилки і темно-коричневого перегнійно-торф'яного горизонту *НТ*, нижче розташовується буро-коричневий шаруватий горизонт *Ih*. Зверху донизу темне забарвлення посилюється. Зростає також пливунність і тиксотропність. У тріщинах горизонт *НТ* має потужність від 18 до 50 см і переходить у бурий оглеєний і переважно мерзлий горизонт *Igl*.

Мерзлотно-тайгові ґрунти мають кислу або сильнокислу реакцію, ненасичені основами. У нижній частині профілю кислотність стає дещо меншою. Гумус мерзлотно-тайгових ґрунтів становить 4–5 % і він різкофульватний. Для цих ґрунтів характерний рівномірний розподіл мулуватої фракції по профілю та однорідне співвідношення фракцій по всіх горизонтах. Ґрунти середнього і важкого гранулометричного складу, безструктурні та практично водонепроникні.

Мерзлотно-тайгові неоглеєні ґрунти (гомогенні кріоземи) розвиваються під рідкостійною пригніченою модриновою тайгою на різних ґрунтотворних породах за відсутності застійного зволоження. Для гомогенних кріоземів характерна наявність торф'яного органогенного горизонту, мала потужність профілю і велика кількість включень льоду, переважання у мінеральному горизонті нерозкладених і напіврозкладених рослинних залишків за рахунок кріотурбацій, гомогенність, безструктурність, пливунність, відсутність ознак оглеєння.

Палеві мерзлотні ґрунти, на відміну від мерзлотно-тайгових глейових і неоглеєних ґрунтів, формуються в умовах ультраконтинентального холодного напіваридного клімату переважно на середніх і основних породах, хоча трапляються і на кислих. Поширені у передтундрових рідколіссях підзони середньої і південної тайги. Особливостями будови профілю палевих ґрунтів є наявність гумусово-акумулятивного горизонту, метаморфічний характер горизонту, відсутність ознак Al-Fe-гумусового процесу, фульватне гумусоутворення без потічності гумусу, повна насиченість основами (палеві нейтральні ґрунти) або помірна насиченість (кислі палеві ґрунти).

У тайгових лісах Далекого Сходу поширені буро-тайгові ґрунти, які містять велику кількість гумусу в горизонті H_1 (20–24 %) з різким падінням у горизонті *І* (5–6 %). Мають кислу реакцію ґрунтового розчину по всьому профілю, ненасичені основами. Ознаки опідзолення виражені слабо або відсутні. В умовах сезонного поверхневого зволоження і розвитку елювіально-глейового процесу формуються буро-тайгові ґрунти з освітленим горизонтом *Е*, які називають тайговими підбілами.

Болотні ґрунти (Gleusols, Histosols) мають широке розповсюдження на земній поверхні. Найбільші масиви болотних ґрунтів зосереджені в тундровій, тайгово-лісовій і тропічній зонах. В Україні болота найбільше зосереджені на Поліссі та Малому Поліссі, Лівобережному Лісостепу, Середньому Придніпров'ї, Західному Лісостепу, Передкарпатті та Закарпатті.

Формування і розвиток болотних ґрунтів нерозривно пов'язані з надлишковим зволоженням. Ці ґрунти формуються під впливом двох процесів – торфоутворення та оглеєння.

Торфоутворення – це накопичення на поверхні ґрунту напіврозкладених рослинних залишків у результаті їхньої сповільненої

гуміфікації і мінералізації в умовах надлишкового зволоження. При розкладенні органічних залишків в анаеробних умовах на поверхні ґрунту накопичуються напіврозкладені органічні речовини у вигляді торфу. Потужність товщі торфу може сягати 10 м і більше. В утворенні торфу важлива роль належить різним ґрунтовим мікроорганізмам. Анаеробіозис різко гальмує розкладення органічної речовини, а тим самим і залучення зольних елементів і азоту в нові цикли біологічного колообігу, тому виникає відносна нестача елементів зольного живлення та азоту для рослин.

Другим важливим процесом в утворенні болотних ґрунтів є глейовий. *Глей* – це більш-менш щільна суглинкова або глиниста порода сірого кольору з зеленкуватим відтінком. Головну роль у процесі оглеєння відіграє перетворення оксиду заліза в закис з подальшим його вилуговуванням. Цей перехід відбувається в умовах утрудненого або цілковитого припинення доступу оксигену повітря за участі анаеробних мікроорганізмів. Процес оглеєння відбувається при перезволоженні ґрунтів в анаеробних умовах за обов'язкової наявності органічної речовини та участі анаеробних мікроорганізмів. При глеєутворенні відбувається руйнування первинних і вторинних мінералів. Найхарактерніша особливість глеєутворення – відновлення окисного заліза в закисне.

Головними типами заболочування або болотоутворення є заболочування суші і заторфовування водойм. Заболочування суші відбувається атмосферними і прісними ґрунтовими водами. Заболочування суші атмосферними водами відбувається насамперед на вирівняних територіях, складених важкими породами, і приурочене до різного роду понижень на вододілах. На початкових стадіях поверхневого заболочування формуються перегнійно-підзолисті поверхнево-глеюваті ґрунти. Надалі гумусовий горизонт цих ґрунтів оторфовується, а потім утворюється самостійний торф'яний горизонт на поверхні ґрунту, в результаті чого формуються торф'янисто- або торф'яно-підзолисто-глейові ґрунти, які при подальшому наростанні торф'яного шару перетворюються в болотний верховий ґрунт. Заболочування прісними (м'якими) ґрунтовими водами відбувається на безкарбонатних, переважно легких породах, які підстеляються важкими за гранулометричним складом відкладами.

Заболочування починається з розвитку оглеєння у нижніх горизонтах і формування трав'янистої підстилки, а потім і торф'янистого горизонту. Стійкий розвиток ґрунтового заболочування прісними водами веде до утворення болотно-підзолистого, а потім торф'яно-глейового і торф'яного ґрунту верхового болота. Заболочування жорсткими ґрунтовими водами відбувається за рахунок ґрунтових вод, насичених двовуглекислим кальцієм $Ca(HCO_3)_2$. Наявність бікарбонату кальцію зумовлює нейтральну або слабколужну реакцію, за якої активніше відбуваються процеси гуміфікації, а утворені гумусові речовини нейтралізуються і закріплюються іоном кальцію. В таких умовах формуються дерново-глейові ґрунти. Стійке і тривале перезволоження жорсткими ґрунтовими водами зумовлює утворення на поверхні ґрунтів торфового горизонту, і поступово дерново-глейовий ґрунт перетворюється в болотний торф'яний низинний ґрунт.

Утворення торф'яних болотних ґрунтів можливе і в процесі заторфовування водойм. Відмерлий планктон (водорості, молюски тощо) змішується на дні з мінеральним мулом, утворюючи сапропель (гниючий мул), який поступово переходить у більш тверду органо-мінеральну масу – сапропеліт. Крім того, в утворенні торф'яної маси беруть участь і плаваючі рослини, які утворюють щільну сплавину, від якої відриваються нижні частини й опускаються на дно, заповнюючи водойму. Так поступово відбувається заторфовування водойми зверху і знизу. На поверхні торф'яної товщі, яка вийшла з-під води, поселяється болотна рослинність і надалі можуть поступово розвиватися стадії ґрунтів низинного, перехідного і верхового болота.

Серед болотних ґрунтів вирізняють три типи: *торф'яні верхові, торф'яні низинні і болотні мінеральні ґрунти*.

Торф'яні верхові ґрунти характеризуються низькозольним сильнокислим торфом, переважно слаборозкладеним.

Торф'яні низинні ґрунти характеризуються високою зольністю торфу, значними запасами елементів мінерального живлення.

Болотні мінеральні ґрунти – це ґрунти перехідних і низинних боліт, в яких акумуляція органічних речовин не дійшла до стадії торфоутворення.

У болотних ґрунтах виділяють такі горизонти: лісова підстилка *О*, або очіс *Оч*; торф'яний горизонт *Т* з поділом на підгоризонти T_1 і T_2, залежно від ступеня розкладення рослинних речовин. Торф'яний горизонт може бути слаборозкладеним (торф'яним), середньорозкладеним (перегнійно-торф'яним) і сильнорозкладеним (перегнійним). Нижче від торф'яного горизонту залягає глейовий (*Gl*) горизонт, а під ним залягає ґрунтотворна порода (див. вкл. фото 5).

Різні умови ґрунтотворення верхових і низинних болотних ґрунтів визначають значні відмінності складу і властивостей їхніх торф'яних горизонтів. У верхових болотах ступінь розкладення торфу слабкий і середній, у низинних – найчастіше високий. Торф у верхових болотних ґрунтах слабо гуміфікований, гумусові речовини становлять 10–15 % загального С і в їхньому складі переважають фульвокислоти. Торф низинних болотних ґрунтів добре гуміфікований, у ньому міститься 40–50 % гумусових речовин, переважна частина яких представлена гуміновими кислотами.

Реакція торфу верхових болотних ґрунтів кисла і сильнокисла, а низинних коливається від слабкокислої до слабколужної. Торф усіх видів характеризується високою ємністю вбирання (від 80–90 до 130–200 ммоль/100 г) і відрізняється за гідролітичною кислотністю та насиченістю основами. Торф'яні горизонти болотних ґрунтів мають специфічні фізичні властивості: низькі показники щільності будови, високу вологоємність, слабкі водопроникність і теплопровідність.

Найпоширеніші в Україні низинні торфові болота (95 %), і лише незначні масиви (5 %) являють собою перехідні та верхові болота з відповідними ґрунтами.

За товщиною торфу всі органогенні ґрунти поділяють на торф'янисто-болотні (менше 20 см), торф'яно-болотні (20–50 см), торф'яники неглибокі (50–100 см), середньоглибокі (100–200 см), глибокі (200–400 см) і надглибокі (понад 400 см).

Дернові ґрунти (Phaeozems, Umbric (Mollic) Leptosols) формуються в різних біохімічних умовах як під трав'янистою рослинністю, так і під лісами (переважно листяними) з розвинутим трав'яним покривом на карбонатних або багатих первинними мінералами породах.

Дернові ґрунти поширені на рівнинах Європи, Східного Сибіру, Північної Америки. Значні площі дернових ґрунтів є в країнах

Балтії, у Російській Федерації, Білорусі, Молдові, на Північному Кавказі. В Україні дернові ґрунти поширені в Західному і Малому Поліссі (Волинська, Рівненська і Львівська області), на Лівобережжі – в Новгород-Сіверському Поліссі (Чернігівська область). Тут вони формуються на крейдово-мергельних породах під корінними мішаними лісами з розвинутим трав'яним покривом.

Дерновий процес передбачає накопичення гумусу і набуття ґрунтом грудкувато-зернистої структури під дією трав'янистої рослинності. Найсприятливіше дерновий процес розвивається під лучною і лучно-степовою трав'яною рослинністю. Важливим екологічним чинником дернового процесу є те, що значну частину атмосферних опадів (40–80 %) утримується ґрунтом і надалі витрачає рослинність на транспірацію. Фізична розпушуюча здатність трав'янистої рослинності, їхня структуроутворююча функція оптимізують щільність будови ґрунту і сприяють формуванню дрібногрудкуватої і зернистої структури, що характеризується високою механічною міцністю та водостійкістю. Наявність такої структури екологічно гармонізує співвідношення у ґрунтовій масі води і повітря. Важливий вплив на властивості дернових ґрунтів і, зокрема, вміст гумусу має наявність у ґрунті основ, насамперед вуглекислого, силікатного й обмінного кальцію і магнію.

Під впливом дернового процесу ґрунти набувають таких ознак і властивостей: добре виражений гумусовий горизонт, грудкувато-зерниста механічно міцна і водостійка структура, високий вміст гумусу (від 3–4 % до 12–15 % і більше), висока ємність вбирання, слабкокисла, нейтральна або слабколужна реакція, підвищений запас азоту і зольних елементів живлення рослин, сприятливі фізичні та водно-фізичні властивості.

Дернові ґрунти поділяють на три типи: дерново-карбонатні (рендзини), дерново-літогенні (ранкери) та дерново-глейові. За вмістом гумусу і потужністю гумусового горизонту дернові ґрунти поділяють на такі види: перегнійні – понад 12 % гумусу, багатогумусні – 5–12 %, середньогумусні – 3–5 %, малогумусні – менше 3 % гумусу; малопотужні – потужність гумусового горизонту менша 12 см; середньопотужні – понад 15 см.

Дерново-карбонатні ґрунти, або *рендзини (Rendzic Leptosols)* поширені в країнах Балтії, на Силурійському плато (Ленінградська область), у Білорусі, Молдові, в західних областях України (Волинська, Львівська, Рівненська), Новгород-Сіверському Поліссі та приурочені до виходів на поверхню мергельно-крейдових порід. Розвиваються під широколистяними і хвойно-широколистяними лісами з розвинутим трав'яним покривом в умовах промивного або періодично промивного водного режиму при доброму внутріґрунтовому дренажі. Це інтразональні біолітогенні ґрунти. Поєднання різних елементарних ґрунтових процесів в умовах достатнього зволоження спричинило формування недиференційованого (чи слабодиференційованого) профілю, що має збагачений колоїдами і півтораоксидами гумусово-акумулятивний горизонт з поступовим їхнім зменшенням вниз по профілю, за винятком кальцію, кількість якого збільшується у тому ж напрямі.

Дерново-карбонатні ґрунти (рендзини) мають неглибокий гумусований профіль (30–70 см), кількість гумусу різко зменшується з глибиною. На поверхні та в гумусово-акумулятивному горизонті простежуються уламки ґрунтотворної карбонатної породи, кількість і діаметр яких з глибиною зростає.

У профілі дерново-карбонатних ґрунтів (рендзин) вирізняють такі генетичні горизонти:

Нк – гумусовий, темно-сірий, карбонатний, зернисто-порохуватої структури, зі значним вмістом уламків породи. Нижче сформувався гумусовий перехідний горизонт (*НРк*) сірого забарвлення з білуватим відтінком, зернисто-грудкуватої структури, з уламками елювію карбонатних порід. Перехідний гумусовий горизонт (*Рнк*) – білувато-сірого забарвлення, складається з уламків породи, простір між якими заповнений гумусово-глинистим матеріалом, переходить спочатку в детрит мергелю, крейди, а нижче залягає суцільна плита крейди, мергелю, розбита на структурні блоки (див. вкл. фото 6).

За гранулометричним складом дерново-карбонатні ґрунти переважно піщані, легкосуглинкові та середньосуглинкові. У верхньому горизонті суглинкових ґрунтів вміст гумусу в середньому становить 4–6 %, а може сягати 12–15 %. Реакція ґрунтового розчину нейтральна або слабколужна (pH – 7,2–7,9) по всьому профілю. Наявність у

дерново-карбонатних ґрунтах значної кількості карбонатів кальцію (від 10–15 до 60 %) сприяє закріпленню органічної речовини ґрунту, мінеральних колоїдів, що спричиняє механічну міцність і водостійкість структури, відносно сприятливі фізичні та водно-фізичні властивості.

Серед дерново-карбонатних ґрунтів вирізняють підтипи дерново-карбонатні вилугувані і дерново-карбонатні опідзолені.

Дерново-літогенні ґрунти, або *ранкери (Umbric Leptosols, Mollic Leptosols)* формуються на силікатних (безкарбонатних) породах. Поширені в Середньому Сибіру на елювії-делювії базальтів, а також трапляються невеликими плямами в Житомирському Поліссі України, де на поверхню виходять щільні породи Українського кристалічного щита. Ці ґрунти близькі до рендзин, але позбавлені карбонатів. Профіль ранкерів є типово акумулятивним (*Н+Нр+Р*), неглибоким (15–25 см), дуже щебенюватим. Щільні породи залягають близько до поверхні (25–30 см). Вони характеризуються нейтральною або слабкокислою реакцією, вміст гумусу становить від 2–4 до 6–9 %, з глибиною він швидко падає. Гумус фульватного типу.

Дерново-глейові ґрунти (Umbric Gleysols) формуються за участі сильномінералізованих, багатих кальцієм (жорстких) ґрунтових вод. Вони зберігають ознаки дернових ґрунтів, однак характеризуються чітко вираженим оглеєнням і наявністю торф'яної підстилки та перегнійного горизонту. Дерново-глейові ґрунти відрізняються високим вмістом гумусу (10–15 %), значною ємністю вбирання (35–40 ммоль/100 г), високою насиченістю основами, нейтральною і слабкокислою реакцією, біогенною та гідрогенною акумуляцією деяких елементів. Внаслідок близького залягання ґрунтових вод мають несприятливий водно-повітряний режим. Володіють високою потенційною родючістю, хоча потребують регулювання водного режиму.

Дерново-глейові ґрунти поділяють на підтипи: дерново-підзолисто-глейові, дерново-підзолисто-глеюваті та перегнійно-ґрунтово-глейові.

Контрольні запитання і завдання до розділу:

1. *Охарактеризуйте чинники ґрунтотворення тайгово-лісової зони.*
2. *Які типи ґрунтів поширені в тайгово-лісовій зоні?*
3. *Охарактеризуйте будову профілю і морфологічні ознаки глеєпідзолистих ґрунтів.*
4. *Назвіть особливості підзолистого процесу ґрунтотворення.*
5. *Визначте поняття процесу лесиважу і охарактеризуйте відмінність цього процесу від підзолистого.*
6. *Чим пов'язана сильнокисла реакція ґрунтового розчину у підзолах?*
7. *Опишіть загальні властивості дерново-підзолистих ґрунтів.*
8. *Де на території України поширені дерново-підзолисті ґрунти?*
9. *Охарактеризуйте особливості утворення і властивості болотно-підзолистих ґрунтів.*
10. *У чому полягає суть процесів торфоутворення і оглеєння?*
11. *Як за товщиною торфу поділяють всі органогенні ґрунти?*
12. *Яких властивостей і ознак набувають ґрунти під впливом дернового процесу ґрунтотворення?*

Завдання для самостійної роботи:

1. *Визначте вплив рельєфу на структуру ґрунтового покриву тайгово-лісової зони.*
2. *Охарактеризуйте зміну морфологічної будови і властивостей ґрунтів тайги з півночі на південь.*
3. *Опишіть шляхи підвищення родючості дерново-підзолистих ґрунтів Українського Полісся.*
4. *Визначте особливості використання й охорони ґрунтів тайгово-лісової зони.*

Література:

1. Гаськевич В. Г. Осушені мінеральні ґрунти Малого Полісся / В. Г. Гаськевич, С. П. Позняк. – Львів : Видав. центр ЛНУ ім. І. Франка, 2004. – 256 с.

2. Геннадиев А. М. География почв с основами почвоведения / А. М. Геннадиев, М. А. Глазовская. – М. : Высш. шк., 2005. – 461 с.
3. Добровольский Г. В. География почв / Г. В. Добровольский, И. С. Урусевская. – М. : Изд-во МГУ, 2004. – 460 с.
4. Караваева Н. А. Почвы тайги Западной Сибири / Н. А. Караваева. – М., 1973.
5. Кирильчук А. А. Дерново-карбонатні ґрунти (рендзини) Малого Полісся / А. А. Кирильчук, С. П. Позняк. – Львів : Вид. центр ЛНУ імені Івана Франка, 2004. – 180 с.
6. Ковалець Ю. М. Агрогенна трансформація ґрунтів легкого гранулометричного складу Західного Полісся України / Ю. М. Ковалець, С. П. Позняк. – Львів : Український бестселер, 2010. – 220 с.
7. Корсунов В. М. Почвенный покров таежных ландшафтов Сибири / В. М. Корсунов, Э. Ф. Ведрова, Е. Н. Красеха. – Новосибирск, 1988.
8. Назаренко И. И. Окультуривание подзолистых оглеенных почв / И. И. Назаренко. – М. : Наука, 1981. – 182 с.
9. Наумов Е. М. Особенности таежного почвообразования на крайнем северо-востоке Евразии / Е. М. Наумов, Б. П. Градусов. – М., 1974.
10. Паньків З. П. Дерново-підзолисті поверхнево-оглеєні ґрунти північно-західного Передкарпаття / З. П. Паньків, С. П. Позняк. – Львів : Меркатор, 1998. – 132 с.
11. Позняк С. П. Ґрунтознавство і географія ґрунтів : підручник / С. П. Позняк. – Львів : ЛНУ імені Івана Франка, 2010. – Ч. 2.– 286 с.
12. Почвоведение. Типы почв, их география и использование / под ред. В. А. Ковды, Б. Г. Розанова / [Л. Г. Богатырев, В. Д. Васильевская, А. С. Владыченский и др.]. – М. : Высш. шк., 1988. – Ч. 2. – 368 с.
13. Соколовский О. Н. Сельскохозяйственное почвоведение / О. Н. Соколовский. – М. : Госсельхозиздат, 1956.
14. Тихоненко Д. Г. Ґрунтознавство / Д. Г. Тихоненко, М. О. Горін, М. І. Лактіонов. – К. : Вища освіта, 2005. – 703 с.

Розділ 20

ҐРУНТИ ЛІСОСТЕПОВОЇ ЗОНИ

Лісостепова зона на півночі межує з підзоною південної тайги, на півдні – зі степовою зоною. Лісостепова зона на Євразійському континенті поширена від придунайських рівнин до передгір'їв Саян. Південна межа лісостепу на території України простежується по лінії таких населених пунктів: на південь від Великої Михайлівки – Ширяєвого – через Першотравневе – на північ від Новоукраїнки – Кіровограда – через Знам'янку – Онуфріївку – вздовж р. Ворскла – на Кобеляки – Нові Санжари – на північ від Краснограда – через Балаклію – вздовж р. Оскіл до території Росії. Лісостепова зона є перехідною від вологої лісової до посушливої степової.

Особливістю клімату є однакові чи близькі значення кількості опадів та випаровуваності (КЗ ≈ 1). Лісостепова зона в західній частині характеризується хвилястим, сильно- і глибокорозчленованим рельєфом. У рельєфі виокремлюють Волино-Подільську, Середньоросійську, Приволзьку височини, Пермське та Уфимське плато. За Уралом лісостепова зона займає південну частину Західносибірської низовини. Східна частина лісостепової зони більш розчленована і дренована, має пологогорбкуватий рельєф на передгірських рівнинах, широко розвинутий мезо- і мікрорельєф у міжгірських котловинах (Красноярська і Канська), а Східноприсаянська провінція є сильногорбкуватою рівниною.

Ґрунтотворними породами на території лісостепової зони є лесоподібні суглинки і глини.

Рослинність лісостепової зони до освоєння її людиною була представлена лучними степами й остеповілими луками в поєднанні з широколистяними лісами в Європейській частині і дрібнолистяними – у Західному Сибіру (дуб, липа, в'яз, клен, бук, граб, береза). Трав'яниста рослинність лісів різноманітна і пишна.

У лісостеповій зоні найпоширеніші сірі лісові ґрунти і чорноземи.

Сірі лісові ґрунти (Greyic Luvisols) виокремлено В. В. Докучаєвим на рівні самостійного типу ґрунтів. Згідно з його вченням, ясно-сірі та сірі лісові ґрунти утворилися під значним впливом лісової рослинності і меншою мірою трав'янистої, а темно-сірі – при послабленому впливові лісу та значно інтенсивнішому впливові трав'янистої рослинності.

Залежно від інтенсивності накопичення гумусу і вираженості ознак елювіально-ілювіальної диференціації профілю, тип сірих лісових ґрунтів поділяють на три підтипи: *ясно-сірі, сірі* й *темно-сірі лісові ґрунти.*

Морфологічний профіль власне сірих лісових ґрунтів складається з таких горизонтів: H_0 – лісова підстилка; *H* – гумусово-акумулятивний сірого забарвлення, грудкувато-порохуватої структури; *HE* – гумусово-елювіальний білувато-сірого забарвлення завдяки присипці SiO_2, грудкувато-горіхуватої структури, з добре вираженими на гранях структурних окремостей, тріщинах, ходах коренів глянцевими темними залізисто-гумусовими колоїдними плівками; донизу забарвлення світлішає, структура стає крупнішою і відбувається поступовий перехід у ґрунтотворну породу. У багатьох сірих лісових ґрунтах на певній глибині (120–200 см) є ілювіально-карбонатний горизонт, проте його може й не бути. Нерідко між горизонтами *HE* та *I* виділяється перехідний *EI*, ілювіальний з ознаками опідзолення, темно-бурий, дрібногоріхуватий з білуватою присипкою SiO_2 (див. вкл. фото 72).

Світло-сірі лісові ґрунти (Albic Luvisols) мають гумусово-елювіальний горизонт (*HE*), у цілинних ґрунтах він розташований нижче від горизонту лісової підстилки (H_0), світло-сірого кольору з

сизуватим нальотом аморфної присипки SiO_2. Нижче сформувався горизонт *Е*, білуватого кольору, зумовленого тонкодисперсним кварцом та польовими шпатами; нижче залягає горизонт *І* – бурий або темно-бурий, горіхувато-призматичної структури, щільний, з великою кількістю вмитих R_2O_3.

Сірі лісові ґрунти (Greyic Luvisols) не мають самостійного, вираженого елювіального горизонту, проте в них чітко виражений гумусово-елювіальний горизонт.

Темно-сірі опідзолені ґрунти (Greyic Luvic Phaeozems) відрізняються від сірих лісових ґрунтів більшою потужністю гумусового горизонту і його темнішим забарвленням. Опідзоленість морфологічно слабовиражена і проявляється у вигляді незначної білуватої присипки SiO_2 на поверхні структурних агрегатів у нижній частині гумусового горизонту. Горизонт *І* зазвичай меншої потужності, ніж у сірих лісових ґрунтів, і у верхній частині ледь забарвлений гумусом. Переважно на глибині 120–150 см залягають карбонати.

У розподілі гранулометричних елементів по профілю простежується чітка закономірність: порівняно з ґрунтотворною породою, верхні горизонти збіднені мулуватою фракцією. Найбільше цей процес виражений у ясно-сірих ґрунтах, що зумовлено як опідзолюванням, так і проявом лесиважу. Крім того, в ілювіальному горизонті спостерігається розвиток процесу оглинення.

У верхніх горизонтах сірих лісових ґрунтів помітне збіднення півтораоксидами і збагачення кремнекислотою. Вміст по профілю гумусу та азоту засвідчує інтенсивніший прояв дернового процесу в темно-сірих опідзолених ґрунтах і найслабший його розвиток – в ясно-сірих лісових ґрунтах. Загальні запаси гумусу в метровому шарі в середньому становлять 200 т/га з коливаннями від 100–150 т/га в ясно-сірих до 300 т/га – у темно-сірих опідзолених ґрунтах.

Гумус в горизонті *Н* у ясно-сірих лісових ґрунтах становить 1,5–3,0 % у західних провінціях і до 5 % – у східних; у сірих лісових ґрунтах, відповідно, від 3–4 % до 6–8 %; у темно-сірих опідзолених ґрунтах – від 3,5–4 до 8–9 % і більше.

Для ясно-сірих лісових ґрунтів характерне різке падіння кількості гумусу по профілю з глибиною, а в темно-сірих опідзолених ґрунтах вміст гумусу зменшується по профілю поступово. В гумусі

ясно-сірих лісових ґрунтів фульвокислоти переважають над гуміновими, в сірих лісових їхній вміст майже однаковий, а в темно-сірих опідзолених більше гумінових кислот.

Ясно-сірі лісові ґрунти кислі, pH сольове перебуває в межах 4,3–4,5, у сірих лісових – 4,6–5,2. Найменш кисла реакція спостерігається в темно-сірих опідзолених ґрунтах, де pH = 5,2–6,4. Ступінь насичення основами найменший в ясно-сірих лісових ґрунтах – 59–63%.

Сприятливіші фізико-хімічні властивості у темно-сірих опідзолених ґрунтів. Вони характеризуються вищою насиченістю основами (80–90 %).

Несприятливі фізичні властивості ясно-сірих лісових ґрунтів визначають їхню помітно гіршу водопроникність порівняно з іншими підтипами. Темно-сірі опідзолені ґрунти завдяки кращим фізичним властивостям мають більшу вологоємність і вміст доступної вологи для рослин.

За особливостями гідротермічного режиму сірі лісові ґрунти поділяють на фаціальні підтипи. За наявності надлишкового зволоження і розвитку в профілі глейових процесів виокремлюють самостійний *тип сірих лісових глейових ґрунтів*. Залежно від характеру зволоження, сірі лісові ґрунти поділяють на сірі лісові поверхнево-глеюваті, сірі лісові ґрунтово-глеюваті і сірі лісові ґрунтово-глейові. За глибиною закипання від HCl сірі лісові ґрунти поділяють на види: високозакипаючі (вище 100 см) і глибокозакипаючі (глибше 100 см), а за потужністю гумусового горизонту – на потужні (понад 40 см), середньопотужні (40–20 см) і малопотужні (менше 20 см).

У лісостеповій зоні поруч з сірими лісовими ґрунтами широко розповсюджені ***чорноземи***. Вони поширені в Центральній Європі, північних регіонах центральних штатів США. В Україні чорноземи лісостепу поширені на правобережжі Дніпра і простягаються двома майже суцільними смугами. Північна смуга починається від р. Серет на заході до р. Дніпра. Ширина її 100–120 км. На півночі вона межує з Поліссям, утворюючи чітко виражений уступ. На півночі чорноземи замінюються суцільними масивами сірих лісових і опідзолених ґрунтів. Південна межа чорноземів проходить приблизно по лінії Тернопіль–Волочиськ–Хмельницький–

Красилів–Старокостянтинів–Хмільник–Іллінці–Жашків–Корсунь-Шевченківський–Черкаси, роблячи довге заглиблення на південь до р. Збруч. Ширина її значно менша – в середньому 60 км. На Лівобережжі Дніпра чорноземи покривають древні дніпровські тераси і всі вододіли до самих відрогів Середньоруської височини, продовжуючись через Центральні райони Росії до Уралу. На схід від Уралу обширні площі чорноземів простягаються в Західному Сибіру і на півночі Казахстану. Окремі ареали чорноземів приурочені до рівнин і передгір'їв Алтаю, Мінусинської котловини, а також котловин Забайкалля.

У лісостепу тип чорноземних ґрунтів представлений трьома основними підзональними підтипами: *опідзоленими, вилугованими* і *типовими чорноземами.*

Вилуговані й типові чорноземи (Voronic (Vermic) Chernozems) формуються під остеповілими луками і лучними степами. Характерною рисою остеповілих луків є переважання в травостої різнотрав'я і кореневищ злаків. У меншій кількості представлені лучні дерновинні злаки, а ксерофітні степові дерновинні злаки трапляються як домішка. Лучні степи більш ксерофітні. В них провідна роль належить степовим дерновинним злакам, хоча лучні та кореневищні наявні в помітній кількості. Як для остеповілих луків, так і для лучних степів, типовим є покрив із мохів, високий і густий травостій і відсутність літнього напівспокою у вегетації рослин. Видовий склад рослинності остеповілих луків і лучних степів помітно змінюється у напрямі з заходу на схід.

Водний режим лісостепових чорноземів періодично промивний. Наскрізне промочування до ґрунтових вод спостерігається в середньому один раз у 10 років.

Велика кількість органічних залишків, збагачених кальцієм, калієм, азотом та іншими елементами, і відсутність глибокого промочування ґрунтів у період їхнього розкладення сприяє збагаченню верхніх горизонтів ґрунту мінеральними речовинами. Чергування періодів висушування і зволоження, які регулюють активність діяльності мезо- та мікроорганізмів, перешкоджає мінералізації рослинних залишків і сприяє утворенню складних продуктів гуміфікації і стійких органо-мінеральних утворень. Накопиченню гумусових сполук сприяє також їхня термічна денатурація в морозний період. Головним процесом у формуванні чорноземів є гумусово-акумулятивний, у результаті якого утворюється темнозабарвлений гумусовий горизонт зернистої або грудкувато-зернистої структури, з високим вмістом гумусу гуматно-кальцієвого складу, нейтральною або близькою до неї реакцією, високою ємністю вбирання, практично повною насиченістю основами, серед яких переважає кальцій. Найбільше ці риси проявляються у підтипі типових чорноземів.

Для чорноземів характерна наявність двох генетичних горизонтів: гумусово-акумулятивного, що характеризується значною потужністю і високим вмістом гумусу, поступовим його падінням вниз по профілю, зернистою структурою; і карбонатно-акумулятивного з видимими формами карбонатів. Однак трапляються і безкарбонатні чорноземи, які розвиваються на елювії щільних порід, і, навпаки, чорноземи карбонатні з поверхні і по всьому профілю.

У цілинному стані профіль лісостепового типового чорнозему складається з таких горизонтів:

Нд – дернина;

Н – гумусовий горизонт, чорний або темно-сірий, зернистої структури, перехід поступовий;

Нр – верхній перехідний гумусовий, темно-сірий з посвітлінням, кротовини, грудкувато-зерниста структура, перехід поступовий;

Рнк – нижній перехідний, темно-сірий чи сірий з буруватим відтінком; язики і затіки гумусу, кротовини; грудкувата структура, переважно карбонатний; карбонати у вигляді псевдоміцелію, а в нижній частині трапляються карбонатні прожилки і журавчики, перехід поступовий;

Рк – лесоподібний карбонатний суглинок з видимими формами карбонатів (див. вкл. фото 8).

У чорноземах лісостепу на контакті з породою часто спостерігаються сліди слабкого оглеєння. Ці ознаки гідроморфності є наслідком сучасних процесів, спричинених збільшенням вологи на контакті порід у весняний період.

Характерною діагностичною ознакою типових чорноземів прийнято вважати збіг нижньої межі гумусового і верхньої межі карбонатного горизонтів.

Через промивний водний режим сольовий горизонт у типових чорноземах не виражений. Для типових чорноземів характерні нейтральна реакція ґрунтового розчину, а в карбонатному горизонті – слабколужна реакція, велика ємність вбирання і повна насиченість основами, серед яких переважає кальцій. Типові чорноземи характеризуються високим вмістом гумусу (5–12 %) і його запасами (600–700 т/га). У складі гумусу у верхньому горизонті переважають гумінові кислоти, а серед них – фракція, зв'язана з кальцієм.

Вилуговані чорноземи (Luvic Chernozems, Calcic Phaeozems) поширені північніше від типових і відрізняються чіткішою диференціацією складу гумусу, зокрема збільшенням вмісту гуматів кальцію в межах гумусового горизонту. Вуглекислі солі у вилугованих чорноземах залягають нижче. Карбонати характеризуються передусім міграційною формою. Спостерігаються ознаки переміщення по профілю півтораоксидів і мулуватої фракції, що, очевидно, спричинено процесом лесиважу.

У профілі чорноземів вилугованих вирізняють горизонти *H*, *Hp*, *HP*, *Ph* і *Рк*, на формування яких вплинуло інтенсивне гумусонакопичення з вимиванням карбонатів за межі ґрунтового профілю за цілковитої відсутності ознак його елювіально-ілювіальної диференціації за вмістом мулу та R_2O_3. Карбонати в материнській породі – лесоподібних суглинках – мають форму плісняви та прожилок.

У верхній частині гумусового профілю міститься 5–10 % гумусу. У його складі переважають гумінові кислоти. Реакція ґрунтового розчину близька до нейтральної (pH 6,5–6,8). Вбирний комплекс практично цілковито насичений основами.

Чорноземи опідзолені (Luvic Chernozems, Greyic Luvic Phaeozems) займають проміжну ланку між чорноземами і темно-сірими опідзоленими ґрунтами. Їхній профіль за морфологічними ознаками і властивостями диференційований чіткіше, ніж профіль чорнозему вилугованого. В гумусовому горизонті опідзолених чорноземів чітко видно білувату присипку, утворену з відмитих зерен кварцу і польових шпатів. Найбільша кількість присипки SiO_2 спостерігається в горизонті *HI* (див. вкл., фото 9).

Горизонт *I* набуває чітких рис ілювіального горизонту, що проявляється в наявності темних акумулятивних плівок на гранях

структурних елементів. Хоча в складі гумусу переважають гумінові кислоти, зв'язані з кальцієм, він відзначається багатокомпонентністю, а диференціація складу гумусу в межах гумусового горизонту виражена доволі чітко. У профілі чорноземів опідзолених вирізняють такі генетичні горизонти: *He*, *Hpi*, *HPi*, *Phi*, *Рк*. Вміст гумусу в горизонті *H* коливається в широких межах – від 5 до 12 %. Гідролітична кислотність становить 5–7 ммоль на 100 г ґрунту. Гранулометричний і валовий хімічний склад виявляють чітку, хоча й слабку елювіально-ілювіальну диференціацію по профілю. Слабкокисла реакція ґрунтового розчину (pH 5,5–6,0) характерна для нижньої частини гумусового і верхньої частини перехідного горизонтів. Також для них характерна слабка насиченість вбирного комплексу основами.

Чорноземи лісостепової зони характеризуються сприятливими фізичними властивостями, оскільки вони мають водотривку грудкувато-зернисту структуру гумусового горизонту. Завдяки такій структурі чорноземи мають оптимальні параметри пухкості, шпаруватості, вологоємності, водопроникності. Щільність верхнього горизонту чорноземів типових становить 1,0–1,2 г/см^3.

За потужністю гумусового горизонту вирізняють такі види чорноземів: надпотужні (понад 120 см), потужні (120–80 см), середньопотужні (80–40 см), малопотужні (40–25 см), вкорочені (менше 25 см). За вмістом гумусу їх поділяють на тучні (понад 9 %), середньогумусні (9–6 %), малогумусні (6–4 %), слабогумусовані (менше 4 %).

За проявом супутніх процесів на рівні роду виокремлюють чорноземи солонцюваті, осолоділі, деградовані тощо, а за глибиною залягання $CaCO_3$ – карбонатні, модальні, глибокозакипаючі.

Лучно-чорноземні ґрунти (Gleyic Chernozems, Gleyic Phaeozems) є перехідними між автоморфними і гідроморфними. Вони формуються в умовах підвищеного зволоження внаслідок тимчасового накопичення вод поверхневого стоку при відносно неглибокому заляганні ґрунтових вод (3–6 м). Лучно-чорноземні ґрунти поширені під трав'янистими ценозами лісостепу і степу, приурочені до надзаплавних терас рік, днищ балок, неглибоких обширних і блюдцеподібних депресій на плато і терасах, де неглибоко залягають ґрунтові води. Ґрунтотворними породами є переважно лесопо-

дібні суглинки, а також алювіальні відклади надзаплавних терас та елювій-делювій крейдо-мергелів та інших порід.

За морфологічною будовою лучно-чорноземні ґрунти в загальних рисах подібні до чорноземів. Профіль лучно-чорноземних ґрунтів характеризується значною гумусованістю (70–150 см), де виразняються гумусовий і два перехідних горизонти. Особливими ознаками є наростання вологості зверху донизу по профілю аж до рівня ґрунтово-підґрунтових вод, залізо-марганцеві утворення і плями оглеєння у нижній частині профілю. Материнська порода має виражені ознаки гідроморфізму у вигляді оливково-сизих або іржаво-бурих плям.

Властивості лучно-чорноземних ґрунтів близькі до чорноземів. У профілі рівномірно розподілені мул, R_2O_3 і SiO_2. За вмістом і запасами гумусу вони дещо переважають чорноземи. Вміст гумусу в лучно-чорноземних ґрунтах суглинкового і глинистого гранулометричного складу становить 4,7–4,9 %, а в складі гумусу переважають гумінові кислоти. Завдяки підвищеній гумусованості верхні горизонти лучно-чорноземних ґрунтів характеризуються високою ємністю катіонного обміну. У складі вбирних основ спостерігається значний вміст обмінного магнію (30–50 % від суми вбирних основ). Реакція ґрунтового розчину близька до нейтральної, проте у різних відмінах може бути відхилення до кислотності чи лужності.

Лучно-чорноземні ґрунти характеризуються важким гранулометричним складом. Невеликими масивами трапляються піщані і глинисто-піщані, супіщані, легкосуглинкові і середньосуглинкові різновиди лучно-чорноземних ґрунтів. Ці ґрунти характеризуються зернистою водотривкою структурою, високою шпаруватістю гумусових горизонтів (55–65 %), найкращою водопроникністю, високою водоутримуючою здатністю.

Залежно від умов залягання в лучно-чорноземних ґрунтах розвиваються процеси галоморфізму та осолодіння.

Лучно-чорноземні солонцювато-засолені ґрунти формуються в умовах близького залягання мінералізованих ґрунтових вод.

В умовах сезонного пульсуючого водного режиму і засолення ґрунтових вод формуються *глибокосолонцюваті лучно-чорноземні ґрунти*, в яких профіль диференційований за елювіально-ілю-

віальним типом. Солонцевий ілювіальний горизонт залягає на глибині 20–45 см, а зверху розташований гумусово-елювіальний горизонт.

Лучно-чорноземні осолоділі ґрунти поширені переважно в безстічних пониженнях, де застоюються поверхневі води, що сприяє розвитку глейово-елювіальних процесів, внаслідок чого профіль ґрунтів оглеєний і чітко диференційований. Це зумовлює до втрат із верхніх горизонтів мінеральних речовин і збагачення кремнеземом, внаслідок чого вони набувають білуватого забарвлення і мають пластинчасту структуру.

Поверхнево-солонцюваті лучно-чорноземні ґрунти засолені здебільшого содою по всьому профілю. Серед глибокосолонцюватих трапляються різного ступеня солончакуваті та солончакові різновиди. Склад солей хлоридно-сульфатний кальцієво-натрієвий.

Контрольні запитання і завдання до розділу:

1. *Охарактеризуйте чинники ґрунтотворення лісостепової зони.*
2. *Які типи ґрунтів поширені в лісостеповій зоні?*
3. *На які підтипи поділяють тип сірих лісових ґрунтів?*
4. *Опишіть морфологічну будову власне сірих лісових ґрунтів.*
5. *Які відмінності у морфологічній будові і властивостях спостерігаються між різними підтипами сірих лісових ґрунтів?*
6. *Якими підтипами представлені чорноземи у лісостеповій зоні?*
7. *Який основний процес ґрунтотворення характерний для чорноземів?*
8. *Опишіть будову профілю цілинного чорнозему типового.*
9. *У чому полягають відмінності у морфологічній будові і властивостях між чорноземом вилугованим і опідзоленим?*
10. *Охарактеризуйте географічні закономірності поширення лучно-чорноземних ґрунтів на території України.*

Завдання для самостійної роботи:

1. *Опишіть реградовані ґрунти лісостепової зони, шляхи підвищення їхньої родючості.*

2. *Охарактеризуйте географічні закономірності поширення чорноземів лісостепової зони.*
3. *Охарактеризуйте консервація особливо цінних ґрунтів і охорона цілинних чорноземів.*
4. *Охарактеризуйте сільськогосподарське використання сірих лісових ґрунтів і чорноземів.*

Література:

1. Ахтырцев Б. П. Серые лесные почвы Центральной России / Б. П. Ахтырцев. – Воронеж, 1979. – 233 с.
2. Вернандер Н. Б. Почвы лесостепной зоны / Н. Б. Вернандер // Природа Украинской ССР. Почвы. – Киев : Наук. думка, 1986. – С. 89–103.
3. Грунти лісолучної зони / [за ред. проф. Д. Г. Тихоненка] // Грунтознавство. – К. : Вища освіта, 2005. – 703 с.
4. Добровольский Г. В. География почв / Г. В. Добровольский, И. С. Урусевская. – М. : Изд-во МГУ, 2004. – 460 с.
5. Павлюк Н. М. Сірі лісові ґрунти Опілля / Н. М. Павлюк, В. Г. Гаськевич. – Львів : ЛНУ імені Івана Франка, 2011. – 322 с.
6. Підвальна Г. С. Гумусовий стан автоморфних ґрунтів Пасмового Побужжя / Г. С. Підвальна, С. П. Позняк. – Львів : Вид. центр ЛНУ імені Івана Франка, 2004. – 192 с.
7. Позняк С. П. Ґрунтознавство і географія ґрунтів : підручник / С. П. Позняк. – Львів : ЛНУ імені Івана Франка, 2010. – Ч. 2. – 286 с.
8. Почвы Украины и повышение их плодородия. Экология, режимы и процессы, классификация и генетико-производственные аспекты / [под ред. Н. И. Полупана]. – К. : Урожай, 1988. – Т. 1. – 296 с.
9. Пшевлоцький М. І. Грунти Сокальського пасма і їх агрогенна трансформація / М. І. Пшевлоцький, В. Г. Гаськевич. – Львів : Вид. центр ЛНУ імені Івана Франка, 2002. – 180 с.
10. Самойлова Е. М. Луговые почвы лесостепи / Е. М. Самойлова. – М., 1981.
11. Тихоненко Д. Г. Грунтознавство / Д. Г. Тихоненко, М. О. Горін, М. І. Лактіонов. – К. : Вища освіта, 2005. – 703 с.
12. Чендев Ю. Г. Агротехногенное изменение темно-серых лесных почв Центральной лесостепи за последние 200 лет / Ю. Г. Чендев // Почвоведение. – М., 1997. – № 1. – С. 10–21.

Розділ 21

ҐРУНТИ СТЕПОВОЇ І СУХОСТЕПОВОЇ ЗОНИ

Степова зона розташована на південь від лісостепової зони і простягається суцільною смугою від придунайських низовинних рівнин Європи через Молдову, Україну, центральні частини Руської рівнини, Північний Кавказ і Поволжя. В Північній Америці степи здебільшого поширені на просторах великих рівнин. На території України степова зона простягається від пониззя Дунаю до південних відрогів Середньоросійської височини, досягаючи ширини від 100 км на заході до 300 км на сході. Ця зона займає також північну частину Кримського півострова.

Клімат степової зони помірно континентальний, помірно теплий і сухіший, ніж у лісостеповій зоні. Річна сума опадів становить 350–450 мм. У зимовий період утворюється сніговий покрив завтовшки 15–20 см, часто менше. Рельєф північної частини степу середньохвилястий, а південніше – рівнинний. Поширеним елементом рельєфу є поди, витягнуті у південно-східному напрямі. Поди – єдині водозбори в південному степу, в яких вода витрачається тільки шляхом випаровування.

Степова зона в минулому була покрита трав'янистою рослинністю. Рослинність представлена двома підзонами: різнотравно-дерновинно-злаковими і дерновинно-злаковими степами. Різнотравно-дерновинно-злакові степи ви-

різняються ксерофітністю. У них переважають щільнодерновинні (ковила) і дрібнодерновинні (типчак) злаки. Кореневищних злаків, осок і різнотрав'я значно менше. У надґрунтовому покриві багато лишайників і синьо-зелених водоростей. Дерновинно-злакові степи ще більш ксерофітні. Помітну роль тут відіграють ефемери й ефемероїди. Видовий склад степової рослинності змінюється з заходу на схід. Понад 80 % площі, зайнятої в минулому степами, розорано. Природних лісів у степовій зоні майже нема, за винятком невеликих масивів байрачних лісів, приурочених до балок. На території степової зони є ліси і лісосмуги, насаджені людьми.

Ґрунтотворними породами в степовій зоні є леси і лесоподібні суглинки, які мають важкий гранулометричний склад, є більш в'язкими та щільними, багатші хімічними елементами, зокрема залізом. Загальними закономірностями ґрунтотворення у степовій зоні є непромивний тип водного режиму з помірним і неглибоким промочуванням, наявність сольових виділень у нижніх частинах ґрунтового профілю, менш інтенсивне гумусонакопичення з утворенням гумусових горизонтів середньої потужності, накладення процесів солонцюватості в автоморфних умовах за незначної засоленості порід.

Для степової зони характерне поширення чорноземів звичайних у підзоні різнотравно-типчаково-ковилових степів і чорноземів південних у підзоні типчаково-ковилових степів.

Чорноземи звичайні (Chernozems) приурочені до північної частини степової зони. Вони характеризуються добре вираженим гумусовим горизонтом з прекрасною мікро- і макроструктурою, відносно високим вмістом гумусу (5–8 %), нейтральною реакцією ґрунтового розчину, високою ємністю вбирання (40–55 ммоль/100 г ґрунту) і повною насиченістю основами. Склад гумусу гуматно-кальцієвий. У чорноземах звичайних обов'язково наявний карбонатний горизонт, карбонати переважно сегреговані у формі білозірки. Міграційні форми карбонатів ледь виражені і не спостерігаються як над зоною білозірки, так і під нею. Наскрізне або глибоке промочування у чорноземах звичайних якщо й трапляється, то зрідка, і тому в профілі наявний сольовий горизонт на глибині 300 см і більше. Профіль чорнозему звичайного має таку будову:

Н – 0–35 см – гумусовий горизонт, рівномірного темно-сірого забарвлення; до глибини 20–25 см орний, зернисто-порохуватої структури, пухкий, а глибше, в підорній частині, зернистий, щільніший; перехід поступовий;

НР – 35–70 см – гумусовий перехідний, темно-сірий зі слабким буруватим відтінком, крупнозернистої структури, помітні ходи дощових черв'яків і рідко світлі кротовини, зрідка наявні гіфи карбонатної плісені;

Рhк – 70–90 см – перехід до материнської породи, палевий з сірими язиками, затьоками і плямами гумусу, нечітко грудкуватої структури, ходи черв'яків і кротовини, перехід поступовий;

Рк – 90 см і глибше – палевий лесоподібний суглинок (лес), нечітко виражена грудкувата структура; трапляються трубочки, заповнені $CaCO_3$, а також окремі скупчення білозірки (див. вкл., фото 10).

За гранулометричним складом переважають важкосуглинкові відміни, рідше – середньосуглинкові, легкосуглинкові і глинисті відміни. По профілю гранулометричний склад чорноземів звичайних однорідний. В структурному складі переважають агрономічно цінні агрегати (0,25–10 мм), які є механічно міцні та водотривкі.

Чорноземи звичайні за будовою та властивостями поділяють на фаціальні підтипи: *дуже теплих періодично промерзаючих*, які поширені на півдні України (Задністер'я), у Молдові, Передкавказзі, АР Крим, з вмістом гумусу в орному шарі 3–6 %, закипають від HCl з поверхні, карбонати у вигляді нальотів, псевдоміцелію; *помірно теплих промерзаючих і помірних промерзаючих*, які поширені в степах України, Руської рівнини, Західного Сибіру і Північного Казахстану, де вміст гумусу в орному горизонті становить 6–8 %, карбонати спостерігаються на початку перехідного горизонту у вигляді білозірки; *помірно тривалопромерзаючих*, що поширені в Середньому і Східному Сибіру, з вмістом гумусу 4–6 %, характерною язикуватою формою межі гумусового горизонту, карбонати приурочені до верхньої межі карбонатного горизонту, а їхні виділення проявляються у формі борошнистих утворень. У складі гумусу переважають гумінові кислоти і передусім фракція, зв'язана з кальцієм.

Чорноземи південні (Calcic Glossic Chernozems) поширені південніше від ареалу чорноземів звичайних, у жорсткіших умовах ат-

мосферного зволоження. Сума активних температур підвищується до 3400–3500ºС, кількість опадів знижується до 350–400 мм. Рельєф рівнинний, зменшується кількість балок, ярів і подів. Ґрунтотворні породи – леси і лесоподібні суглинки, щільніші і погано водопроникні. Рослинність типчаково-ковилово-полинна, рослинний покрив не суцільний.

Типовий профіль чорнозему південного має такі риси будови.

$H_{ор.}$ – 0–23 см – гумусний горизонт, орний, темно-сірий, пухкий, пилувато-зерниста структура, багато коренів рослин, перехід поступовий.

Н – 23–30 см – гумусний, такого ж забарвлення, пухкий; зерниста структура з незначною кількістю пилуватих частинок, нечисленні ходи черв'яків, ущільнений, перехід поступовий.

НР – 30–52 см – гумусний, перехідний, бурувато-сірий, що світлішає донизу, крупнозерниста структура, ущільнений, добре простежуються світлі й темні кротовини, нижня межа сірого забарвлення чітка.

Рк – 52–85 см – темно-палевий важкосуглинковий лес з темними ходами коріння і кротовин, на глибині 95–120 см залягає суцільний шар білозірки, а на глибині 150 см проявляються кристали гіпсу (див. вкл., фото 11).

За гранулометричним складом переважають важкосуглинкові і легкоглинисті відміни. Серед гранулометричних фракцій найбільші мулувата і грубопилувата, які становлять понад 70 %. Чорноземи південні характеризуються доброю мікроструктурою. У складі мікроагрегатів переважає фракція > 0,01 мм – 78–90 %. Найбільшу кількість агрономічно цінних агрегатів містять міцелярно-карбонатні підтипи, найменше – солонцюваті. Щільність чорноземів південних залежить від їхньої генетичної природи, гранулометричного складу, характеру використання тощо. Щільність твердої фази практично однакова для всіх підтипів. Ці ґрунти характеризуються високою шпаруватістю.

Найсуттєвішою відмінністю чорноземів південних від чорноземів звичайних є менший вміст гумусу. Вони містять 3,5–5,0 % органічної речовини, причому кількість її знижується у напрямі на захід від 4,0–4,2 % до 3,5–3,8 %.

Каштанові ґрунти (Kastanozems) формуються в умовах *сухих степів* суббореального поясу. На північній межі поширення вони близькі за будовою і властивостями до чорноземів південних, а на південній межі – до бурих напівпустельних ґрунтів. Каштанові ґрунти поширені на півдні Молдови та України, у Східному Передкавказзі, в Середньому і Нижньому Поволжі, у Казахстані, південній частині Західного Сибіру, окремими масивами трапляються в Середньому Сибіру і Забайкаллі, на території Монголії і Китаю, центральній частині США, на півдні Канади та в Аргентині.

Формування каштанових ґрунтів відбувається в умовах переважно рівнинного або слабохвилястого рельєфу з широким розвитком степових блюдець, подів і мікропонижень. Клімат сухостепової зони характеризується теплим посушливим літом і холодною зимою з незначним сніговим покривом. Протягом року випадає 200–400 мм опадів, і випаровування перевищує їх удвічі-втричі. Часті суховії. Тип водного режиму ґрунтів – непромивний. Рослинність представлена типчаково-ковиловими, полиново-типчаковими і типчаково-полиновими степами. Рослинний покрив розріджений, ступінь покриття 50–70 %.

Профіль каштанових ґрунтів характеризується такою будовою:

Hed – 0–6 см – дернинний, сірий з каштановим відтінком, сухий, середньосуглинковий, грудкувато-порохуватої структури, пухкий, густо пронизаний коренями рослин, перехід ясний.

H(i) – 7–16 см – гумусовий, каштановий, середньосуглинковий, грудкувато-зерниста структура, ущільнений, пористий, багато коріння, перехід поступовий.

HPік – 17–29 см – верхній перехідний, карбонатний, темно-бурий, середньосуглинковий, призматично-грудкувата структура, ущільнений, на гранях структурних елементів колоїдне лакування, перехід поступовий.

Phік – 30–45 см – нижній перехідний, слабогумусований, карбонатний, темно-бурий, легкоглинистий, горіхувато-призматична структура, щільний, на структурних окремостях колоїдне лакування, перехід поступовий.

Рк(h) – 46–80 см – лес, слабогумусований по затіках, темно-палевий, середньосуглинковий, грубогрудкувато-призматичної

структури, щільний, з глибини 50 см багато пухкої білозірки, перехід поступовий.

Рк/g – 81–160 см – лес, палевий, середньосуглинковий, з глибини 110 см містить солі у вигляді прожилок, а також гіпс у вигляді друз (див. вкл., фото 12).

Потужність гумусових горизонтів становить від 25 до 45 см.

Гранулометричний склад каштанових ґрунтів переважно глинистий, важко- і середньосуглинковий. У верхньому горизонті містять від 2,2 до 4,0 % гумусу, легкосуглинкові та супіщані відміни – 1,5–3,0 %. У складі гумусу кількість гумінових і фульвокислот приблизно однакова. Сума вбирних основ – 20–30 ммоль на 100 г ґрунту, серед яких міститься невелика кількість вбирного натрію. Реакція ґрунтового розчину нейтральна або слабколужна у верхніх горизонтах (pH 7,2–7,5) і лужна – у нижніх.

У північній частині сухостепової зони поширені *темно-каштанові ґрунти (Kastanozems)*, які відрізняються від каштанових більшою інтенсивністю дернового процесу, що виражається в збільшенні потужності гумусового горизонту і вмісту гумусу.

Темно-каштанові ґрунти глинистого, важко- і середньосуглинкового гранулометричного складу у верхньому горизонті містять від 3,2 до 5,0 % гумусу, а легкосуглинкові та супіщані – 2,5–4,0 %. Реакція ґрунтового розчину нейтральна у верхньому горизонті та слабколужна і лужна вниз по профілю, ємність вбирання 30–35 ммоль на 100 г ґрунту.

Світло-каштанові ґрунти (*Kastanozems, Haplic Calcisols)* відрізняються невеликою потужністю гумусового горизонту (25–35 см), карбонатний горизонт залягає ближче до поверхні, ніж у каштанових, гіпсовий горизонт на глибині 110–120 см. Накопичення солей сприяє майже повсюдному прояву ознак солонцюватості. Вміст гумусу в суглинкових світло-каштанових ґрунтах становить 2–3 %, ємність вбирання 15–25 ммоль на 100 г ґрунту. В складі вбирних основ переважають обмінні кальцій і магній, від 3 до 15% припадає на вбирний натрій. Реакція водної витяжки слабколужна – у верхніх горизонтах pH 7,2–7,5, а в нижніх горизонтах pH сягає 8.

Непромивний тип водного режиму зумовлює акумуляцію на різній глибині карбонатів, гіпсу та легкорозчинних солей. Світло-каштанові ґрунти мають різкий дефіцит вологи, отож потребують

зрошення для вирощування сільськогосподарських культур. У зоні сухого степу України світло-каштанові ґрунти не трапляються.

Залежно від біокліматичних умов, що змінюються з заходу на схід, морфологічні особливості та властивості каштанових ґрунтів сильно варіюють, зумовлюючи фаціальні риси передусім у гумусовому та сольовому профілях.

Лучно-каштанові ґрунти (Gleyic Phaeozems) – це напівгідроморфні ґрунти, які трапляються серед каштанових ґрунтів і приурочені до понижень рельєфу, передгірських шлейфів, западин, блюдець, міжсопкових долин, надзаплавних терас, де виникає додаткове поверхневе або ґрунтове зволоження. Надлишкове зволоження формується надходженням вод з поверхневим стоком, підвищеним рівнем ґрунтово-підґрунтових вод, значною потужністю снігового покриву. Лучно-каштанові ґрунти формуються на таких самих материнських породах, що й каштанові ґрунти.

Надлишкове зволоження сприяє доброму зростанню лучно-степової рослинності. Тут переважають високорослі злаки, мезофільне різнотрав'я, зрідка чагарники – караган, спірея.

Профіль лучно-каштанового ґрунту має такі горизонти: *Не*, *Hpi*, *Phk(i)*, *Pks*. У цілинних варіантах гумусовий горизонт поділяється на гумусово-дерновий *Hdi* і *Не*. Гумусовий горизонт лучно-каштанового ґрунту характеризується більшою потужністю (45–55 см) і вищим вмістом гумусу (4–6 %). У складі гумусу переважають гумінові кислоти (Сгк:Сфк – 1,5–2,5). Ємність вбирання у лучно-каштанових суглинкових ґрунтах становить 30–40 ммоль на 100 г ґрунту. Ці ґрунти мають нижчу глибину закипання і понижене залягання гіпсового та сольового горизонтів.

Водний режим лучно-каштанових ґрунтів пульсуючий, з чергуванням короткочасних періодів значного зволоження, яке зумовлює низхідний рух води до глибини 2 м і більше, та періодів висушування верхньої частини профілю і підняття капілярно-підвішеної вологи або навіть плівково-капілярної води ґрунтово-підґрунтових вод.

Лучно-каштанові ґрунти значно продуктивніші, ніж каштанові, внаслідок додаткового зволоження, що має важливе значення в умовах аридного клімату. Додаткове зволоження часто спричиняє засолення, осолонцювання, осолодіння, оглеєння, злитизацію.

Контрольні запитання і завдання до розділу:

1. *Охарактеризуйте чинники ґрунтотворення степової зони.*
2. *Які типи ґрунтів поширені в степовій зоні?*
3. *Охарактеризуйте генезис і властивості чорноземів звичайних.*
4. *Які відмінності у морфологічній будові і властивостях між чорноземами звичайними і південними?*
5. *У чому полягають відмінності умов ґрунтотворення степів і сухих степів?*
6. *Які ґрунти поширені на території України у межах сухостепової зони?*
7. *Охарактеризуйте морфологічну будову каштанових ґрунтів.*
8. *Які відмінності у властивостях світло-каштанових, каштанових і темно-каштанових ґрунтів?*
9. *Перелічіть елементарні ґрунтові процеси, які спостерігаються у лучно-каштанових ґрунтах і чим вони зумовлені.*

Завдання для самостійної роботи:

1. *Охарактеризуйте теорії походження чорноземів.*
2. *Опишіть аціальні особливості чорноземів у межах території України.*
3. *Охарактеризуйте заходи щодо регулювання водного режиму ґрунтів сухостепової зони.*
4. *Опишіть шляхи та особливості сільськогосподарського використання ґрунтів степової і сухостепової зон.*

Література:

1. Ґрунтознавство з основами геології / [І. І. Назаренко, С. М. Польчина, Ю. М. Дмитрук, І. С. Смага, В. А. Нікорич]. – Чернівці : Книги – ХХІ, 2006. – 504 с.
2. Добровольский Г. В. География почв / Г. В. Добровольский, И. С. Урусевская. – М. : Изд-во МГУ, 2004. – 460 с.
3. Докучаев В. В. Русский чернозем / В. В. Докучаев. – Санкт-Петербург : Русская коллекция, 2008. – 480 с.
4. Кривульченко А. І. Сухі степи Причорномор'я та Приазов'я: ландшафти, галогеохімія ґрунто-підґрунтя / А. І. Кривульченко. – К. : Гідромакс, 2005. – 345 с.
5. Крупенников И. А. Черноземы. Возникновение, совершенство, трагедия деградации, пути охраны и возрождения / И. А. Крупенников. – Кишинев, 2008. – 288 с.
6. Мороз Г. Б. Ґрунти середньо-сухостепового педоекотону Північно-Західного Причорномор'я / Г. Б. Мороз, В. І. Михайлюк. – Львів : ЗУКЦ, 2011. – 184 с.
7. Носко Б. С. Антропогенна еволюція чорноземів / Б. С. Носко. – Харків, 2006. – 240 с.
8. Позняк С. П. Ґрунтознавство і географія ґрунтів : підручник / С. П. Позняк. – Львів : ЛНУ імені Івана Франка, 2010. – Ч. 2. – 286 с.
9. Позняк С. П. Орошаемые черноземы юго-запада Украины / С. П. Позняк. – Львов : ВНТЛ, 1997. – 240 с.
10. Почвоведение. Типы почв, их география и использование / под ред. В. А. Ковды, Б. Г. Розанова / [Л. Г. Богатирев, В. Д. Васильевская, А. С. Владыченский и др.]. – М. : Высш. шк., 1988. – Ч. 2. – 368 с.
11. Почвы сухостепной зоны / [Н. Б. Вернандер, И. Н. Гоголев, Д. И. Ковалишин и др.] // Природа Украинской ССР. Почвы. – К. : Наукова думка, 1986. – С. 120–129.
12. Почвы Украины и повышение их плодородия. Экология, режимы и процессы, классификация и генетико-производственные аспекты / [под ред. Н. И. Полупана]. – К. : Урожай, 1988. – Т. 1. – 296 с.
13. Черноземы СССР. Украина. – М. : Колос, 1981. – 256 с.

Розділ 22

ЗАСОЛЕНІ ҐРУНТИ

Засолені ґрунти – це ґрунти, які містять у профілі легкорозчинні солі в кількостях, токсичних для рослин-негалофітів. Вони поширені в зонах сухих і пустельних степів, у пустельній зоні, трапляються у степовій, лісостеповій і тайгово-лісовій зонах, а також на узбережжях морів та океанів.

Формування засолених ґрунтів пов'язане з накопиченням солей у ґрунтових водах і породах, чому сприяють відповідні умови. Солі утворюються в процесі вивітрювання гірських порід, у випадку виходу на поверхню морських соленосних осадів, виверження вулканів, унаслідок розкладення органічних залишків в умовах посушливого клімату, а також їхнім джерелом слугують мінералізовані ґрунтові води, які залягають неглибоко. Важливу роль у поширенні солей відіграють еолові процеси і процеси імпульверизації. Інтенсивність перерозподілу солей і їхнє накопичення у ґрунтах визначаються кліматичними умовами, а також водно-фізичними властивостями ґрунтів і ґрунтотворних порід, розчинністю солей.

У розподілі солей на території суші виразно проявляється зональність. Найвища концентрація солей у ґрунтових водах і ґрунтах спостерігається в пустельній зоні, а найменша – у лісостеповій і степовій зонах. В якісному складі солей простежується певна закономірність. У лісо-

степових і степових районах у складі солей переважають карбонати і бікарбонати натрію, трапляються сульфати. У напівпустельній і пустельній зонах створюються сприятливі умови для утворення сульфатів і хлоридів натрію, гіпсу і нітратів, а також соди. На накопичення солей у ґрунтах важливий вплив має рельєф і дренованість території.

Солончаки (Solonchaks) – це ґрунти, які містять великі кількості водорозчинних солей з самої поверхні та в профілі. Солончаки поширені в сухих степах, саванах, проте трапляються і в інших ландшафтних областях – серед чорноземів і сірих лісових ґрунтів, а також на узбережжях морів. На території України солончаки поширені на узбережжі Чорного й Азовського морів, у Придніпров'ї, на терасах Південного Бугу, Дністра і Дунаю, а також у районі Сивашу.

Накопичення солей у ґрунтах становить суть солончакового процесу. Солончаки утворюються при близькому заляганні мінералізованих вод в умовах випітного водного режиму (при випаровуванні вологи верхні горизонти ґрунтів збагачуються водорозчинними солями), а також внаслідок засоленості ґрунтотворних порід. Солончаки можуть утворюватися в результаті занесення солей вітром, а також при неправильному зрошенні. Велике значення в утворенні солончаків має рослинність, зокрема наявність значної кількості солянок.

Профіль солончаків слабодиференційований на генетичні горизонти. У ньому вирізняють гумусовий горизонт *Н*, перехідний *НР* і ґрунтотворну породу *Р*. По всьому профілю солончаків помітні вицвіти солей. Часто в нижній частині профілю спостерігаються ознаки оглеєння (див. вкл., фото 13).

Солончаки поділяють на два типи: *гідроморфні* й *автоморфні*. Гідроморфні солончаки розвиваються в умовах близького залягання мінералізованих ґрунтових вод, автоморфні формуються на засолених ґрунтотворних породах при глибокому заляганні рівня ґрунтових вод.

Розрізняють ще підтипи солончаків: *типові, лучні, сорові, грязево-вулканічні, приморські, вторинні, мерзлотні, болотні, пустельні, реліктові, еолово-пагорбкові*.

За складом солей, зокрема за співвідношенням аніонів і катіонів у водній витяжці, солончаки поділяють на роди. Якісний склад солей відображається на зовнішніх ознаках солончаків. За ними розрізняють кіркові, пухкі, мокрі та чорні. За характером розподілу солей солончаки поділяють на види: поверхневі (солі в шарі 0–30 см) і глибокопрофільні (солі по всьому профілю до ґрунтових вод).

Профіль солончаків недиференційований за гранулометричним, мінералогічним і хімічним складом. Солончаки, засолені нейтральними солями, характеризуються добрими водно-фізичними властивостями, зокрема доброю мікроструктурою, високою шпаруватістю і водопроникністю, а засолені лужними солями – винятково несприятливими властивостями, зокрема утворюють злитість ґрунтової маси, високу щільність, тріщинуватість. Солончаки – ґрунти малогумусні. Вміст гумусу у верхньому горизонті не перевищує 1 %. Ємність вбирання по всьому профілю 10–20 ммоль на 100 г ґрунту. Реакція ґрунтового розчину хлоридних і сульфатних солончаків нейтральна, а солончаків з вмістом у складі солей соди – лужна (pH до 9–10). Трапляються і кислі солончаки, що містять квасці, утворені після окиснення сульфідів.

Солонці (Solonetz) – це ґрунти, які містять у вбирному комплексі значну кількість обмінного натрію, а інколи і магнію в ілювіальному горизонті, і характеризуються диференційованим профілем за елювіально-ілювіальним типом, лужною реакцією ілювіального горизонту, стовпчастою, призматичною і глибистою структурою ілювіального горизонту при його високій щільності, наявністю в ілювіальному горизонті вбирного натрію в кількості понад 15 % від суми обмінних катіонів, наявністю солей у нижній частині профілю під ілювіальним горизонтом.

Солонці не утворюють суцільної зони і є інтразональними ґрунтами, трапляються великими масивами або плямами серед ґрунтів іншого генезису. Вони поширені в степах, сухих степах, саванах і напівпустелях Північної та Південної півкуль і приурочені до рівнинних, понижених елементів макрорельєфу, низовин, надзаплавних терас. В Україні солонці є у степовій і сухостеповій зонах, зрідка – у лісостепу.

Солонці формуються на різних породах, передусім засолених.

Рослинність представлена специфічною солонцевою флорою: полин, віниччя, камфоросма, кермек, ромашник тощо. На солонцях лісостепової і степової зон до складу рослинних асоціацій входять злаки, утворюючи дернину. На поверхні є діатомові водорості.

Щодо генезису солонців існує декілька теорій. Загальним для них є визнання провідної ролі іона натрію у формуванні несприятливих солонцевих властивостей. Згідно з колоїдно-хімічною теорією К. К. Гедройца, солонці утворилися у процесі розсолення солончаків, засолених нейтральними солями натрію. У солончаках, насичених натрієвими солями, вбирний комплекс насичений натрієм. Висока лужність ґрунтового розчину веде до пептизації колоїдів, причому насичена натрієм органічна речовина переходить у стан золю і легко просочується зверху вниз по ґрунтовому профілю, а пептизовані мінеральні колоїди, маючи велику поверхню, взаємодіють з водою, руйнуються на складові: SiO_2, R_2O_3 та інші оксиди. Продукти руйнування, як і органічні речовини, мігрують вниз по профілю. Затримуючись на якійсь, переважно невеликій, глибині, вони утворюють ілювіальний солонцевий горизонт.

У розвитку солонцевих властивостей значну роль відіграє не тільки склад вбирних катіонів і реакція середовища, але й склад ґрунтового вбирного комплексу. Солонці з найбільш вираженими набуханням, в'язкістю, липкістю та іншими негативними властивостями збагачені монтморилонітом, а також аморфними гідрофільними компонентами, наприклад, кремнеземом.

Профіль солонця має складну будову (див. вкл., фото 14):

HEd – 0–7 см – гумусовий горизонт, каштаново-сірий, грудкувато-пилувата структура, пухкий, пористий, багато коренів, перехід ясний.

Eh – 8–15 см – елювіальний, світло-сірий, важкосуглинковий, пластинчастий, багато коріння, перехід різкий.

Ih – 16–24 см – ілювіальний, темно-каштановий, середньосуглинковий, стовпчасто-призматична структура, щільний, тонкотріщинуватий, окремі корені, перехід поступовий.

PIh/к – 25–45 см – перехідний, ілювійований, каштановий з бурим відтінком, легкоглинистий, горіхувато-призматичної структури, з глибини 40 см закипає від HCl, перехід поступовий.

Рк(h) – 46–55 см – лес, слабогумусований, темно-палевий, ущільнений, легкоглинистий, перехід поступовий.

*Рк*s – 56–170 см – лес, палевий, легкоглинистий, грудкуватий, ущільнений, з 52 до 80 см – багато білозірки, з 70 см солі у вигляді прожилок і вицвітів, зі 160 см – дрібні друзи гіпсу і прожилки солей.

Характерною особливістю гранулометричного складу солонців є різка диференціація по профілю мулуватої фракції. Гумусово-елювіальний горизонт легший за гранулометричним складом, ілювіальний – збагачений мулом і тому завжди важчий. Виразний перерозподіл мулуватої фракції пептизацією колоїдів. Вміст гумусу дуже неоднаковий у солонцях різних природних зон. У солонцях степу і напівпустель міститься 1,5–3,0 % гумусу в дерновому горизонті. У складі гумусу переважають фульвокислоти. Лісостепові солонці містять до 6–10 % гумусу в дерновому горизонті. Вміст вбирного натрію в солонцевому горизонті становить 13–60 % від ємності вбирання. Реакція ґрунтового розчину в солонцевому горизонті лужна і сильнолужна (pH 8–10), а в надсолонцевому горизонті може бути нейтральна і слабкокисла.

Солонці характеризуються негативними фізичними, водно-фізичними і фізико-хімічними властивостями. В сухому стані вони щільні, а у вологому стані – сильно набухають, в'язкі, липкі, водопроникність низька, слабка фізіологічна доступність вологи.

Солоді (Sodic, Planosols) – це гідроморфні або напівгідроморфні ґрунти з різко диференційованим профілем, чітко вираженим освітленим *E*-горизонтом, наявністю вбирного натрію, лужною реакцією в *I*-горизонті, наявністю карбонатів і легкорозчинних солей у нижчих горизонтах, а також оглеєння по всьому профілю. Солоді найбільше поширені в помірно посушливих і посушливих областях у всіх географічних поясах Землі, зокрема на низинних древньоалювіальних рівнинах Західного Сибіру і Далекого Сходу (де їх називають лучними підбілами), Північно-Східного Китаю, на Руській рівнині, Дніпровській і Причорноморській низовинах, Середньодунайській низовині в Угорщині, на рівнинах Північної Америки (де їх називають планосолі), у субтропічних і тропічних поясах, Південній і Східній Австралії, на алювіальних рівнинах Парани й Уругваю, на південному сході Африки. В Україні солоді є

в лісостеповій, степовій, сухостеповій зонах, а також трапляються на Поліссі.

Солоді приурочені до слабодренованих рівнин і безстічних западин, де близько до поверхні залягають ґрунтові води, а також до мезо- і мікрозападин, таких як поди півдня України. Формуються при поверхневому перезволоженні переважно за рахунок стічних вод з навколишніх мікросхилів при тривалих дощах чи сніготаненні. Солоді розвиваються під різноманітними рослинними угрупуваннями: вологими луками, трав'яно-осоковими болотами, трав'яними березняками, осичниками, осоковими вербняками. Тип водного режиму періодично промивний або промивний.

Утворення солодей можливе декількома шляхами: із солонців і солонцюватих ґрунтів депресій при надходженні лужних вод поверхневого стоку, що мають періодичний характер і багаторазову повторюваність; зі слабосолончакуватих і слабосолонцюватих болотних чи лучних ґрунтів при періодичній дії на ґрунтову товщу слабомінералізованих лужних ґрунтових вод з подальшим промиванням ґрунту розчинами рухомих органічних і органо-мінеральних сполук.

Профіль лучно-степової солоді, розташованої на межиріччі Південного Бугу й Дніпра в днищі замкнутої депресії, має таку будову (див. вкл., фото 15):

H – 0–17 см – світло-сірий зі значною присипкою кремнезему, пластинчастий, пористий, з дрібними іржавими плямами, середньосуглинковий, перехід помітний.

E – 17–27 см – світло-сірий зі значною присипкою кремнезему, пластинчастий, дуже щільний, велика кількість дрібних і великих ортштейнів, перехід помітний.

EI – 27–42 см – сірий з білуватим відтінком, зі значною кремнеземною присипкою, середньосуглинковий, дуже щільний, структура дрібногоріхувато-гострогранна, велика кількість малих і великих ортштейнів, перехід помітний.

I – 42–96 см – сірий, важкосуглинковий, твердий, стовпчастої структури, на гранях структурних елементів глянцюватість, розбитий глибокими вертикальними тріщинами, багато залізо-марганцевих конкрецій, перехід помітний.

ІРк – 97–150 см – строкатого забарвлення, буро-палевий з оливковим відтінком, з темними затьоками гумусу, важкосуглинковий, структура неміцно-грудкувато-горіхувата, залізо-марганцеві конкреції, карбонати у вигляді зерняток, трапляються журавчики.

Солоді мають різко диференційований профіль. Осолоділий горизонт характеризується збідненням різними хімічними сполуками, мулуватою фракцією, гумусом, нейтральною або слабколужною реакцією, невеликою кількістю вбирного натрію. У дерновому горизонті вміст гумусу є незначним (2–3 %), проте може сягати і 10 %, різко знижуючись в осолоділому горизонті (до 1 %). У дерновому горизонті переважають гумінові кислоти, а в осолоділому та ілювіальному горизонтах гумус фульватний. Реакція гумусового та елювіального горизонтів кисла, а ілювіальний горизонт має нейтральну чи лужну реакцію ґрунтового розчину. Крім того, на глибині 1 м солоді містять карбонати кальцію і магнію, а в глибоких горизонтах можуть траплятися легкорозчинні солі. На межі з ілювіальним горизонтом різко зменшується шпаруватість і водопроникність, тому тут часто виникає верховодка, що спричиняє перезволоження верхньої частини.

Контрольні запитання і завдання до розділу:

1. *Дайте визначення поняття "засолені ґрунти".*
2. *Охарактеризуйте географію поширення засолених ґрунтів.*
3. *Що таке солончаки і який їхній генезис?*
4. *Як класифікують солончаки на типовому і підтиповому рівнях?*
5. *Охарактеризуйте генезис і властивості солонців.*
6. *Які шляхи утворення солодей і де вони поширені?*
7. *Охарактеризуйте морфологічну будову і властивості солодей.*
8. *Які відмінності у вмісті гумусу і фізико-механічних властивостей спостерігаються між солончаками, солонцями і солодями?*

Завдання для самостійної роботи:

1. *Охарактеризуйте роль вбирного натрію у формуванні властивостей солонців.*

2. *Склад ґрунтово-вбирного комплексу засолених ґрунтів.*
3. *Типи засолення ґрунтів.*
4. *Способи меліорації і сільськогосподарського використання засолених ґрунтів.*

Література:

1. Ґрунтознавство / [за ред. Д. Г. Тихоненка]. – К. : Вища освіта, 2005. – 703 с.
2. Зайдельман Ф. Р. Мелиорация почв / Ф. Р. Зайдельман. – М. : Изд-во МГУ, 2003. – 448 с.
3. Засоленные почвы России / [под ред. Л. Л. Шишова, Е. И. Панковой]. – М. : Академкнига, 2006. – 854 с.
4. Кривульченко А. І. Сухі степи Причорномор'я та Приазов'я: ландшафти, гало геохімія ґрунто-підґрунтя / А. І. Кривульченко. – К. : Гідромакс, 2005. – 345 с.
5. Новикова А .В. Засоленные почвы, их распространение в мире, окультуривание и вопросы экологии / А. В. Новикова. – Харьков, 2004. – 118 с.
6. Позняк С. П. Ґрунтознавство і географія ґрунтів : підручник / С. П. Позняк. – Львів : ЛНУ імені Івана Франка, 2010. – Ч. 2. – 286 с.
7. Почвоведение. Типы почв, их география и использование / под ред. В. А. Ковды, Б. Г. Розанова / [Л. Г. Богатырев, В. Д. Васильевская, А. С. Владыченский и др.]. – М. : Высш. шк., 1988. – Ч. 2. – 368 с.
8. Почвы Украины и повышение их плодородия. Экология, режимы и процессы, классификация и генетико-производственные аспекты / [под ред. Н. И. Полупана]. – К. : Урожай, 1988. – Т. 1. – 296 с.
9. Природа Украинской ССР. Почвы / [Н. Б. Вернандер, И. Н. Гоголев, Д. И. Ковалишин и др.]. – К. : Наук. думка, 1986. – 216 с.

Розділ 23

ҐРУНТИ НАПІВПУСТЕЛЬ І ПУСТЕЛЬ

Зона напівпустель і пустель у Євразії простягається в широтному напрямі та охоплює рівнини Середньої і Центральної Азії. У Північній Америці пояс напівпустель і пустель має меридіональне простягання і займає найбільш аридну західну частину Великих рівнин, Великий Басейн, продовжуючись на південь у Каліфорнію та аридні області Мексики. У Південній півкулі суббореальні і субтропічні напівпустелі й пустелі поширені в Патагонії та в південно-західній Приандійській, найбільш аридній частині Аргентини, а також в Африці та Австралії.

Головними особливостями клімату напівпустель і пустель є сухість і різка континентальність. Ґрунти щороку промерзають, безморозний період триває 160–220 днів. Середньорічна сума опадів у напівпустелях 150–180 мм, у пустелях – 100–160 мм. У напівпустелях спостерігається слабкий літній максимум опадів, у пустелях – зимово-весняний. Водний режим ґрунтів непромивний, а в літній жаркий період – випітний.

Рослинний покрив бідний за видовим складом, розріджений і відзначається високою комплексністю. Тут поширені полинні, типчаково-полинні та полинно-біюргунові рослинні угрупування з помітною участю ефемероїдів і ефемерів. Поверхня покрита кірочками лишайників, синьо-зелених, зелених і діатомових водоростей.

Ґрунтотворні породи дуже різноманітні за генезисом, гранулометричним і хімічним складом. Тут поширені лесоподібні суглинки, морські, озерні, алювіальні відклади та піски.

Зональним типом ґрунтів напівпустель є ***бурі напівпустельні ґрунти (Luvic Gypsic Calcisols).*** Формування цих ґрунтів відбувається за взаємодії різних процесів: дернового, розсолення, осолонцювання-осолодіння, кіркоутворення.

У профілі бурих напівпустельних ґрунтів з поверхні виділяється крихка кірочка (1–5 см), під якою є незначної потужності підкірковий горизонт листуватого або шарувато-лускуватого складення. Нижче залягає гумусовий горизонт сіруватого або сірувато-бурого забарвлення. Під цим горизонтом розташований ілювіальний горизонт, часто солонцюватий, бурого забарвлення, потужністю 10–20 см, грудкувато-горіхуватої або брилуватої структури, значно ущільнений. Карбонатний горизонт потужністю 30–40 см і більше, темно-бурий з розсіяними брудно-білуватими плямами карбонатів, щільний, грудкувато-горіхуватої, а часто глибистої, структури. Гіпсовий горизонт починається з глибини 60–80 см, білуватого і жовто-бурого забарвлення, менш щільний, дрібні плями карбонатів, а також прожилки і конкреції дрібнокристалічного гіпсу. Ґрунтотворна порода починається з глибини 75–80 см і зазвичай є карбонатною і гіпсоносною (див. вкл., фото 16).

Вміст гумусу у верхньому горизонті бурих напівпустельних ґрунтів становить 1,1–1,6 %, поступово знижуючись вниз по профілю. У складі гумусу переважають фульвокислоти. Ємність вбирання у гумусовому горизонті незначна (10–15 ммоль на 100 г ґрунту). Реакція ґрунтового розчину по всьому профілю слабколужна і лужна (pH 8,0–8,6). Бурі напівпустельні ґрунти карбонатні з самої поверхні, а гіпс і легкорозчинні солі з'являються у нижній частині профілю. Водно-фізичні властивості бурих напівпустельних ґрунтів і їхній водний режим несприятливі для розвитку рослин.

Бурі напівпустельні ґрунти поділяють на підтипи: *типові теплі короткочасно промерзаючі* (вміст гумусу 1,5–2,0 %); *теплі світлі промерзаючі* (вміст гумусу 1,0–1,5 %); *помірно теплі безгіпсові тривало промерзаючі*. Роди вирізняють з огляду на солонцюватість, солончакуватість і карбонатність.

Сіроземи (Calcisols) поширені в зоні субтропічних напівпустель та пустельних степів (низькотравних напівсаван) в умовах горбистих передгірних регіонів (адирів) та підгірних похилих рівнин. Нижня межа їхнього поширення проходить на висоті 200–400 м над рівнем моря, верхня – на висоті 1200–1600 м. Сіроземи поширені в районі гірських масивів Тянь-Шаню, Паміро-Алаю, Копетдагу, подекуди на території Закавказзя, зокрема в Азербайджані. Дуже широко вони розповсюджені на території гірських рівнин Середньої, Центральної та Східної Азії. Значні площі сіроземи займають у Північній Америці на столових плато з відкладами лесів і лесоподібних суглинків. Поширені сіроземи і на території підгірних рівнин Північної Африки.

Розвиток сіроземів відбувається за наявності сухого (річна кількість опадів, залежно від абсолютних висот, становить 170–600 мм) континентального клімату з жарким і вкрай сухим літом та відносно вологим зимово-весняним періодом. Сіроземи утворюються переважно під трав'янистим рослинним покривом з ефемерів, ефемероїдів і рослин з тривалішим періодом вегетації (полини, псоралея, фломіс тощо), проте у Північній Америці сіроземи часто сформовані під чагарниковими заростями. Повстяний покрив на поверхні сіроземів не утворюється, а залишки коренів швидко піддаються розкладу.

Ґрунтотворними породами сіроземів здебільшого є леси, лесоподібні суглинки та інші дрібноземні та кам'янисті породи.

Генезис сіроземів неоднозначний, проте здебільшого дослідники сходяться на тому, що в процесі свого формування сіроземи пройшли декілька стадій – гідроморфну; напівгідроморфну з інтенсивним гумусонакопиченням і гідроморфною акумуляцією карбонатів кальцію, магнію, гіпсу, інших речовин; вилуження; аридизації.

Сіроземи виокремлено на типовому таксономічному рівні з поділом на окремі підтипи (*сіроземи світлі, сіроземи типові, сіроземи темні*). Окрім цього, в такій класифікації вирізнено як самостійні типи *лучно-сіроземні ґрунти, зрошувані сіроземи, зрошувані лучно-сіроземні ґрунти*.

Профіль цілинних сіроземів характеризується такими ґрунтовими горизонтами.

Hдк – гумусовий, сірий або світло-сірий, зверху задернований, лускувато-дрібногрудкуватий, потужність 12–17 см.

HP – перехідний, менш гумусований, "дірчастий"через ходи та камери комах і черв'яків, сіро-палевий, неміцно грудкуватий, з виділенням карбонатів у вигляді плісняви по стінках пустот, потужність 15–26 см.

Phк – карбонатно-ілювіальний, бурувато-палевий, ущільнений, з невеликою кількістю ходів і камер землерийних тварин, з карбонатами у вигляді білястих плям (білозірки), конкрецій (журавчиків) та у вигляді плісняви, потужність 60–100 см.

Pк – материнська порода, лес палевий, жовтуватий, у верхній частині без сольових виділень, з глибини 1,5–2,0 м з прожилками та друзами дрібнокристалічного гіпсу.

Завдяки переважно кореневому накопиченню органіки кількість гумусу сіроземів швидко зменшується з глибиною. У верхній частині профілю сіроземів міститься від 1,0 до 3,3 % гумусу. Таке відносно значне варіювання гумусу в цих ґрунтах залежить від їхнього підтипового різноманіття. У складі гумусу кількість фульвокислот і гумінових кислот приблизно однакова або ж з деяким домінуванням фульвокислот.

Характерною ознакою сіроземів є їхнє закипання з поверхні від розчину соляної кислоти. Максимальна концентрація карбонатів (5–11 % CO_2) спостерігається в діапазоні 20–80 см. Значне накопичення карбонатів у сіроземах і невеликий вміст гумусу та подекуди перевага в його складі фульвокислот сприяють тому, що сіроземи мають світло-сірий колір. Завдяки добрій агрегованості сіроземи набувають сприятливих водно-фізичних властивостей. Сіроземи відзначаються невеликою кількістю водорозчинних солей. З глибиною в цих ґрунтах може з'являтися гіпс, концентрація якого здебільшого є незначною. Реакція ґрунтового розчину сіроземів має слабколужний характер.

Сіро-бурі пустельні ґрунти (Yermic Gipsisols) є варіантом зональних автоморфних ґрунтів і за характером профілю та властивостями вони близькі до бурих напівпустельних ґрунтів. Їхнє формування відбувається переважно у внутрішніх частинах материків, в Азії – на схід від Каспійського моря і до території Монголії

та Китаю, у Північній Америці – на території штатів Каліфорнія, Юта, Арізона, в Австралії – на півдні материка (рівнина Налларбор). Їхньому розвиткові сприяють невелика кількість опадів (100–150 мм), спекотне літо і холодна зима. На сіро-бурих ґрунтах формуються різні види полинової та солянкової рослинності, а також незначна кількість ефемерів. Рослини тут не утворюють зімкненого покриву і дернини, вони не сприяють накопиченню в ґрунті гумусу. Значна частина видів відзначається здатністю до акумуляції лужних солей у своїх тканинах, що при відмиранні спричиняє підлуження ґрунту і прояв особливої форми пустельної кіркової солонцюватості. Кірка потужністю 4–5 см формується внаслідок сильного промочування ґрунту навесні та потім швидкого його висихання.

Утворення сіро-бурих пустельних ґрунтів не має однозначного пояснення. Відповідно до однієї з точок зору, їхній генезис зумовлений сучасними чинниками ґрунтотворення; за іншою версією, чимало з властивостей цих ґрунтів сучасними процесами ґрунтотворення пояснити не можна, отож вважають, що в утворенні сіро-бурих пустельних ґрунтів важливу роль відіграли періоди колишнього плювіального, дещо вологішого, клімату. Лише цим можна пояснити наявність карбонатних горизонтів і винятково великі запаси гіпсу – до багатьох сотень тонн на гектар площі. Реліктовість, найімовірніше, пояснює і процеси оглинення та озалізнення цих ґрунтів.

Сіро-бурі напівпустельні ґрунти виділені на типовому таксономічному рівні з поділом, залежно від фаціальних особливостей, на *дуже теплі промерзаючі, субтропічні короткочасно промерзаючі, субтропічні жаркі непромерзаючі*.

Ґрунтотворними породами сіро-бурих пустельних ґрунтів на плато здебільшого є супіщані та пилувато-суглинкові відклади, у передгір'ях – суглинкові відклади. На території центральної частини Ірану, де сіро-бурі пустельні ґрунти мають значне поширення, ґрунтотворні породи представлені неогеновими вапняками та глинами. В Австралії ці ґрунти сформовані на продуктах розмиву давньої червоноколірної кори вивітрювання, а також на елювії вапняків і осадових карбонатних порід.

Профіль сіро-бурих пустельних ґрунтів, залежно від конкретних фізико-географічних умов, може бути доволі різноманітним.

Так, у Джунгарії Китаю під саксауловою пустелею з кам'янистим панциром зверху профіль має суху палево-сіру тонку кірку (4–5 см), потім, до глибини 25–40 см, залягає слабоущільнений горизонт бурого кольору, в нижній частині якого з'являється неяскрава білозірка. З глибини близько 40 см з'являється гіпс у вигляді прожилок і щіток на щебені. Дещо інший характер профілю мають сіро-бурі пустельні ґрунти Монголії. У них на поверхні є щебенюватий панцир з крупним піском, під ним – пориста кірка потужністю 1,5–3 см, потім залягає листувато-лускатий або пластинчасто-шаруватий горизонт потужністю 5–7 см і нижче – червонувато-бурий брилувато-грудкуватий горизонт *Ph*.

Наявність міцної кірки в сіро-бурих пустельних ґрунтах вказує на їхні несприятливі водно-фізичні властивості з низькою водопроникністю, та, відповідно, втратою вологи через поверхневий стік і випаровування. Вміст гумусу сіро-бурих пустельних ґрунтів не перевищує 1,2 %, що пояснюють інтенсивною мінералізацією органічної речовини в умовах сухого клімату. Розподіл гумусу в межах профілю переважно рівномірний, однак у ґрунтах Середньої Азії та Китаю з деяким збільшенням на глибині 10–20 см. У складі гумусу різних регіонів домінують фульвокислоти. Значення pH у таких ґрунтах дорівнює 7–8, але подекуди становить 8,5–9,5, що пояснюють утворенням карбонатної соди $NaHCO_3$, яка виникає внаслідок мінералізації рослинних залишків, адже у складі їхньої золи міститься значна кількість натрію. Кількість карбонатів у ґрунтовому профілі сіро-бурих пустельних ґрунтів має важливу закономірність – максимум у приповерхневій частині (скипання від розчину соляної кислоти починається вже з поверхні) і мінімум – у нижній частині профілю. Це є їхньою важливою діагностичною ознакою, передусім при ідентифікації з сіроземами та бурими напівпустельними ґрунтами, адже останні ґрунти максимум карбонатів мають на певних глибинах, а мінімум – у приповерхневій частині профілю.

Сіро-бурі пустельні ґрунти відзначаються значним різноманіттям у концентрації водорозчинних солей, про що свідчить поділ цих ґрунтів на родовому рівні. Значна частина сіро-бурих пустельних ґрунтів містить не більше 0,5 % легкорозчинних солей, проте з гли-

бини 25–35 см їхня кількість може сягати 2 %. На цих же глибинах можуть проявлятися середньорозчинні солі – гіпс.

Пустельні примітивні ґрунти (Gypsisols, Arenosols, Regosols) – це пилувато-піщані елювіальні кірки, утворені на щільних породах або на гіпсах. Формуються такі ґрунти за умови винятково сухого клімату (50 мм і менше опадів на рік). Сухість і значні амплітуди коливань температур протягом доби та цілого року сприяють вивітрюванню щільних порід або тих домішок польових шпатів, котрі містяться в гіпсах. Вивітрювання відбувається за участі водоростей та лишайників і є молодою стадією типового автоморфного пустельного ґрунтотворення. Його спостерігають як на рівнинах, так і у високогірних пустелях. За умови подальшого вивітрювання в межах пустельних рівнин на щільних породах можуть формуватись ґрунти типу повнорозвинених сіро-бурих. Рослинний покрив на таких ґрунтах відрізняється високою розрідженістю та незначним різноманіттям видів.

Пустельні примітивні ґрунти поширені як у пустелях Середньої Азії, так і в Монголії та Китаї. Оскільки на підгірних рівнинах китайської частини Тянь-Шаню та Кунь-Луню переважає винятково сухий клімат (50 мм і менше опадів на рік), то в багатьох випадках ґрунтотворення не просувається далі формування супіщано-суглинистих кірок, тому ці кірки вкривають тут більші території, ніж у Середній Азії. Подібні кірки утворюються також у центральноіранських, сирійських пустелях та в гіпсових пустелях узбережжя Червоного моря.

Ґрунтотворні породи центральноазійських пустель представлені континентальними строкатозабарвленими гобійськими породами озерного та річкового типу, потужними пролювіальними галечниковими наносами підгірних та міжгірних областей, неогеновими глинами, мергелями, галечниками.

Профіль аридного ґрунту або супіщано-суглинистої кірки має такі горизонти: зверху сіра шпарувата неміцна кірка завтовшки 1–2 см; під нею червонувато-бурий, невиразно-грудкуватий горизонт, що має потужність 5–8 см; нижче лежать шари гіпсу, котрі зверху зберігають червонуватий колір і пронизані затьоками супіску. Потужність гіпсів, на яких спостерігаються кірки, неоднакова.

Дрібнозем кірочки та підкіркового червонуватого шару пустельних примітивних ґрунтів містить 4–8 % CO_2, він вилугуваний від солей і має ємність вбирання 2 ммоль на 100 г ґрунту (в кірці) та 4 ммоль на 100 г ґрунту – у підкірковому шарі. Вміст гумусу тут не перевищує 0,3 % у кірці, а в гіпсовому та підгіпсовому супіщаному шарах становить, відповідно, 0,5 % та 0,6 %. Власне гумусовий горизонт у цих дрібноземних утвореннях відсутній, однак гумус тут з'являється спорадично як результат розкладу окремих великих коренів, кущів, що іноді тут трапляються. Вміст карбонатів у таких ґрунтах становить 1–5 %, кількість гіпсу незначна, проте на виходах гіпсоносних глин, наприклад, у західній частині пустель Монголії, його вміст є доволі значним.

Такири і такироподібні ґрунти (Takyric Regosols) – це глинисті ґрунти з твердою полігонально-тріщинуватою поверхнею і застоюванням на ній вод атмосферних опадів. Головною діагностичною ознакою такирів є наявність верхньої світло-сірої кірки. Поширені ці ґрунти на різних материках, передусім в умовах рівнинних пустельних регіонів. Вони приурочені до неглибоких плоских знижень у рельєфі, а також до котловин серед пісків, давніх річкових русел, понизь конусів виносів і сліпих річкових дельт на підгірних рівнинах. Їхня протяжність становить декілька десятків або сотень метрів. На значних площах вони трапляються нечасто.

Такири виокремлено на найвищому таксономічному рівні з їхнім поділом на рівні роду на *звичайні* (глибокозасолені), *солончакуваті* (з вмістом солей понад 0,3 % на глибині 30–80 см) та *опіщанені*.

Профіль такирів має переважно три горизонти: світло-сірий кірковий, сірий, іноді буруватий, підкірковий і перехідний до материнської породи зі слабкою ущільненістю та безструктурністю. Перший, потужністю 5–10 см, у сухому стані характеризується значною міцністю і яскравим проявом полігональності у вигляді багатогранних плиток. У зволоженому стані він стає злитим і в'язким. На поверхні кіркового горизонту часто формується тонка глянцева плівка з висохлих водоростей. Інколи така плівка відшаровується і згортається догори краями. Підкірковий горизонт потужністю 6–12 см у сухому стані відзначається значною твердістю структурних окремостей, а при зволоженні – наявністю суцільної в'язкої маси.

Безпосередньо під кіркою залягає засолений горизонт, в якому концентрація солей різко підвищується і може сягати 1,5–2,5 %. У складі солей підкіркового горизонту переважають хлориди натрію. Окрім цього, залежно від географічних умов, такири можуть містити значну кількість гіпсу, однак відсутність гіпсових акумуляцій є характерною особливістю такирів. Подекуди, особливо за умови незначної концентрації сульфатів кальцію, такири характеризуються содовим засоленням. Такири належать до ґрунтів з дуже уповільненим процесом накопичення гумусу, його кількість є максимальною у кірковому горизонті (до 1 %) і мінімальною (не більше 0,5 %) – у нижніх шарах.

Водно-фізичні властивості такирів несприятливі для культивування сільськогосподарських культур, адже їхня щільність висока в усіх горизонтах і коливається від 1,4 до 1,7 г/см^3, сягаючи в деяких випадках 2,0 г/см^3. Загальна шпаруватість є дуже низькою – 36–49 %, іноді менша 30 %.

Такироподібні (такирні) ґрунти за властивостями є перехідними ґрунтами від такирів до ґрунтів інших типів. Найпоширеніші вони на території Казахстану та в країнах Середньої Азії – у пониззі Сирдар'ї, Східному Приураллі, на алювіальних рівнинах північніше хребта Каратау, південніше Аральського моря.

Ґрунтотворними породами такироподібних ґрунтів переважно є піщано-глинистий матеріал алювіальних рівнин. Як і такири, такироподібні ґрунти здебільшого також характеризуються оголеною тріщинуватою поверхнею, проте вона неміцна і водопроникна. В окремих регіонах такироподібні ґрунти можуть формуватися під заростями саксаулу та розрідженим покривом полиново-солянкової рослинності. Окрім цього, такі ґрунти відзначаються дещо більшою гумусованістю, кращими водно-фізичними властивостями, в іншому вони близькі до такирів.

У такироподібних пустельних ґрунтів диференціація профілю спостерігається лише в його верхній частині. Тут доволі виразною є неміцна пориста, іноді слабошарувата кірка потужністю 2–5 см, під якою залягає світло-сірий, шарувато-лускатий горизонт 5–12 см. Нижчий горизонт безструктурний, дещо ущільнений, на глибині 20–30 см переходить у малозмінену материнську породу. Наймолодші

такироподібні ґрунти містять залишкові ознаки гідроморфізму – сизуваті плями та поховані гумусові горизонти. Такі ґрунти мають незначну кількість гумусу (0,2–0,5 %), лужну та слабколужну реакцію, ємність вбирання на рівні 7–12 ммоль на 100 г ґрунту. Карбонати у таких ґрунтах є лише у верхній частині, а ілювіальний карбонатний горизонт у них взагалі відсутній. Такироподібні ґрунти мають порівняно невеликий вміст гумусу – переважно не більше 1 %.

Контрольні запитання і завдання до розділу:

1. *Охарактеризуйте чинники ґрунтотворення в напівпустельній і пустельній зонах.*
2. *Які ґрунти є зональними для зони напівпустель?*
3. *Охарактеризуйте властивості бурих напівпустельних ґрунтів.*
4. *Які генетичні горизонти виокремлюють у сіроземах?*
5. *Охарактеризуйте теорії походження сіро-бурих пустельних ґрунтів.*
6. *Які фізико-хімічні властивості пустельних примітивних ґрунтів?*
7. *Охарактеризуйте діагностичні ознаки такирів і такироподібних ґрунтів.*

Завдання для самостійної роботи:

1. *Охарактеризуйте теорії походження сіроземів.*
2. *Заходи для підвищення родючості ґрунтів, які застосовують у зоні напівпустель і пустель.*
3. *Шляхи сільськогосподарського використання сіро-бурих ґрунтів.*
4. *Географія поширення такирів на земній кулі.*

Література:

1. Генезис и классификация полупустынных почв // [под ред. Е. Н. Ивановой]. – М. : Наука, 1966.
2. Геннадиев А. Н. География почв с основами почвоведения / А. Н. Геннадиев, М. А. Глазовская. – М. : Высш. школа, 2005. – 461 с.

3. Ковда В. А. Основы учения о почвах. Общая теория почвообразовательного процесса / В. А. Ковда. – М. : Наука, 1973. – Кн. 2. – 468 с.
4. Куст Г. С. Опустынивание: принципы эколого-генетической оценки и картирования / Г. С. Куст. – М., 1999. – 362 с.
5. Минашина Н. Г. Орошаемые почвы пустыни и их мелиорации / Н. Г. Минашина. – М. : Колос, 1971. – 365 с.
6. Позняк С. П. Ґрунтознавство і географія ґрунтів : підручник / С. П. Позняк. – Львів : ЛНУ імені Івана Франка, 2010. – Ч. 2. – 286 с.
7. Почвоведение. Типы почв, их география и использование / под ред. В. А. Ковды, Б. Г. Розанова / [Л. Г. Богатырев, В. Д. Васильевская, А. С. Владыченский и др.]. – М. : Высш. шк., 1988. – Ч. 2. – 368 с.
8. Розанов Б. Г. Почвенный покров земного шара / Б. Г. Розанов. – М. : Изд-во МГУ, 1977.

Розділ 24

ҐРУНТИ ПЕРЕМІННО-ВОЛОГИХ СУБТРОПІЧНИХ І ТРОПІЧНИХ ОБЛАСТЕЙ

У перемінно-вологих субтропічних і тропічних областях Північної та Південної півкуль поширені коричневі, червоно-коричневі, сіро-коричневі ґрунти, злитоземи, а також червоноземи і червоно-бурі ґрунти саван.

Коричневі ґрунти (Chromic Cambisols) поширені на всіх континентах Земної кулі і сформувалися в областях з середземноморським кліматом, для якого характерними є сухе спекотне літо і волога тепла зима з дуже нетривалим сніговим покривом або без нього. На Європейському Середземномор'ї та в Північно-Західній Африці ці ґрунти приурочені до рівнин і нижніх частин гірських схилів, де вони сформувалися під вічнозеленими жорстколистими лісами і чагарниками. У Північній Америці вони займають південну частину плато Прерії. Поширені також на тихоокеанському узбережжі південної частини Берегового хребта, в Сьєрра-Неваді і Скелястих горах. В Південній Америці коричневі ґрунти поширені в субтропічній частині Чилі, на гірських схилах і прилеглих рівнинах Вальпараїсо і Сантьяго. В Азії найбільші площі коричневих ґрунтів є в субтропічних областях Східного Китаю. Невеликі масиви цих ґрунтів трапляються в горах Середньої Азії, у Східному Закавказзі. На південному заході і передусім на південному сході Австралії коричневі

ґрунти сформувались під субтропічними сухими евкаліптовими лісами і чагарниками.

Коричневі ґрунти сухих лісів і чагарників формуються в умовах перемінно-вологого субтропічного клімату під пологом сухих вічнозелених лісів і чагарників. Річна кількість опадів становить 600–700 мм. Нерівномірний розподіл опадів за сезонами спричиняє відмінності у водному режимі ґрунтів влітку і взимку.

Протягом зимового вологого та відносно теплого періоду відбувається інтенсивне вивітрювання первинних і утворення вторинних глинистих мінералів гідрослюдисто-монтморилоніт-ілітового складу. Рухомі продукти вивітрювання вимиваються з верхньої товщі ґрунту на більшу чи меншу глибину, залежно від кількості опадів. Легкорозчинні солі (хлориди, сульфати) повністю вимиваються з ґрунтового профілю, а менш розчинні карбонати кальцію відкладаються на глибині 30–50 см і більше, утворюючи карбонатний ілювіальний горизонт. У вологіших кліматичних умовах карбонатний горизонт розташований глибше. Гуміфікація та мінералізація рослинних решток відбувається в умовах нейтрального або слабколужного середовища, багатого основами. В умовах спекотного і сухого літа процеси вивітрювання значно сповільнюються, передусім у верхньому, найсухішому горизонті. Висихання поверхні ґрунту спричиняє підняття плівкової вологи і розчинених речовин із глибших горизонтів. Волога випаровується, а розчинені в ній речовини (зокрема, карбонати кальцію) кристалізуються, заповнюючи проміжки у товщі ґрунту над карбонатним конкреційним горизонтом, формуючи новоутворення карбонатів кальцію у вигляді плісняви або псевдоміцелію. Промивний водний режим, який встановлюється взимку при випаданні дощів, спричинює руйнування карбонатної плісняви і винесення карбонатів кальцію у глибші горизонти ґрунтового профілю. Водночас періодичне підняття ґрунтових розчинів вверх і активне біологічне поглинання кальцію, який переважає у складі зольних елементів рослинного опаду, зумовлює до постійної нейтральної реакції у верхній частині ґрунтової товщі, насиченості ґрунтового вбирного комплексу основами (зокрема, кальцієм), стійкості органічних речовин і загалом вбирного комплексу ґрунтів. Протягом сухого і спекотного літа процеси мінералізації органічних

речовин суттєво сповільнюються, що сприяє полімеризації та збереженню в ґрунті гумусових речовин. Оксиди заліза, що вивільнені при вивітрюванні, у сухий період дегідратуються і надають ґрунту червонувато-коричневого забарвлення.

Коричневі ґрунти мають таку будову профілю:

H_0 – лісова трав'яниста підстилка, складається з напіврозкладених і свіжих рослинних решток, потужністю 0–2 см.

H(e)d – гумусово-дернинний горизонт потужністю 3–14 см, помітно елювійований, коричневого або коричнево-сірого забарвлення, грудкувато-зернистий, важкосуглинковий, тонкотріщинуватий, шпаруватий, ущільнений, пронизаний корінцями рослин, перехід ясний.

H(i) – 15–30 см – гумусовий, слабоілювійований, коричневий, свіжий, легкоглинистий, сильнощебенюватий, грудкувато-зернистий, ущільнений, багато корінців рослин, перехід поступовий.

Hp – 31–55 см – верхній перехідний горизонт, коричневий, свіжий, легкоглинистий, сильнощебенюватий, зернисто-грудкуватий, щільний, трапляються фіолетово-сизі плями оглеєння, перехід поступовий.

Phk – 56–80 (121) см – нижній перехідний, коричнево-бурий, горіхувато-грудкуватий, дуже щільний, містить багато щебеню, жорстви, карбонати у формі слабовираженого міцелію, перехід ясний, кишеньковий.

Pк – 81 (122)–170 см і глибше – елювій глинистого сланцю, сизий, щільний, багато карбонатного міцелію (див. вкл., фото 17).

Коричневі ґрунти відзначаються доволі високим вмістом гумусу у верхніх горизонтах (4–8 % під природною рослинністю, на орних ґрунтах вміст гумусу дещо менший) і глибоким проникненням гумусових речовин униз по профілю. Склад гумусу переважно фульватно-гуматний, проте може бути й гуматно-фульватним (у коричневих ґрунтах Криму). Ґрунти мають нейтральну або слабколужну реакцію ґрунтового розчину у верхніх горизонтах профілю і лужну реакцію – у нижніх.

Коричневі ґрунти як тип поділяють на три підтипи: *коричневі вилуговані, коричневі типові, коричневі карбонатні*.

Червоно-коричневі ґрунти (Lixisols) формуються в умовах, близьких до формування коричневих ґрунтів. Поширені вони на

просторах перемінно-вологих тропічних і субтропічних областей. В Африці значні площі червоно-коричневих ґрунтів є в Анголі, Північній Родезії, в околицях Танганьїки, далі простягаються вздовж східних окраїн Калахарі до Південно-Африканської Республіки. На півночі Африки окремими масивами трапляються в межах зони сухих саван від Атлантичного океану до Ефіопії. В Австралії червоно-коричневі ґрунти доволі розповсюджені та збігаються з областями, зайнятими австралійськими скребами – чагарниковими асоціаціями, що складаються з різних видів рослинності, утворюючи асоціацію. Австралійські скреби мають особливі назви: бригалоу, мульга, міал та ін. Місцями разом з акаціями ростуть евкаліпти і "пляшкові дерева". У Південній Америці червоно-коричневих ґрунтів сухих лісів і чагарників дуже мало. Тут вони характеризуються легким, супіщаним і піщаним гранулометричним складом, глибокою вилугованістю профілю від солей і низьким ступенем алітизації.

Червоно-коричневі ґрунти Австралії мають сіалітно-алітний характер, добре виражений елювіально-карбонатний горизонт, є малогумусними, часто мають ознаки солонцюватості.

Простори, зайняті червоно-коричневими ґрунтами тропічних сухих лісів і чагарників, часто непрохідні через колючі чагарники. В умовах розрідженої деревно-чагарникової рослинності можуть використовуватись під пасовища.

У субтропічному поясі червоно-коричневі ґрунти поширені плямами на середземноморському узбережжі Європи, південному березі Криму. Формуються під покривом вічнозелених лісів з дуба, сосни, кизилу, глоду з розвинутим трав'яним покривом.

Сіро-коричневі ґрунти (Calcic Clayic Cambisols) субтропічних і тропічних сухих степів, напівсаван і ксерофітних чагарникових формацій займають найзасушливіші області, розташовуючись на межі з сіроземами. Вони поширені на передгірських рівнинах, в передгір'ях і низькогір'ях Східного Закавказзя, Південного Дагестану, Паміро-Алаю і Копетдагу.

У профілі сіро-коричневих ґрунтів вирізняється гумусовий горизонт коричнево-сірого забарвлення, у верхній частині горизонту пластинчаста структура, у нижній – грудкувато-горіхувата, скипає з поверхні. Під гумусовим горизонтом залягає метаморфічний го-

ризонт, сірувато-коричневого забарвлення, щільний, горіхувато-дрібноглибистої структури, карбонати у вигляді прожилок і псевдоміцелію. Нижче залягає ілювіальний карбонатний горизонт, щільний, з численними карбонатами у вигляді плям і конкрецій. Материнська порода карбонатна, здебільшого засолена.

Сіро-коричневі ґрунти характеризуються порівняно невеликою потужністю гумусового горизонту (20–35 см), вміст гумусу від 2,5 до 5,0 % на цілині і 1,5–3,5 % – на ріллі. У складі гумусу вміст гумінових і фульвокислот майже однаковий. Реакція ґрунтового розчину по всьому профілю слабколужна. Ґрунти карбонатні з поверхні, в горизонтах максимального насичення карбонатів їхній вміст сягає 20 %. Нижче карбонатного горизонту спостерігається акумуляція гіпсу і легкорозчинних солей. Сіро-коричневі ґрунти диференційовані за кількістю мулу, вміст якого збільшується в середній частині профілю.

Сіро-коричневі ґрунти як тип поділяють на три підтипи: *сіро-коричневі темні, сіро-коричневі звичайні і сіро-коричневі світлі*.

Злитоземи, або ***вертисолі (Vertisols)*** трапляються у перемінно-вологих субтропічних і тропічних областях. Ці ґрунти описані в багатьох країнах світу під різними назвами. У ґрунтознавчій літературі вони часто трапляються під назвою "чорні глини" (*blackclays*, *darkclays*, *argilesnoirestropical*). Поширена їхня назва "чорні бавовникові ґрунти" (*blackcottonsoils*). У різних країнах світу вони мають місцеві назви. В країнах Балканського півострова такі ґрунти називають "смолніци", у Південній Америці – "терранегро" і "тоска", в Індії – "регури", у Марокко – "тирси", у Східній Африці –"фірки", "влей" і "кару". В сучасній науковій літературі чорні ґрунти тропіків і субтропіків мають назву злитоземи, або *вертисолі*.

Вертисолі (регури) поширені в Азії, де займають більшу частину плоскогір'я Декан на півострові Індостан, на островах Індонезії, зокрема в центральній і західній частинах острова Ява. В Європі вертисолі трапляються на Балканському, Піренейському і Апеннінському півостровах. В Африці чорні ґрунти поширені у південно-східній частині Судану, в басейнах рік Бархель-Газаль і Бахр-ель-Джебель, простягаючись на схід до підніжжя Абіссінського нагір'я. В Екваторіальній Африці вертисолі приурочені до рівнин у басейні

ріки Шарі, простягаючись на півночі майже до широти озера Чад. У Східній і Південній Африці вони поширені довкола озера Танганьїка, в Мозамбіку, Південно-Африканській Республіці. У Південній Америці чорні тропічні ґрунти найчастіше трапляються в Уругваї та північно-східній частині Аргентини. В Австралії вертисолі приурочені до припіднятих, складених вапняками плато, що прилягають до гір Східної Австралії.

Вертисолі – це темнозабарвлені глинисті, переважно монтморилонітові, насичені, злиті ґрунти з низьким вмістом гумусу і нейтральною чи лужною реакцією ґрунтового розчину. В посушливі періоди року вони покриваються сіткою глибоких (100 см і більше) тріщин шириною 2–3 см, які запливають у вологий період.

Однією з найпоширеніших гіпотез генезису вертисолей є гідроморфна. Згідно з цією гіпотезою, здебільшого вертисолі – це ґрунти перехідних ландшафтів, переважно річкових і озерних терас, які пройшли у своєму розвитку мулувату (підводну), лучно-болотну і лучну стадії розвитку. Протягом гідроморфного періоду розвитку відбувалось накопичення мулу, інтенсивне вторинне мінералоутворення монтморилоніту, накопичення відновних сполук феруму та інших елементів. Найважливішу роль відіграла монтморилонітизація мулуватої фракції ґрунтів, розташованих у геохімічно підпорядкованих ландшафтах за рахунок надходження сюди розчиненого SiO_2 слабколужними, збагаченими на магній, підґрунтовими і делювіальними водами.

Вертисолі формуються в умовах середніх і високих кількостей опадів і високих температур. Кількість опадів на територіях, де поширені вертисолі, коливається від 150 до 1250 мм за рік.

Злитоземи формуються переважно на основних і ультраосновних магматичних породах – габро, діоритах, базальтах, трапах і багатих кальцієм безкварцових осадових породах типу вапняків. Вивітрювання багатих основами порід в умовах перемінно-вологого клімату і лужної реакції спричиняє утворення переважно вторинних глинистих мінералів групи монтморилоніту. Загальною рисою ґрунтотворних порід чорних ґрунтів є важкий гранулометричний склад, збагаченість лужноземельними елементами, ферумом, високий вміст глинистих мінералів, що мають здатність до набухання.

Здебільшого вертисолі розвиваються на плоских слаборозчленованих рівнинах або в депресіях. Вони часто приурочені до долин рік і терас озер. Вертисолі формуються переважно під саванами, де домінує трав'яниста рослинність з окремими деревами, групами дерев або чагарників. Профіль вертисолей складається з трьох генетичних горизонтів *H*, *HP* і *P* (див. вкл., фото 18).

Hm – гумусово-монтморилонітовий горизонт чорного, темно-сірого, сірого чи коричневато-сірого забарвлення, грудкувато-зернистої або горіхуватої структури, в сухому стані тріщинуватий. Потужність горизонту коливається від 5–8 до 15–20 см.

H – динамометаморфічний злитий гумусово-монтморилонітовий горизонт чорного, темно-сірого, сірого чи коричневато-сірого забарвлення, з яскраво вираженими "дзеркалами" ковзання, призмоподібної чи брилувато-груболускуватої структури, дуже щільний. Часто містить карбонати кальцію у формі щільних конкрецій чорного забарвлення на поверхні, а також залізисті конкреції. Потужність горизонту 50–150 см.

HP – монтморилонітовий метаморфічний карбонатний горизонт з новоутвореннями карбонатів у формі борошнистих скупчень, щільних конкрецій; темно-жовтувато-бурого кольору, дуже щільний, зі слідами оглеєння у вигляді сизуватих і вохристих плям, Fe-Mn конкреції. Інколи у вторинних субаеральних ґрунтах зцементовані конкреції карбонатів утворюють вапнякову плиту. Потужність горизонту коливається від 40 до 60 см.

Pmk – ґрунтотворна порода – монтморилонітова глина або монтморилонітова кора вивітрювання масивних порід.

Вертисолі сильно набухають при зволоженні, що спричиняє значний внутріґрунтовий тиск, руйнування структурних частин, деформацію ґрунтової маси, ковзання пластичних глинистих мас і випинання їх на поверхню. Внаслідок цього виникають глянцеві дзеркальні площини ковзання з нахилом до поверхні ґрунту 45° і більше. Вони добре простежуються при висиханні ґрунту, і називають їх "слікенсайдами". Тиск і внутріґрунтове ковзання зумовлюють дуже щільне упакування ґрунтових частинок і розшарування ґрунтової товщі на великі сочевицеподібні окремості.

Характерною особливістю фізичних властивостей вертисолей є важкий гранулометричний склад. Це переважно глинисті і важкоглинисті ґрунти. Ґрунтам притаманна висока здатність до набухання і просідання, значна щільність будови – до 1,7–1,9 г/см^3 і твердість у сухому стані, в'язкість, низька водопроникність, високий відсоток недоступної для рослин вологи.

За даними різних авторів, вміст гумусу у вертисолях становить у середньому 0,5–1,5 %, у субтропічних ґрунтах може сягати 4,0 %. Груповий склад гумусу вертисолей різних частин світу неоднаковий: у складі гумусу одних домінують гумусові кислоти, в інших – фульвокислоти. Для вертисолей характерна лужна реакція по всьому профілю, величина pH коливається в межах 7,5–8,0 і вище.

Червоні і червоно-бурі ґрунти саван, або ***фероземи (Nitisols, Lixisols)*** – це найтиповіші ґрунти сухих саван тропічного поясу. Найбільші площі вони займають в Африці й Південній Америці. В Африці вони утворюють два широтно витягнуті пояси на південь і на північ від екватора, які змикаються у Східній Африці. У Південній Америці вони займають на південь від екватора більшу частину Бразилійського нагір'я, а на північ від нього – частину Гвіанського нагір'я і рівнини Венесуели. Окремими масивами фероземи поширені у Південно-Східній Азії, на півночі Австралії і на деяких островах Океанії.

Клімат, в якому поширені фероземи, спекотний, тропічний. Річна кількість опадів від 800 до 1700 мм. У зимовий, дуже сухий період, який триває 6–8 місяців, коефіцієнт зволоження 0,3; у період літніх мусонних дощів він наближається до 1. Під перемінно-вологими мусонними лісами і високотравними саванами розвинуті червоні фералітизовані, слабоненасичені ґрунти, які чергуються з червоно-коричневими насиченими ґрунтами. У сухіших саванах і ксерофітних рідколіссях поширені червоно-бурі фералітизовані ґрунти.

Ґрунтотворними породами слугують древні фералітні та ферсіалітні кори вивітрювання і продукти їхнього перевідкладення – червоноколірні, збагачені залізистими конкреціями і залізистим щебенем, делювіальні та пролювіальні відклади.

Фералітизовані ґрунти саван і ксерофітних рідколісь поширені на підвищених рівнинах, високих плато, добре дренованих передгірських рівнинах і древніх терасах. Червоні ґрунти високотравних саван мають низку реліктових ознак, що свідчить про їхній розвиток в умовах вологішого клімату під лісовою рослинністю.

Фероземи мають таку будову ґрунтового профілю:

H – гумусовий горизонт, сірий або сіро-бурий, крупнистої структури, легкого гранулометричного складу, потужністю 10–20 см; поверхня покрита залізистим і кремнієвим щебенем, перехід поступовий.

HI – перехідний гумусово-метаморфічний горизонт, бурувато-червоного забарвлення, важкосуглинковий, грудкувата нетривка структура, потужність 30–40 см.

Imfe – ілювіально-метаморфічний горизонт, грудкувато-горіхувата структура, на гранях структурних окремостей глянцеві плівки колоїдної речовини, забарвлення червоне або оранжеве з темними залізисто-марганцевими конкреціями, нижня межа цього горизонту проходить на глибині 100–150 см.

P – материнська порода ферсіалітного складу, часто простежуються карбонати у формі конкрецій.

Вміст гумусу в фероземах зазвичай невисокий – 2–3 %. Склад гумусу гуматно-фульватний або фульватно-гуматний. Реакція ґрунтового розчину верхньої частини профілю слабкокисла або нейтральна, у нижній – слабколужна. Ємність вбирання – 10–20 ммоль на 100 г ґрунту. Ступінь насичення основами у верхніх горизонтах червоних ґрунтів 15–25, у червоно-бурих – 5–15 %.

Контрольні запитання і завдання до розділу:

1. *Які ґрунти є характеринми для перемінно-вологих субтропічних і тропічних областей Північної та Південної півкуль?*
2. *Охарактеризуйте чинники ґрунтотворення коричневих ґрунтів.*
3. *Якими властивостями характеризують коричневі ґрунти?*
4. *Охарактеризуйте географію поширення червоно-коричневих ґрунтів.*
5. *Яка морфологічна будова і властивості сіро-коричневих ґрунтів?*

6. *Які інші назви мають злитоземи у різних країнах світу?*
7. *Що таке вертисолі?*
8. *Охарактеризуйте фізичні та фізико-механічні властивості вертисолей.*
9. *Якими фізико-хімічними властивостями володіють фероземи?*

Завдання для самостійної роботи:

1. *Охарактеризуйте використання коричневих ґрунтів у сільському господарстві.*
2. *Охарактеризуйте географія поширення коричневих ґрунтів в Україні.*
3. *Охарактеризуйте шляхи сільськогосподарського використання сіро-коричневих ґрунтів.*
4. *Охарактеризуйте заходи покращення властивостей вертисолей.*

Література:

1. Геннадиев А. Н. География почв с основами почвоведения / А. Н. Геннадиев, М. А. Глазовская. – М. : Высш. шк., 2005. – 461 с.
2. Глазовская М. А. Почвы мира. География почв / М. А. Глазовская. – М. : Изд-во МГУ, 1973. – Т. II.
3. Позняк С. П. Ґрунтознавство і географія ґрунтів : підручник / С. П. Позняк. – Львів : ЛНУ імені Івана Франка, 2010. – Ч. 2. – 286 с.
4. Почвоведение. Типы почв, их география и использование / под ред. В. А. Ковды, Б. Г. Розанова] / [Л. Г. Богатырев, В. Д. Васильевская, А. С. Владыченский и др.]. – М. : Высш. шк., 1988. – Ч. 2. – 368 с.
5. Розанов Б. Г. Почвенный покров земного шара / Б. Г. Розанов. – М. : Изд-во МГУ, 1977.
6. Розов Н. Н. Почвенный покров мира / Н. Н. Розов, М. Н. Строганова. – М. : Изд-во МГУ, 1983.

Розділ 25

ҐРУНТИ ВОЛОГИХ СУБТРОПІЧНИХ, ТРОПІЧНИХ ТА ЕКВАТОРІАЛЬНИХ ОБЛАСТЕЙ

Ґрунти вологих вічнозелених субтропічних, тропічних та екваторіальних лісів належать до сімейства фералітних ґрунтів. До них зачислено такі типи ґрунтів: червоноземи і жовтоземи субтропічних вологих лісів; жовті, червоножовті і темно-червоні фералітні ґрунти вологих тропічних та екваторіальних лісів.

Головним процесом ґрунтотворення у цих ґрунтах є фералітизація. Фералітизація – це процес вивітрювання масивних порід або наносів, який супроводжується розпадом первинних мінералів, за винятком кварцу, й утворенням вторинних глинистих мінералів групи каолініту або галуазиту. Утворені продукти в умовах вільного дренажу виносяться з вивітрілої товщі. У ній зберігається нейтральне або лужне середовище, а утворені під час гідролізу мінерали гідрооксидів феруму, алюмінію, мангану не розчиняються і накопичуються. При кристалізації гідрооксидів заліза утворюються гетит і гематит, які мають вохристо-іржаве та червоне забарвлення, що й надає кольору верхнім горизонтам цих ґрунтів.

На молодших елементах рельєфу і в умовах, де винесення рухомих продуктів вивітрювання – основ і кремнезему – утруднене, утворюються ферсіалітні кори вивітрювання. У них більше вільних гідрооксидів заліза, отож про-

дукти вивітрювання мають яскраво-червоне забарвлення, а утворені на цих відкладах ґрунти бідні основами і багаті оксидами заліза та алюмінію.

Червоноземи (Rhodic Acrisols) поширені в субтропіках, а найбільші масиви цих ґрунтів приурочені до східних, більше зволожених, частин континентів. У Азії вони поширені в Південно-Східному Китаї, на Японських островах. У Північній Америці ці ґрунти займають півострів Флориду і прилеглі до нього з півночі і заходу території сусідніх штатів. У Південній півкулі ці ґрунти поширені в субтропічному поясі Південно-Східної Австралії, у Південній Америці – в Уругваї. У західних частинах континентів, де панує перемінно-вологий середземноморський клімат, червоноземи трапляються в особливих орографічних умовах, де створюються місцеві особливості клімату з порівняно високим зволоженням. Такими районами їхнього поширення є Закавказзя – Аджарія, крайній південний схід Азербайджану – передгір'я Талиша. Клімат у цих районах субтропічний вологий, з річною сумою опадів від 1000 до 2500 мм з максимумом у літній період.

Найпоширенішими ґрунтотворними породами є продукти вивітрювання андезитів, базальтів, туфів, а також осадові породи – глинисті та піщано-глинисті сланці. На нижчих територіях ґрунтотворними породами слугують алювіальні, делювіально-пролювіальні глинисто-піщані та галечниково-валунні відклади.

Червоноземи утворюються під пологом субтропічних вічнозелених лісів з домішкою листопадних порід, з потужним вічнозеленим підліском. Часто деревні породи переплетені ліанами та диким виноградом. Під пологом субтропічного лісу інтенсивно росте папороть.

Червоноземи мають таку будову ґрунтового профілю:

H_0 – 0–2 см – лісова підстилка.

HPe – 3–7 см – гумусовий, темно-бурий, середньосуглинковий, пухкий, зернисто-дрібногрудкувата структура, пронизаний корінням, перехід поступовий.

Hpfe – 8–16 см – гумусово-перехідний, червонувато-коричнево-бурий, дрібногрудкуватий, середньосуглинковий, перехід поступовий.

HPfe – 17–28 см – нижній гумусово-перехідний, червонувато-бурий, грудкуватий, важкосуглинковий, ущільнений, перехід поступовий.

PHfe – 29–43 см – перехідний, слабогумусований, жовто-бурий, ущільнений, горіхоподібний, важкосуглинковий, перехід поступовий.

Phfe – 44–71 см – слабогумусований верх породи, жовто-бурий, щільний, горіхоподібний, Fe-Mn конкреції, перехід поступовий.

P(h)fe – 72–85 см – жовто-бурий, строкато забарвлений, ущільнений, неміцно грудкуватий, середньосуглинковий, перехід різкий.

Pfe – 85–90 см – зброподібна глина (див. вкл., фото 19).

У цілинних червоноземах вміст гумусу у верхньому (3–5 см) шарі сягає 8–12 %, на глибині 10–15 см знижується до 2–3 %, а в метаморфічному горизонті становить 1 % і менше. У складі гумусу переважає фракція фульвокислот. Червоноземи по всьому профілю мають кислу реакцію ґрунтового розчину (pH водне 4,0–5,5). Червоноземи мають сприятливі фізичні властивості: добре виражену водотривку структуру, високу водопроникність, велику вологоємність і пористість.

З посиленням процесу кислотного вилуговування в умовах періодичного поверхневого перезволоження утворюються червоноземи з різкодиференційованим профілем – лесивовані, глеєелювіальні та опідзолені. Вони приурочені до вирівняних поверхонь, часто займають плоскі тераси в нижніх частинах делювіальних шлейфів.

Жовтоземи (Acrisols), як і червоноземи, утворюються в умовах субтропічного вологого і теплого клімату. Жовтоземи, на відміну від червоноземів, містять більше кремнезему (55–65 %) і значно менше півтораоксидів (25–30%), отож жовтоземи не мають такого яскравого забарвлення, як червоноземи. Жовтоземи мають значно виразніші ознаки опідзолення, отож їхній профіль чітко диференційований на генетичні горизонти. У жовтоземах виділяють у профілі такі горизонти:

H_0 – лісова підстилка (3–4 см).

H – гумусовий горизонт, сірувато-палевий, грудкуватий або грудкувато-горіхуватий, ущільнений, важкосуглинковий.

HE – неясно опідзолений, бурувато-палевий з жовтим відтінком, нечітко виражена структура, ущільнений, суглинковий.

І – ілювіальний, світло-жовтий, з Fe-Mn плямами, грудкувато-призматичної структури, ущільнений, суглинковий.

Р – ґрунтотворна порода, жовто-оранжевого забарвлення з Fe-Mn конкреціями (див. вкл., фото 20).

Жовтоземи за гранулометричним складом суглинкові й глинисті. У мінералогічному складі переважають мінерали каолінітової, монтморилонітової і гідрослюдової груп. У цих ґрунтах міститься менше мінералів півтораоксидів (гетиту і гібситу). По всьому профілю вищий вміст SiO_2, а найбільший він у підзолистому горизонті.

Жовтоземи містять 4–5 % гумусу, а в окремих випадках – до 10 %. З глибиною кількість гумусу різко зменшується. Реакція ґрунтового розчину слабкокисла (pH 5–6). Жовтоземи характеризуються менш сприятливими, ніж червоноземи, фізичними властивостями.

Жовтоземи поділяють на чотири підтипи: *жовтоземи*, *підзолисто-жовтоземні, жовтоземно-оглеєні, підзолисто-жовтоземно-глейові*. Найпоширенішими є підзолисто-жовтоземні ґрунти. Вони відрізняються від решти жовтоземів наявністю конкреційних горизонтів, які інколи утворюють суцільну конкреційну плиту.

Червоно-жовті і темно-червоні фералітні ґрунти поширені в тропічних мусонних і екваторіальних постійно вологих лісах – гілеях, де кількість опадів перевищує 1500–2000 мм, що розподілені по території більш-менш рівномірно, за наявності сухого періоду, який триває не більше 2-х місяців у році. Найбільші ареали фералітних тропічних екваторіальних ґрунтів є в Південній Америці і приурочені до Амазонської низовини, в Африці, де вони приурочені до западини Конго і до вологого узбережжя Гвінеї. Вони також поширені в найбільш заболочених регіонах Південно-Східної Азії, Малайзії та Океанії.

Типові фералітні ґрунти утворюються на древніх корах вивітрювання. На корі вивітрювання виверженых і осадових порід кислого складу утворюються червоно-жовті фералітні, а на породах основного складу – темно-червоні фералітні ґрунти.

Морфологічний профіль недиференційованих і диференційованих червоно-жовтих фералітних ґрунтів дуже побідний до профілю червоноземів. Вміст гумусу в верхньому горизонті цих ґрунтів становить 3–4 %. У складі гумусу переважають фульвокислоти.

У складі глинистих мінералів переважає каолініт. Вони дуже бідні основами, кислі (pH 4,0–4,5), при малій ємності вбирання сильно ненасичені, ступінь ненасиченості 75–85 %.

У багатьох червоно-жовтих ґрунтах у глибоких горизонтах вирізняється щільний, зцементований гідрооксидами заліза латеритний (від лат. *later* – цеглина) горизонт з комірковим складенням. Утворення латеритного горизонту пов'язане з впливом ґрунтових вод, що містять розчинні сполуки двовалентного заліза $Fe(HCO_3)_2$. У ґрунтах, де ґрунтові води залягають глибоко, латеритний горизонт має реліктовий характер.

Червоно-жовті фералітні ґрунти малородючі, потребують внесення добрив, особливо фосфорних, а в умовах розчленованого рельєфу легко піддаються ерозії та покриваються плінтитом.

Більш родючими є темно-червоні фералітні ґрунти, які утворюються на основних породах, багатих кальцієм, магнієм і залізовмісними мінералами. Ці ґрунти містять більше гумусу (4–2 % у гумусовому горизонті, а в ілювіальному – 1,8–2,0 %). Мають добру водотривку дрібногрудкувату структуру, значно вологопроникніші та вологоємніші, ніж червоно-жовті фералітні ґрунти.

Контрольні запитання і завдання до розділу:

1. *Які типи ґрунтів поширені у вологих вічнозелених субтропічних, тропічних і екваторіальних лісах?*
2. *Дайте визначення поняття "фералітизація".*
3. *Охарактеризуйте ареали поширення і властивості червоноземів.*
4. *У чому полягають відмінності у морфологічній будові жовтоземів від червоноземів?*
5. *Де на земній кулі поширені червоно-жовті і темно-червоні фералітні ґрунти?*
6. *Охарактеризуйте властивості червоно-жовтих і темно-червоних фералітних ґрунтів.*
7. *Які шляхи підвищення родючості червоно-жовтих фералітних ґрунтів?*

Завдання для самостійної роботи:

1. *Охарактеризуйте генезис жовтоземів.*
2. *Опишіть способи використання червоноземів і жовтоземів.*
3. *Опишіть підзолисто-жовтоземні ґрунти: морфологічна будова і властивості.*
4. *Опишіть використання червоно-жовтої і темно-червоних фералітних ґрунтів у сільському господарстві.*

Література:

1. Геннадиев А. Н. География почв с основами почвоведения / А. Н. Геннадиев, М. А. Глазовская. – М. : Высш. шк., 2005. – 461 с.
2. Глазовская М. А. Почвы зарубежных стран / М. А. Глазовская. – М. : Высшая школа, 1983.
3. Глазовская М. А. Почвы мира. География почв / М. А. Глазовская. – М. : Изд-во МГУ, 1973. – Т. II.
4. Зонн С. В. Почвообразование и почвы субтропиков и тропиков / С. В. Зонн. – М. : Наука, 1974.
5. Позняк С. П. Ґрунтознавство і географія ґрунтів : підручник / С. П. Позняк. – Львів : ЛНУ імені Івана Франка, 2010. – Ч. 2. – 286 с.
6. Почвоведение. Типы почв, их география и использование / под ред. В. А. Ковды, Б. Г. Розанова / [Л. Г. Богатирев, В. Д. Васильевская, А. С. Владыченский и др.]. – М. : Высш. шк., 1988. – Ч. 2. – 368 с.
7. Розанов Б. Г. Почвенный покров земного шара / Б. Г. Розанов. – М. : Изд-во Моск. ун-та, 1977. – 248 с.
8. Розов Н. Н. Почвенный покров мира / Н. Н. Розов, М. Н. Строканова. – М. : Изд-во МГУ, 1979. – 290 с.
9. Фридланд В. М. Структура почвенного покрова мира / В. М. Фридланд. – М. : Мысль, 1984. – 235 с.

Розділ 26

ҐРУНТИ ГІРСЬКИХ СИСТЕМ

Гірські ландшафти поширені на всіх континентах, де займають різні площі. На Азійському континенті гірські ландшафти займають 47 % його площі, у Північній Америці – 45 %. Значно менші площі зайняті горами в Африці (24 %), Південній Америці (23 %), Європі (20 %) і Австралії (9 %). В Україні гірські ландшафти займають порівняно незначну площу – близько 5 %, представлені Українськими Карпатами і Кримськими горами.

Формування та поширення ґрунтів у гірських системах підпорядковується закону вертикальної поясності, встановленому В. В. Докучаєвим. Під вертикальною поясністю розуміють зміну ґрунтів з висотою місцевості над рівнем моря, що пов'язане зі зміною клімату і рослинності. Клімат гірських систем, порівняно з рівнинними територіями, характеризується нижчими температурами протягом усього року, більшою кількістю опадів, підвищеними вологістю повітря і сонячною радіацією. Зі збільшенням абсолютної висоти зменшується середня температура повітря приблизно на 0,6ºС на кожні 100 м. З висотою зменшується також тиск повітря. Ґрунтотворення відбувається в умовах розчленованого рельєфу. Рельєф впливає на перерозподіл продуктів вивітрювання і ґрунтотворення, а також на розвиток ерозії. В горах винятково важливий вплив на водний і тепловий режим має експозиція схилів.

Утворення ґрунтів у горах відбувається передусім на елювії щільних порід, що спричиняє незначну потужність ґрунтового профілю, порівняно з ґрунтами рівнинних територій, високу щебенюватість і дуже погану відсортованість матеріалу, що формує ґрунтову товщу.

Головною рисою рослинності гірських систем є її розподіл по висоті відповідно до системи висотної поясності. Для більшості гірських систем загальною закономірністю висотної поясності є зміна з висотою лісових поясів на пояси лучних рослинних угрупувань – субальпійських і альпійських луків, вище від яких розташований нівальний пояс, де панують скали, осипища, сніжники та льодовики.

Відмінною рисою гірського ґрунтотворення, порівняно з рівнинними територіями, є нерівнозначність чинників ґрунтотворення у горах. Процеси денудації, які постійно видаляють верхні шари продуктів вивітрювання і ґрунтотворення, спричиняють постійне "омолоджування", створюючи порівняно малий відносний вік гірських ґрунтів і втягуючи в процеси вивітрювання і ґрунтотворення все нові горизонти ґрунтотворної породи. Так гірські ґрунти постійно збагачуються продуктами вивітрювання і ґрунтотворення, в тому числі елементами живлення рослин, та водночас збіднюються ними внаслідок інтенсивного геохімічного відтоку.

Характер вертикальної поясності визначають розташуванням гірської системи у певному широтному біокліматичному поясі. Чергування ґрунтів у системі висотної поясності має свої особливості в різних гірських системах і навіть у різних частинах однієї гірської системи. Розрізняють такі класи поясності: полярний бореальний, суббореальний і субтропічний.

Найбільшим ґрунтово-екологічним біорізноманіття вирізняються найнижчі частини гірських систем. У лісовому поясі найбільші площі займають гірські буроземи з недиференційованим профілем. Вони є головним типом ґрунтів як під листяними, так і під хвойними лісами. Як відзначено вище, у горах процеси винесення компенсуються надходженням у ґрунт елементів при вивітрюванні щільних порід, що сприяє розвиткові буроземоутворення. Отже, буроземи є певною історичною стадією розвитку ґрунтового покриву лісових поясів гірських систем, яка тривалий час підтримується в умовах

гірського схилового ґрунтотворення. Переважання у верхніх поясах гір гумусних слабодиференційованих ґрунтів під лучною і степовою рослинністю пов'язане з від'ємним балансом гірського ґрунтотворення та утворенням гірсько-лучних, гірсько-лучно-степових і гірсько-тундрових ґрунтів.

Характерною особливістю буроземно-лісової зони є лісистість і приуроченість до гірських систем. Буроземно-лісова зона охоплює Центральну і Західну Європу, Далекий Схід, частину Гімалаїв. У Північній Америці великий масив буроземів є південніше від Великих озер, ***буроземи (Cambisols)*** займають гірські хребти Тихоокеанського узбережжя, Новозеландські острови. В Україні буроземи поширені в Карпатах, на Передкарпатській височині, Закарпатській низовині, в лісистій частині Кримських гір (вище 500–550 м над рівнем моря).

Екологічними умовами для утворення буроземів є наявність широколистяних, хвойно-широколистяних, інколи хвойних лісів з розвинутим трав'яним покривом; переважання атмосферних опадів над випаровуванням, що забезпечує глибоке сезонне промочування ґрунту і промивний водний режим; обов'язковий вільний внутріґрунтовий дренаж; відносно невеликий вік ґрунтотворення через схильність буроземів еволюціонувати в інші типи ґрунтів.

Ґрунтотворні породи представлені елювіально-делювіальними й алювіальними відкладами, в Литві та Білорусі – покривними суглинками, в Карпатах – флішовими породами, в Закарпатті трапляються червоноколірні й строкатоколірні кори вивітрювання.

Головними елементарними процесами формування буроземів є гумусово-акумулятивний, оглинення та лесиваж.

Найхарактернішими ознаками буроземів є слабка диференціація на ґрунтові горизонти, бурий або жовто-бурий колір усього профілю, за винятком гумусового горизонту і освітлених горизонтів опідзолювання, які не завжди виражені, кисла або слабкокисла реакція, відсутність ілювіально-карбонатного горизонту.

За морфологічними ознаками і властивостями буроземи (Cambisols) поділяють на *буроземи типові, буроземи з текстурним ілювіальним горизонтом, буроземи глейові.* Розвиток процесу глеє-ілювіювання веде до формування буроземно-підзолистих

поверхнево-глейових ґрунтів, а в западинах плоских рівнин Закарпаття формується підтип бурувато-білястих глеє-ілювіальних низинних ґрунтів.

У профілі буроземів вирізняють такі горизонти:

H_0 – 0–9 см – дерновий горизонт, темно-бурий, зернистої структури, густо переплетений корінням, середньосуглинковий, сильно щебенюватий.

H – 9–36 см – бурий, структура дрібногоріхувато-зерниста, середньосуглинковий, менше щебенюватий, ніж верхній горизонт.

PH – 36–51 см – перехідний, світло-бурий, горіхувата структура з вкрапленнями вивітрілих пухких уламків пісковику червоно-бурого забарвлення, середньосуглинковий.

P_1 – 51–95 см – материнська порода – продукт вивітрювання флішу, механічна суміш вивітрілих пісковиків і сланців, світло-бурого забарвлення з сірувато-сталевим відтінком.

P_2 – 95 см і до 8 м – пачки пісковику потужністю 50–60 см, а на глибині близько 100 см – продукти вивітрювання пісковиків і сланців, що утворюють механічну суміш, яка і слугує материнською породою для ґрунтів (див. вкл., фото 21).

Буроземи за фізико-хімічними властивостями поділяють на два підтипи: *буроземи кислі* (ненасичені основами на 50–80 %) і *буроземи слабоненасичені* (насиченість 15–40 %).

Відповідно до вертикальної біокліматичної поясності за М. С. Андріановим, у Карпатах вирізняють такі підтипи буроземів:

– *буроземи альпійські* (9 % гумусу) – вище 1800 м над рівнем моря;

– *буроземи субальпійські* (7 % гумусу), верхня межа лісу –1200–1650 м над рівнем моря, сума активних температур (понад +10 ºС) становить 600–1000 ºС;

– *буроземи помірно холодного поясу* (4–4,5 % гумусу) – від верхньої межі лісу до 750 м над рівнем моря, сума активних температур – 1000–1800 ºС; панує ліс, подекуди вирощують картоплю;

– *буроземи прохолодного поясу* (2–2,5 % гумусу) – від 700 до 500 м над рівнем моря, в долинах – до 400 м над рівнем моря, сума активних температур – 1800–2400 ºС; вирощують картоплю, капусту, овес, малину, смородину;

– *буроземи помірно теплого поясу* (2–2,5 % гумусу) – нижня межа проходить на рівні 300–350 м над рівнем моря, у Закарпатті – близько 250 м, сума активних температур – 2400–2600 ºС; дубові й букові ліси, вирощують льон, жито, а також фруктові дерева;

– *буроземи теплого поясу* – Закарпатське високе передгір'я, Передкарпатська височина, що лежить нижче від 300–350 м над рівнем моря; сума активних температур – 2600–2800 ºС; визріває кукурудза на зерно, помідори, перець, фрукти;

– *буроземи дуже теплого поясу* – на острівних пагорбах Притисянської низовини, в Закарпатському передгір'ї – нижче від 250–280 м над рівнем моря, у межах долин низькогір'я – нижче від 200–160 м, сума активних температур – 2800–3300 ºС; зона промислових виноградників, вирощують сливи, груші, черешні, горіх волоський.

Буроземи за гранулометричним складом переважно середньосуглинкові, а також легкосуглинкові та важкосуглинкові, і зрідка легкоглинисті. Характерною особливістю гранулометричного складу є відносно рівномірний розподіл мулу і фізичної глини по профілю. Буроземи добре аеровані. Вміст гумусу в буроземах зростає зі збільшенням абсолютної висоти місцевості і зменшенням теплових ресурсів. У складі гумусу переважають фульвокислоти. Характерною властивістю буроземів є дуже висока кислотність ґрунтового розчину, що зумовлено великим вмістом обмінного алюмінію і малою кількістю обмінно-вбирних катіонів.

Підзолисто-буроземні поверхнево-оглеєні ґрунти (Stagnic Luvisols) приурочені до вододілів і високих річкових терас Передкарпатської височини в межах 300–400 м над рівнем моря. Сформувались ці ґрунти на вилугованих лесоподібних суглинках, що підстеляються слабоводопроникними відкладами (глинисто-галечниковими породами, червоноколірними корами вивітрювання) під дубовими і буковими лісами в дуже теплому і теплому поясі Передкарпаття за поєднання процесів буроземоутворення, лесивування і поверхневого оглеєння. Підзолисто-буроземні поверхнево-оглеєні ґрунти мають добре виражену текстурну диференціацію профілю. Верхня гумусована його частина буроземна, характеризується бурувато-палевим забарвленням і пухким складенням. Горизонти в глеюватих видах потужністю 20–25 см і в глейових – відповідно, *HE* і *EHgl*. Ниж-

ня ілювійовано-метаморфічна частина профілю щільного складення і мармуроподібного кольору з наявністю марганцево-залізистих пунктацій і конкрецій. Підзолисто-буроземні поверхнево-оглеєні ґрунти містять незначну кількість гумусу. В його складі переважають фульвокислоти. Ці ґрунти характеризуються високою кислотністю, мало насичені основами.

Гірсько-тундрові ґрунти (Histic Leptosols) формуються в субнівальному поясі. Характерними особливостями умов їхнього формування є переважання низьких температур, нетривалий безморозний і вегетаційний періоди, у рослинному покриві переважають мохи і лишайники. Ґрунтовий профіль має невелику потужність, не більше 50–60 см. Ґрунти мають кислу реакцію і слабо насичені основами. У складі гумусу переважають фульвокислоти.

Гірсько-лучні ґрунти (Umbrisols) формуються на вилугованих продуктах вивітрювання щільних порід, займаючи вершини і верхні частини схилів хребтів і гір різних експозицій. Гірсько-лучна зона Українських Карпат розташована в середньому вище 1450 м над рівнем моря. Вершини гір і хребтів часто бронюються дуже щільними, стійкими шарами піщаного флішу. Тому рельєф тут спокійніший, часто трапляються майже рівнинні простори, зайняті гірськими луками, складеними передусім біловусом, щавлем кінським, значною кількістю ягідних чагарничків (чорниці та брусниці). Цей безлісий гірський пояс називають у Карпатах полонинами.

У профілі *гірсько-лучних буроземних ґрунтів (Umbric Cambisols)* вирізняють такі горизонти:

Нд – 0–4(8) см – сторф'яніла темно-сіра дернина з коричневим або темно-бурим відтінком, густо пронизана корінням рослин.

Н – 4(8)–20(25) см – гумусовий горизонт, темно-сірого забарвлення, грудкувато-зернистої структури, багато уламків сильновивітрілих корінних порід і напіврозкладених рослинних залишків.

НР – 20(25)–40(45) см – верхній перехідний горизонт, бурий, пухкий, дрібногоріхувато-зернистої структури, уламки слабовивітрілої породи.

Ph – 40(45)–55(65) см – нижній перехідний горизонт, світло-бурий, донизу з оливковим відтінком породи, майже повністю складений із вивітрілих уламків породи, між якими міститься дрібнозем.

Часто простежуються сліди оглеєння у вигляді сизих та іржавих плям. Донизу переходить у корінну породу (див. вкл., фото 22).

У гірсько-лучно-буроземних ґрунтах, як і в буроземах, відбувається винесення оксидів R_2O_3 із верхньої частини профілю. Ґрунти багаті гумусом і напіврозкладеними рослинними залишками. Загальний вміст гумусу в горизонті *Н* становить від 10 до 15 %. У складі гумусу переважають фульвокислоти. Гірсько-лучні буроземні ґрунти належать до сильнокислих і ненасичених основами.

Відмінності у властивостях гірсько-лучних ґрунтів, пов'язані з біокліматичними особливостями альпійських і субальпійських поясів, спричиняють їхній поділ на *гірсько-лучні альпійські* та *гірсько-лучні субальпійські.* Альпійські гірсько-лучні ґрунти мають у профілі своєрідний сухоторф'яний горизонт, кислішу реакцію ґрунтового розчину, меншу ємність катіонного обміну і меншу насиченість основами. Субальпійські гірсько-лучні ґрунти характеризуються відсутністю сухоторф'яного горизонту, більшою потужністю гумусового профілю, меншою кислотністю, дещо вищою ємністю катіонного обміну і більшою насиченістю основами.

У більш засушливому лучно-степовому поясі гір на менш вилугованих ґрунтотворних породах в умовах промивного водного режиму формуються ***гірські лучно-степові ґрунти***. Вони характеризуються забарвленням переважно сірих відтінків, грудкувато-зернистою структурою, наявністю у профілі копролітів. Вирізняють такі горизонти у профілі гірських лучно-степових ґрунтів: *Нд* – дерновий горизонт, потужністю 5–10 см; гумусовий горизонт *Н* потужністю близько 5 см, сірувато-бурого забарвлення, грудкувато-зернистої структури, з кам'янистими включеннями; перехідний горизонт *Нр* має потужність 15–20 см, світліший від гумусового горизонту, грудкуватої структури, збільшується вміст кам'янистих включень; материнська порода *Р* – елювій, делювій, елювій-делювій корінних порід.

Гірські лучно-степові ґрунти містять у гумусовому горизонті до 10 % гумусу з переважанням у його складі частки гумінових кислот, величина pH 5,5–7,2.

Лучно-степова рослинність характерна для Кримських гір, де вона приурочена до платоподібних вершин з максимальною висо-

тою 1 545 м. Це так звані яйли (літні пасовища), де розвиваються типові лучно-степові мезофіти – лядвенець рогатий, конюшина гірська, тонконіг тощо. Тут сформувалися *чорноземоподібні гірсько-лучні ґрунти*. Вони мають темно-сіре забарвлення з коричнюватим відтінком, містять значну кількість гуматно-фульватного гумусу (від 7–8 % у горизонті *H* до 14 % – у дерново-гумусовому).

Контрольні запитання і завдання до розділу:

1. *Яка закономірність географії ґрунтів і ґрунтового покриву земної поверхні є визначальною у формуванні та поширенні ґрунтів у гірських системах?*
2. *Охарактеризуйте чинники ґрунтотворення ґрунтів гірських систем.*
3. *Які генетичні горизонти виділяють у морфологічній будові буроземів?*
4. *Як М. С. Андріанов класифікує буроземи відповідно до вертикальної біокліматичної поясності у Карпатах?*
5. *Які характерні ознаки підзолисто-буроземних поверхнево-оглеєних ґрунтів і їхні відмінності від власне буроземів?*
6. *Охарактеризуйте фізико-хімічні властивості гірсько-тундрових ґрунтів.*
7. *Опишіть морфологічну будову і властивості гірсько-лучних буроземних ґрунтів.*
8. *У чому полягають відмінності гірських лучно-степових ґрунтів від гірсько-лучних буроземних ґрунтів?*
9. *Де в Україні поширені чорноземоподібні гірсько-лучні ґрунти?*

Завдання для самостійної роботи:

1. *Охарактеризуйте розвиток вчення про буроземи в Україні і світі.*
2. *Охарактеризуйте особливості сільськогосподарського використання буроземних ґрунтів.*
3. *Охарактеризуйте теорії походження буроземів у гірських системах.*
4. *Охарактеризуйте заходи щодо раціонального використання та охорони ґрунтів у горах.*

Література:

1. Андрущенко Г. О. Ґрунти Західних областей УРСР / Г. О. Андрущенко. – Львів–Дубляни, 1970. – Ч. 2. – 114 с.
2. Владыченский А. С. Особенности горного почвообразования / А. С. Владыченский. – М. : Наука, 1998. – 191 с.
3. Войтків П. С. Буроземи пралісів Українських Карпат / П. С. Войтків, С. П. Позняк. – Львів : Вид. центр ЛНУ імені Івана Франка, 2009. – 244 с.
4. Гамкало М. З. Кислотно-основна буферність ґрунтів Чорногірського масиву Українських Карпат : дис. … канд. геогр. наук : 11.00.05 / Гамкало Михайло Зенонович. – Львів, 2002. – 198 с.
5. Глазовская М. А. Почвы мира. География почв / М. А. Глазовская. – М. : Изд-во МГУ, 1973. – Т. II.
6. Гоголев И. Н. Почвы Украинских Карпат / И. Н. Гоголев // Природа Украинской ССР. Почвы. – Киев : Наук. думка, 1986. – С. 145–171.
7. Докучаев В. В. К учению о зонах природы / В. В. Докучаев // Изб. соч. – М., 1949. – Т. 3. – С. 317–329.
8. Канивец В. И. Буроземообразование в лесных почвах Украинских Карпат / В. И. Канивец // Почвоведение. – М., 1991. – № 4. – С. 19–28.
9. Карпачевский Л. О. Лес и лесные почвы / Л. О. Карпачевский. – М., 1981.
10. Пастернак П. С. Лісові ґрунти Українських Карпат / П. С. Пастернак. – Ужгород, 1967. – 170 с.
11. Позняк С. П. Ґрунтознавство і географія ґрунтів : підручник / С. П. Позняк. – Львів : ЛНУ імені Івана Франка, 2010. – Ч. 2. – 286 с.
12. Позняк С. П. Кислотно-основная буферность буроземов Украинских Карпат / С. П. Позняк, М. З. Гамкало // Почвоведение. – М., 2001. – № 6. – С. 660–669.
13. Почвоведение. Типы почв, их география и использование / под ред. В. А. Ковды, Б. Г. Розанова / [Л. Г. Богатырев, В. Д. Васильевская, А. С. Владыченский и др.]. – М. : Высш. шк., 1988. – Ч. 2. – 368 с.

14. Розанов Б. Г. Почвенный покров земного шара / Б. Г. Розанов. – М. : Изд-во Моск. ун-та, 1977. – 248 с.
15. Ромашкевич А. И. Горное почвообразование и геоморфологические процессы / А. И. Ромашкевич. – М. : Наука, 1988. – 150 с.
16. Руднева Е. Н. Почвенный покров Закарпатской области / Е. Н. Руднева. – М. : Изд-во АН СССР, 1960. – 226 с.
17. Тихоненко Д. Г. Грунтознавство / Д. Г. Тихоненко, М. О. Горін, М. І. Лактіонов. – К. : Вища освіта, 2005. – 703 с.
18. Топольный Ф. Ф. Буроземы Украинских Карпат: особенности генезиса, кислотности и химической мелиорации : дис. … д-ра биол. наук / Ф. Ф. Топольный. – Харьков, 1991. – 290 с.
19. Фридланд В. М. Структура почвенного покрова / В. М. Фридланд. – М. : Мысль, 1972. – 423 с.

Розділ 27

ҐРУНТИ РІЧКОВИХ ЗАПЛАВ

У долинах більшості рік добре виражена топографічно найнижча і наймолодша за віком територія, яку щороку навесні заливають повеневі, а влітку – паводкові води. Цю частину долини річки називають заплавою.

Головною особливістю ґрунтотворення у заплавах рік є розвиток повеневих і алювіальних процесів. Під повеневими процесами розуміють затоплення території заплави водами під час повеней. Ці процеси різносторонньо впливають на ґрунтотворення. Затоплення заплави сприяє підняттю ґрунтових вод, пом'якшує мікроклімат, впливає на спрямованість та інтенсивність мікробіологічних процесів, характер природної рослинності та її продуктивність, на сольовий режим ґрунтів і ґрунтово-підґрунтових вод, а також на характер і особливості сільськогосподарського використання ґрунтів заплави.

Алювіальні процеси спричиняють принесення повеневими водами завислого матеріалу, розмивання заплави і перевідкладення на її поверхні завислих частинок у вигляді шару намулу, або алювію. На характер алювіального процесу впливає розташування окремих частин заплави щодо русла річки.

Територію заплави, залежно від її віддаленості від русла річки, поділяють на частини: прируслову, центральну і притерасну (за В. Р. Вільямсом). Ці частини відрізняються складом алювіальних відкладів, рельє-

фом, гідрологічними умовами, рослинністю і ґрунтовим покривом (рис. 27.1).

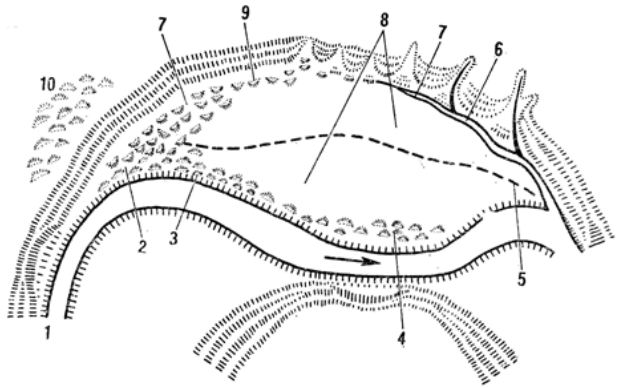


Рис. 27.1. Схема будови заплави (за В. Р. Вільямсом):
1 – бечівник;
2 – область найбільшого скупчення піску; *3* – прируслові дюни;
4 – прируслова заплава; *5* – водотік (тальвег) центральної заплави;
6 – притерасна річка; *7* – притерасна заплава; *8* – центральна заплава;
9 – притерасні дюни; *10* – притерасні набухлі піски

Гранулометричний склад алювію пов'язаний зі швидкістю руху повеневих вод у заплаві: чим більша швидкість течії, тим більший розмір осілих частинок. Коли швидкість зменшується, в осад випадають дрібніші частинки. Швидкість потоку води знижується з віддаленням від русла. На переході від русла до заплави різко зменшується швидкість течії води, що спричиняє осідання в прируслові частині значної кількості завислих частинок, зокрема піщаних.

У центральній і притерасній частинах заплави, де швидкість поверхневих вод мала і тривалість затоплення більша, відкладається алювій, який складається переважно з пилуватих і мулуватих частинок. Все це визначає гранулометричний склад алювіальних ґрунтів. Через міграцію русла і зміни швидкості течії та тривалості затоплення на тих самих ділянках заплави відклади можуть змінюватися від суглинкових до піщаних, створюючи шаруватість. На гранулометричний склад притерасної заплави впливають делювіальні відкла-

ди схилових поверхонь. Прируслова заплава має хвилястий рельєф з різко вираженими піщаними валами і гривами, а також характеризується неоднорідним і бідним трав'яним покривом. У центральній заплаві можуть бути старичні русла, зарослі кущами чи навіть деревами. Притерасна заплава – знижена територія щодо центральної заплави – часто є заболоченою.

Ґрунтовий покрив заплав рік дуже строкатий, складний, мозаїчний, що спричинене постійним меандруванням русла річки і переміщенням різних частин заплави. У зв'язку з особливостями ґрунтотворення в різних частинах заплави рік вирізняють три групи алювіальних ґрунтів: дернові, лучні та болотні.

Алювіальні дернові ґрунти (Mollic Fluvisols) формуються у прирусловій частині заплави на підвищених елементах рельєфу при глибокому заляганні рівня ґрунтових вод, переважно на алювії легкого гранулометричного складу, часто шаруватому. В профілі алювіально-дернових ґрунтів виокремлюють слаборозвинутий гумусовий горизонт *H* з вмістом гумусу 1–3 %. Під ним залягають піски шаруватого складення.

У профілі алювіальних дернових ґрунтів вирізняють такі горизонти:

Hd – 0–4 см – дернина.

HkGl – 4–12 см – гумусово-акумулятивний горизонт, сірий з вохристим відтінком, неоднорідний, з прошарками білястого дрібнозему та іржавими плямами оглеєння, шаруватий, свіжий, щільний, легкосуглинковий, нетривка плитоподібна структура, шпаруватий, тріщинуватий, дрібні залізисто-марганцеві конкреції, пунктації, корінці рослин, рештки мушель, перехід ясний.

P_1kGl – 12–33 см – перший шар, сірий з жовтуватим відтінком, неоднорідний, шаруватий, свіжий, ущільнений, піщаний, безструктурний, залізисто-марганцеві прошарки потужністю до 1 мм, конкреції діаметром 0,3–0,6 см, плями сегрегації, при переході залізистий прошарок потужністю 0,5 см, зрідка корінці рослин, перехід різкий.

P_2kGl – 33–47 см – другий шар, сірий, неоднорідний з вохристими піщаними прошарками потужністю 2–3 см, чорними плямами від розкладених органічних решток, сизими плямами оглеєння, си-

рий, щільний, супіщаний, безструктурний, включення напіврозкладених корінців, рештки мушель, перехід різкий (див. вкл., фото 23.

Алювіальні дернові ґрунти можуть бути кислими, насиченими або карбонатними, на що впливає зональне розташування. Наприклад, алювіально-дернові карбонатні ґрунти поширені в заплаві Західного Бугу. Через легкосуглинковий гранулометричний склад і низький вміст гумусу ці ґрунти мають невисоку ємність вбирання (10–15 ммоль на 100 г ґрунту) і низьку буферність. Це найменш розвинуті і найменш родючі ґрунти заплави.

Алювіальні лучні ґрунти (Gleyic Mollic Fluvisols) формуються на суглинковому і глинистому алювії в центральній заплаві, а також приурочені до понижень прируслової заплави при відносно неглибокому заляганні рівня ґрунтових вод (1–2 м).

Багатий елементами живлення, основами та органічними речовинами алювій, а також добре зволоження ґрунтовими водами створюють сприятливі умови для зростання лучної рослинності та розвитку дернового процесу ґрунтотворення. Оскільки лучні алювіальні ґрунти мають добре виражений гумусовий профіль з виразною зернистою або грудкувато-зернистою структурою, їх називають зернистими заплавними ґрунтами.

У профілі алювіальних лучних ґрунтів вирізняють такі горизонти):

Hd – 0–4 см – дернина.

HkGl – 4–24 см – гумусово-акумулятивний горизонт, темно-сірий з бурими плямами оглеєння, вологий, ущільнений, легкосуглинковий, середньозерниста структура, велика кількість дрібних корінців, зрідка дрібні мушлі молюсків, перехід поступовий за кольором.

HPkGl – 24–47 см – верхній перехідний горизонт, сірий з буруватим відтінком, інтенсивне оглеєння, ущільнений, вологий, легкосуглинковий (піску більше, ніж у верхньому горизонті), грудкувато-зерниста структура, зрідка дрібні корінці, перехід поступовий за щільністю і кольором.

PhkGl – 47–81 см – слабогумусована порода, сірувато-бура, дуже інтенсивне оглеєння, сира, щільна, легкосуглинкова, рясні включення дрібних мушель молюсків, зрідка дрібні корінці, перехід ясний за кольором.

PkGl – > 81 см – алювіальні відклади, іржаво-сизого кольору, мокрі, злиті, середньосуглинкові (див. вкл., фото 24.

Близьке залягання ґрунтових вод спричиняє розвиток оглеєння в нижній частині їхнього профілю, а також процесів гідрогенної акумуляції сполук феруму, карбонатів, а в ґрунтах заплав південних рік – водорозчинних солей. Лучні алювіальні ґрунти багаті гумусом. Реакція ґрунтового розчину коливається в широких межах, що пов'язано зі складом алювію та загальними особливостями ґрунтотворення в заплавах.

У пониженнях прируслової заплави, на островах і косах під трав'янистою рослинністю формуються слаборозвинені лучні ґрунти, близькі за морфологічними ознаками і фізико-хімічними властивостями до шаруватих примітивних дернових ґрунтів, відрізняючись від них високою обводненістю та оглеєнням.

У пониженнях центральної частини заплави формуються перехідні від лучних до болотних алювіальні лучно-болотні ґрунти (див. вкл., фото 25).

Алювіальні болотні ґрунти (Gleyic Histic Fluvisols) формуються в умовах тривалого повеневого і стійкого атмосферно-ґрунтового зволоження. Для них характерне накопичення органічних речовин у вигляді торфу або мулувато-перегнійної маси, а також розвиток інтенсивного оглеєння і гідрогенної акумуляції речовин. Алювіальні болотні ґрунти приурочені до притерасної частини заплави, а також окремих ділянок центральної заплави з близьким заляганням ґрунтових вод і тривалим застоєм повеневих вод. Подаємо опис профілю алювіально-болотних ґрунтів (рис. 31).

У профілі алювіальних болотних ґрунтів вирізняють такі горизонти:

Hd – 0–7 см – дернина.

HkGl – 7–24 см – гумусово-акумулятивний горизонт, сірий з помітним буруватим відтінком, неоднорідний, з іржавими плямами оглеєння, сирий, слабоущільнений, важкосуглинковий, у сирому стані безструктурний, переплетений корінцями рослин, мушлі молюсків, перехід поступовий.

HpkGl – 24–64 см – перехідний горизонт, сизувато-сірий неоднорідний, з темно-сірими плямами, сизі плями оглеєння, сирий,

слабоущільнений, середньосуглинковий, у сирому стані безструктурний, зрідка дрібні пунктації Fe_2O_3, багато напіврозкладених коріннів осоки та решток мушель, перехід поступовий.

P_1kGl – 64–81 см – верхня частина породи, світло-сіра з сизуватим відтінком, неоднорідна, з білястими плямами напіврозкладених решток молюсків, мокра, слабоущільнена, супіщана, безструктурна, перехід помітний.

P_2kGl – 81–110 см – нижня частина породи, сіра з буруватим відтінком, неоднорідна, із залізистими плямами оглеєння, мокра, слабоущільнена, середньосуглинкова, у мокрому стані безструктурна, дрібні рештки молюсків (див. вкл., фото 26).

Алювіальні болотні ґрунти характеризуються високим вмістом гумусу в гумусовому горизонті (6–8 %), вниз по профілю він різко зменшується. Реакція ґрунтового розчину коливається в широких межах, що пов'язано зі складом алювію та загальними особливостями ґрунтотворення в заплавах.

Залежно від масштабів акумуляції органічної речовини і ступеня їхнього розкладення серед алювіальних болотних ґрунтів вирізняють лучно-болотні, мулувато-перегнійно-глейові і мулувато-торф'яні.

Ґрунтовий покрив заплав характеризується різновіковістю і динамічністю. Тут трапляються ґрунти від свіжих алювіальних наносів і примітивних шаруватих до добре розвинутих з ознаками і властивостями зональних ґрунтів. Такий поступовий ряд у розвитку заплав характеризує їхню еволюцію. Потенціальна родючість ґрунтів заплави змінюється від прируслової частини до центральної і притерасної. Найкращими є незаболочені та незасолені ґрунти центральної (зернистої) частини заплави.

Контрольні запитання і завдання до розділу:

1. *Дайте визначення поняття "заплава".*
2. *Охарактеризуйте вплив заплавного і алювіального процесів на формування алювіальних ґрунтів.*
3. *Опишіть поділ заплави ріки на складові частини (за В. Р. Вільямсом).*
4. *Охарактеризуйте вплив гіпсометричних рівнів заплави і віддаленості від русла ріки на гранулометричний склад заплавних ґрунтів.*
5. *Які групи ґрунтів поширені у заплавах рік?*
6. *Охарактеризуйте морфологічну будову і властивості алювіальних дернових ґрунтів.*
7. *Як ще називають алювіальні лучні ґрунти?*
8. *Опишіть характерні ознаки алювіальних болотних ґрунтів.*

Завдання для самостійної роботи:

1. *Розкрийте географію алювіальних ґрунтів на земній кулі і їхні особливості залежно від умов території.*
2. *Охарактеризуйте розвиток вчення про ґрунти річкових заплав.*
3. *Перелічіть елементарні ґрунтові процеси, які протікають в ґрунтах заплав рік.*
4. *Охарактеризуйте шляхи сільськогосподарського використання і охорони ґрунтів заплав, особливості збереження і підвищення їхньої родючості.*

Література:

1. Александровский А. Л. Этапы и скорость развития почв в поймах рек центра Русской равнины / А. Л. Александровский // Почвоведение. – М., 2004. – № 11. – С. 1285–1295.
2. Вильямс В. Р. Собр. соч. : в 12 т. / В. Р. Вильямс. – М., 1948 – 1953.
3. Вільямс В. Р. Ґрунтознавство. Землеробство з основами ґрунтознавства / В. Р. Вільямс. – Київ : Комуніст, 1948. – 444 с.
4. Глазовская М. А. Почвы мира. География почв / М. А. Глазовская. – М. : Изд-во МГУ, 1973. – Т. II.
5. Горін М. О. Заплавне ґрунтотворення Полісся та Лісостепу України (еволюція, біогеохімія, окультурювання) : автореф. дис. ... д-ра біол. наук / М. О. Горін. – Харків, 2002. – 42 с.
6. Добровольский Г. В. К истории учения о генезисе и классификации аллювиальных почв / Г. В. Добровольский // История и методология естественных наук. Вып. XXIV // Почвоведение. – Изд-во Моск. ун-та, 1980. – С. 79–105.

7. Добровольский Г. В. Почвы речных пойм центра Русской равнины / Г. В. Добровольский. – М. : МГУ, 1968.
8. Михайлюк В. І. Ґрунти долин річок північно-західного Причорномор'я: екологія, ґенеза, систематика, властивості, проблеми використання / В. І. Михайлюк. – Одеса : Астропринт, 2001. – 340 с.
9. Наконечний Ю. І. Ґрунти заплави ріки Західний Буг : монографія / Ю. І. Наконечний, С. П. Позняк. – Львів : ЛНУ імені Івана Франка, 2011. – 220 с.
10. Позняк С. П. Ґрунтознавство і географія ґрунтів : підручник / С. П. Позняк. – Львів : ЛНУ імені Івана Франка, 2010. – Ч. 2. – 286 с.
11. Полупан М. І. Визначник еколого-генетичного статусу та родючості ґрунтів України / М. І. Полупан, В. Б. Соловей, В. І. Кисіль, В. А. Величко. – К. : Колообіг, 2005. – 304 с.
12. Почвоведение. Типы почв, их география и использование / под ред. В. А. Ковды, Б. Г. Розанова / [Л. Г. Богатырев, В. Д. Васильевская, А. С. Владыченский и др.]. – М. : Высш. шк., 1988. – Ч. 2. – 368 с.
13. Тихоненко Д. Г. Ґрунтознавство / Д. Г. Тихоненко, М. О. Горін, М. І. Лактіонов. – К. : Вища освіта, 2005. – 703 с.
14. Трускавецький Р. С. Морфогенетичні особливості та використання заплавних ґрунтів лівобережного лісостепу України / Роман Трускавецький // Ґенеза, географія та екологія ґрунтів : збірник наук. праць. – Львів. – 2008. – С. 559–566.
15. Фридланд В. М. Структура почвенного покрова / В. М. Фридланд. – М. : Мысль, 1972. – 423 с.

Розділ 28

АНТРОПОГЕННІ ҐРУНТИ

Здебільшого ґрунти нашої планети тією чи іншою мірою зазнають антропогенного впливу: від мінімального, пов'язаного з "парниковими" газами в атмосфері (умовно природні ґрунти), до майже цілковитого знищення в ході добування корисних копалин чи на будівельних об'єктах. До небагатьох винятків належать ґрунти, що не зазнали на собі явного прямого чи побічного антропогенного впливу – це ґрунти заповідників, де строго дотримуються природоохоронних заходів. Як приклад природних, "абсолютно чистих", або власне природних, ґрунтів наводять ґрунти африканських дощових лісів, які охороняють релігійними культовими правилами: вони недоступні навіть для малочисленних племен, які населяють прилеглі території.

Антропогеннозмінені ґрунти (трансформовані, модифіковані) – це ґрунти, в яких результати діяльності людини виявляються морфологічно або аналітично в окремих властивостях ґрунтів чи їхніх поєднаннях аж до формування нового горизонту.

Термін "антропогенні ґрунти" (*Antrosols*) означає ґрунти, які зазнали сильного впливу, внаслідок чого сформувався новий генетичний профіль. Прикладом антропогенних ґрунтів – антросолей – є штучні ґрунти.

Якщо класифікувати ґрунти відповідно до видів діяльності людини, то можна їх згрупувати так:

- техногенні (пов'язані з добуванням і переробленням корисних копалин, промисловістю, транспортом тощо);
- агрогенні (землеробські);
- урбогенні (пов'язані з впливом міського середовища).

Якщо відкладений субстрат не перетворений ґрунтотворенням унаслідок малої тривалості або він обмежений для біоти (токсичність, грубий гранулометричний склад тощо), то його не можна вважати ґрунтом, а слід класифікувати як *техногенно-поверхневе утворення* (ТПУ).

Найпоширенішими ґрунтами серед тих, які піддалися впливу людини, є антропогеннозмінені ґрунти зі слабким проявом цього впливу. Такі ґрунти займають понад половину площі суші. Частка власне антропогенних ґрунтів становить всього 2–3 %.

Орний фонд світу має такий склад: сучасне землеробство зосереджене на 7% тропічних ґрунтів, 17% субтропічних ґрунтів, 21% суббореальних ґрунтів і 5% бореальних. З іншого боку, 51% становлять ґрунти, достатньо забезпечені вологою або перезволожені, 25% перебувають у посушливих умовах, а 24% – у пустелях і напівпустелях.

З накопиченням знань про ґрунти, що перебувають у сільськогосподарському обробітку, виникла необхідність відобразити їхні особливості в класифікаціях. Зокрема, у "Класифікації ґрунтів СРСР" (1977) введено агрокультурні підтипи (освоєні, окультурені різного ступеня). У профілі ґрунтів, які використовують у землеробстві, вирізняють орний горизонт ($H_{орн}$).

Наприкінці XX – на початку XXI століття, коли антропогеннозміненим ґрунтам почали надавати великого значення, у деяких класифікаційних системах було виокремлено ґрунти тільки зі значними змінами морфологічних властивостей. Значну частину ґрунтів, які зазнали прямого чи опосередкованого впливу людини, спеціалісти різних країн зачислюють до природних. У деяких класифікаціях на рівні вищих таксономічних одиниць вирізняють окрему групу ***антросолі*** (або *антросолі*) для сильнозмінених ґрунтів.

У "Системі ФАО", відомій спочатку як "Легенда до Ґрунтової карти світу" (*Legend to the SoilMap of the Word, FAO/UNESCO*), одразу було розрізнено *антросолі* на найвищому рівні. Серед антросолей вирізняють:

- *агрикові* – з глибокою оранкою і з фрагментами діагностичних горизонтів;
- *кумуликові* – з акумуляцією переважно мінерального матеріалу на поверхні в результаті тривалого зрошення або внесення ґрунтового матеріалу;
- *фимикові* – у випадку внесення органічного субстрату;
- *урбикові* – як самостійна ґрунтова одиниця у містах, на будівельних і гірничодобувних підприємствах.

В останньому варіанті Міжнародної класифікації *WRB* під *антросолями* розуміють лише ґрунти, значною мірою трансформовані або створені в результаті сільськогосподарських заходів; їх діагностують за одним з антропогенних горизонтів.

Антропогенні діагностичні горизонти мають потужність понад 50 см і їх поділяють на:

– *хортиковий (hortic)* – садовий, глибокої культивації;

– *іраґриковий (irragric)* – іригаційний орний;

– *териковий (terric)* – привнесений мінеральний або компостний;

– *плагиковий (plaggic)* – піщано-грубоорганічний (ґрунти "плагген");

– *антраквиковий (anthraquic)* і підстеляючий його *гідраґриковий (hydragric)*, які виникають під час вирощування рису в умовах періодичного затоплення.

Усі перелічені діагностичні горизонти називають *антропопедогенними*, вони утворюються в результаті різних видів агрикультурної діяльності людини – глибокого обробітку, внесення великих доз добрив (передусім органічних), додавання сторонніх органічних і мінеральних субстратів, іригації, вирощування рису тощо. Відповідно до наявності того чи іншого діагностичного горизонту, який слугує кваліфікатором (критерієм) для певного таксономічного рівня, виокремлено 5 підгруп *антросолей*, які зберігають назви цих горизонтів.

Техногенні і міські ґрунти на пухких породах входять, згідно з *WRB*, до групи слаборозвинутих літогенних ґрунтів – *регосолей* (*Regosols*), включно зі слаборозвинутими ґрунтами як на природних, так і на антропогенних субстратах. Серед описаних у класифікації типів діагностичних матеріалів, тобто материнських порід, на яких

можуть утворюватися регосолі (наприклад, сульфідний, алювіальний, кальцієвий), наявні "антропогеоморфні ґрунтові матеріали":

– *урбик (urbic)* – міські;

– *гарбик (garbic)* – побутове сміття;

– *сполік (spolic)*– відходи промислових і гірничодобувних підприємств;

– *редуктик (reductic)* – з наявністю відновлювальних процесів;

– *агрик (agric)* – землеробські.

У "Класифікації ґрунтів Росії" 1997 року зроблено спробу відобразити всю різноманітність антропогенних і антропогенно-змінених ґрунтів у єдиній класифікаційній системі. Цьому сприяв субстантивно-генетичний характер класифікації, побудований на основі морфологічної діагностики ґрунтового профілю як системи діагностичних горизонтів. У цій класифікації як самостійні типи виокремлено ґрунти, які сформувалися під впливом діяльності людини і мають серед горизонтів профілю антропогенно перетворені (названі типодіагностичними). Наприклад, тип природних дерново-підзолистих ґрунтів діагностують за таким спектром горизонтів: гумусово-акумулятивний – елювіальний – текстурний – материнська порода, а тип агродерново-підзолистих має замість природного гумусово-акумулятивного відповідний орний зі збереженням решти горизонтів.

У спеціальному розділі представлено систему *неґрунтових техногенних поверхневих утворень* (ТПУ), до яких зачислюють міські ґрунти – *урбаноземи* і сконструйовані при різних видах рекультивації земель *техноземи*. ТПУ – це ґрунтоподібні тіла (квазіземи) і ґрунти-фабрикати.

Усі ґрунти можна уявити у вигляді єдиного ряду – континууму, де властивості ґрунтів постійно змінюються залежно від ступеня, інтенсивності й характеру антропогенного навантаження.

Доцільно згрупувати ґрунти за принципом від "слабких впливів" до "сильних" і водночас виокремити *дві великі смислові спільності: ґрунти, змінені сільськогосподарською діяльністю людини, і ґрунти техногенні,* які містять трансформовані ґрунти міст і територій добування корисних копалин.

До *першої спільноти* зачислено ґрунти, які зазнають впливу сільськогосподарської і частково лісогосподарської діяльності. За "Класифікацією…" (1997), такі ґрунти вважають агроґрунтом (агропідзолистий, агросірий, агрочорнозем), якщо під орним горизонтом зберігаються будь-які горизонти верхньої частини профілю. Коли будь-який орний горизонт підстеляється діагностичним серединним горизонтом (текстурним, солонцевим, акумулятивно-карбонатним) чи породою, то ґрунт класифікують як агрозем з відповідним доповненням (текстурний, солонцевий, акумулятивно-карбонатний, власне агрозем).

Спільноту сільськогосподарських ґрунтів завершують такі штучні ґрунти, як плагени, рисові, хейлуту тощо.

Другу велику спільноту утворюють техногенні ґрунти. Вони сформовані з природних або створені штучно і є найскладнішими для класифікаційного поділу через різноманіття і малу вивченість. Спільноту техногенних ґрунтів розглядають за групами чинників впливу – добування корисних копалин і міське середовище.

У випадку техногенних ґрунтів рід антропогенно змінених ґрунтів розширюється не тільки за рахунок різних ґрунтів з механічними порушеннями, але й хімічно перетвореними ґрунтами – *хемоземами*, а також штучними ґрунтоподібними утвореннями – *техноземами*. Початкова стадія ґрунтотворення після цілковитого порушення ґрунтового покриву у випадку відсутності біологічної рекультивації зумовлює до формування *ембріоземів*.

Ґрунти міських територій різноманітні. Це можуть бути *природні ґрунти з урбогенними ознаками*; *ембріоземи* – молоді слаборозвинуті ґрунти; *урбаноґрунти* – природні поверхнево-перетворені, різною мірою порушені міським середовищем, що мають специфічний міський горизонт – урбик; *ґрунти глибоко перетворені* – урбаноземи з горизонтом урбик, які не мають природних генетичних горизонтів; штучно створені, сконструйовані з насипних чи намивних ґрунтів ґрунтоподібні тіла – *техноземи*. На заасфальтованих територіях під асфальтобетоном чи іншим дорожним покриттям формується особлива група тіл – ґрунти *екраноземи* і *запечатані ґрунти*.

Усю спільноту антропогенних і антропогенно змінених ґрунтів поділяють на агрогенні, техногенні та урбаногенні ґрунти.

Агрогенні (орні) ґрунти (Anthric) виокремлені на рівні типу за наявністю у профілі ґрунту будь-якого орного горизонту. Ґрунти ріллі традиційного землеробства займають проміжне місце в класифікаційному полі – між природними і суттєво зміненими ґрунтами. Залежно від ступеня трансформацій, вони залишаються серед класифікаційних груп природних ґрунтів як типи агроґрунтів або утворюють відділи сильнозмінених власне антропогенних ґрунтів, агроземів, агроабраземів, торфоземів, алювіальних агроземів.

Загальною рисою орних ґрунтів є участь процесів площинної ерозії у формуванні профілю, оскільки за всяких, навіть ґрунтозахисних, сівозмін певний час поверхня ґрунту є незахищеною рослинністю, а структура – порушеною, отож має знижену водостійкість.

Особливості морфології агроґрунтів, насамперед орних горизонтів, пояснюють значення варіювання їхніх хімічних і фізико-хімічних властивостей. У перші роки освоєння ґрунтів відбувається різке падіння запасів гумусу, після чого простежується відносна стабілізація вмісту гумусу на рівні 2 %. Найбільшими вважають втрати гумусу в супіщаних, легко- і середньосуглинкових ґрунтах. Ґрунти важкого гранулометричного складу щодо цього стійкіші. Внесення мінеральних добрив прискорює втрати гумусу. Органічні добрива у вигляді гною чи зелених добрив (сидератів) – єдиний спосіб компенсації втрат і головний чинник покращення властивостей ґрунтів. За вмісту гумусу в агроґрунтах тайгової зони 4–5% їхній орний горизонт набуває грудкувато-зернистої водостійкої структури, характеризується доброю аерацією та іншими сприятливими для землеробства властивостями, а ґрунти в такому випадку називають окультуреними. Вони займають дуже малі площі і трапляються переважно під садами та городами, на старих монастирських землях. Поділ ґрунтів за ступенем окультурення базується на комплексі морфологічних і хімічних властивостей, передусім орного горизонту.

Верхні горизонти агродерново-підзолистих ґрунтів відрізняються від своїх природних аналогів низкою лабільних властивостей, середнє значення амплітуди коливань яких залежить від інтенсивності агрогенного впливу.

Еволюційно-генетичний ряд орних ґрунтів тайгово-лісової зони був би неповним, якби ми не згадали про *постагрогенну еволюцію*, або *реградацію*, ґрунтів. Вона полягає у відновленні природної рослинності на закинутій ріллі і відповідній трансформації властивостей ґрунтів.

Найпоширенішим процесом деградації чорноземів є їхня дегуміфікація. Агрогенні зміни фізичних властивостей чорноземів оцінюють як негативні. Вони полягають у втраті складної організації ґрунтової маси, зменшенні шпаруватості з різкою зміною форм і розмірів шпар, зниженою водостійкістю агрегатів, зростанням щільності будови з подальшим знеструктурюванням і переущільненням. До менш поширених явищ у чорноземах (переважно в зрошуваних) належить злитизація, імпактне осолонцювання.

Зміни властивостей каштанових і бурих ґрунтів, пов'язані з богарним землеробством, незначні, захоплюють тільки верхню частину профілю та зумовлюють до формування чіткого орного горизонту, який майже не відрізняється від природного гумусового. Як у випадку зрошення, так і на богарних землях формуються агрокаштанові ґрунти з серединним карбонатним або солонцюватометаморфічним горизонтом.

Отже, агрогенні ґрунти субаридних і аридних територій у випадку традиційного землеробства загалом зберігають будову профілю, а їхні орні горизонти незначно відрізняються від вихідних акумулятивно-гумусових.

До антропогенних ґрунтів, штучно створених людиною для вирощування сільськогосподарських культур, належать ґрунти, властивості яких визначаються або особливими системами зрошення, або постійним додаванням алохтонного матеріалу, внаслідок чого вихідні природні властивості практично відсутні. Їх називають *антросолями*.

До першої групи штучних ґрунтів належать давньозрошувані ґрунти оазисів і рисові поля. Друга група – це штучні ґрунти, сформовані шляхом поступового додавання твердофазного субстрату. Такими є ґрунти плаген Північно-Європейської низовини і ґрунти хейлуту Лесового плато Китаю.

Рисові ґрунти – це штучні ґрунти, сформовані з будь-яких ґрунтів за великий чи менший термін – від кількох десятків до сотень років, які існують в особливому режимі зволоження. Вони мають диференційований генетичний профіль, близький до профілів природних ґрунтів, існують за умови збереження особливого режиму зволоження.

У формуванні ґрунтів *хейлуту* значною мірою були задіяні природні чинники, ґрунти прекрасно "вписуються" у природну обстановку території, де їх створено, отож вони стійко зберігають свої ознаки навіть з припиненням дії антропогенних механізмів. Можна стверджувати, що хейлуту замінили собою природні ґрунти і функціонують як невід'ємний компонент екосистем Лесового плато.

Ґрунти *плаген* формуються протягом декількох століть з багатого органічним матеріалом субстрату, мають високу родючість і є елементом певного типу землекористування.

Штучні агрогенні ґрунти майже не трапляються в Україні. Вони відповідають таким ґрунтам системи Міжнародної бази даних (*WRB*):

– давньозрошувані ґрунти – *IrragricAnthrosols;*

– рисові ґрунти – *HydrargicAnthrosols;*

– хейлуту – *CumulisAnthrosols;*

– плагени – *PlaggicAnthrosols*.

Техногенні ґрунти (Technosols, Stagnosols) – це ґрунти, які перебувають у зоні впливу підприємств паливно-енергетичного комплексу і гірничо-добувної промисловості. Це змінені вихідні ґрунти, молоді ґрунти на оголених і насипних субстратах, штучні ґрунти, створені в процесі рекультивації земель, порушених видобуванням корисних копалин. Зазвичай техногенні ґрунти не утворюють великих ареалів, проте трапляються в багатьох регіонах, а також у місцях імпактного забруднення нафтою і нафтопродуктами в районах нафтопромислів, нафтопроводів, і у випадку аварійних розливів нафти, під час освоєння газових родовищ, прокладання газопроводів, будівництва підземних газосховищ тощо.

Вирізняють чотири групи техногенно перетворених ґрунтів: природні ґрунти з поверхневими механічними трансформаціями; хімічно-перетворені ґрунти, що забруднені будь-якими хімічними

речовинами (важкими металами, отрутохімікатами, вуглеводнями, радіонуклідами тощо), рівень якого оцінюють як надзвичайно небезпечний за прийнятими нормами; молоді ґрунти на техногенному підґрунті; штучні ґрунтоподібні тіла рекультивованих земель, які утворюють цілеспрямовано під час рекультивації і називають їх *техноземами*.

Серед техноземів розрізняють:

аброземи – ґрунти, в яких техногенно видалені верхні горизонти і розкриті ґрунтотворні або підстеляючі породи;

линоземи – ґрунти, перекриті з поверхні і насичені рідкими, напіврідкими чи пастоподібними речовинами: нафтопродуктами, фенольними смолами тощо.

Техноземи поширені в техногенних ландшафтах, де провадять біологічну рекультивацію відкритих і закритих гірничих виробіток, відвалів пустих порід, шламо- і хвостосховищ, свердловинних зон нафто- і газодобування.

Серед техногенних поверхневих утворень під назвою "квазіземи" вирізняють групу ґрунтоподібних тіл, близьких до техноземів. Квазізем – гумусоване ґрунтоподібне утворення, яке складається з одного чи декількох шарів гумусованого або іншого органогенного матеріалу, який підстеляється негумусованими мінеральними шарами.

Техногенні ґрунти надалі можуть по-різному еволюціонувати залежно від: біокліматичних, геоморфологічних, гідрологічних і гідрогеологічних умов території; способу відновлення ґрунтів і ґрунтового покриву (саморозвиток або біологічна рекультивація); використання (рілля, сінокоси, лісопосадка тощо).

У гірничодобувних районах з відкритим і закритим способом видобування мінеральної сировини, нерудних матеріалів і добування корисних копалин поширені ембріоземи, техногрунти, хемоземи, техноземи, а також техногенні ґрунти. Майже всі перелічені ґрунти і ґрунтоподібні тіла трапляються і на інших територіях, змінених людиною, – в містах і поселеннях, на нафтопромислах, в районах видобування нафти і газу, в сфері впливу транспортних магістралей і гідротехнічних споруд. На територіях, пов'язаних з гірничими розробками, вирізняють: молоді акумулятивні ґрунти на пухких техно-

генних породах, штучні ґрунтоподібні утворення і ґрунти рекультивованих земель, хімічно перетворені ґрунти в районах видобування сірчаного вугілля.

У районах видобування нафти і газового конденсату розвиваються процеси засолення ґрунтів, поверхневих, внутріґрунтових і підземних вод, названі техногенним галогенезом.

Під впливом бурових розчинів і пластових вод формуються хімічно перетворені ґрунти (хемоземи і хемо-ґрунти). До хемоземів належать ґрунти, які містять солі по всьому профілю. Вони молоді щодо техногенного галогенезу: надходження солей відбувалося не пізніше, ніж 5–10 років тому, або воно було неодноразовим, і сольовий профіль підтримувався новими надходженнями. "Приймачем" солей є ґрунти з природним профілем, техноґрунти, зрідка – техноземи.

У ґрунтах, які пережили різні стадії техногенного галогенезу, спостерігають зміни фізичних властивостей: підвищується гідрофобність, дисперсність, щільність, збільшується брилуватість при висиханні.

Нафта і нафтопродукти, що надходять у ґрунти, здійснюють багатосторонній вплив на їхні властивості, а саме: втрату здатності ґрунтів вбирати й утримувати вологу внаслідок утворення на поверхні ґрунтових частинок нафтової плівки; зміну повітряного режиму ґрунтів унаслідок витіснення повітря нафтою і зменшення шпар аерації; погіршення структури ґрунту в результаті склеювання механічних частинок і утворення великих агрегатів.

Ґрунтовий покрив нафтозабруднених територій характеризується розвитком хемоземів – бітумінозних солончаків по дерново-підзолистому ґрунті, солончакуватих і солонцюватих дерново-підзолистих ґрунтів.

Наявність нафтових тіл у окремих горизонтах слугує основою для виокремлення ґрунтів як хемоґрунтів (хемочорноземи бітумінозні, хемопідзолисті солончакуваті).

Забруднення ґрунтів нафтопродуктами відбувається повсюдно у великих і малих містах, навколо АЗС, вздовж доріг – всюди, де відбувається пов'язана з нафтою діяльність людини.

Ґрунти вважають забрудненими, якщо вміст нафтопродуктів досягає такої величини, за якої починаються негативні зміни в ґрунтах і довкіллі, які порушують біорізноманіття, спричиняють загибель одних мікроорганізмів і гіпертрофований ріст інших, зменшується біологічна продуктивність або навіть настає загибель рослин, відбувається деградація ґрунтових властивостей, а потім і ґрунтів загалом.

Ґрунти володіють високим потенціалом самоочищення засобами мікробіологічної і фізико-хімічної деструкції нафти і нафтопродуктів, тому встановлено такий рівень концентрації нафтопродуктів, вище за який ґрунт не може впоратись із забрудненням. Цей рівень називають *межею потенціалу самоочищення* (МПС). Ґрунти, які містять нафтопродукти у вищих від МПС концентраціях, підлягають рекультивації.

Розроблено різні способи рекультивації залежно від виду й потужності нафтозабруднювачів з урахуванням біокліматичних, геоморфологічних і ґрунтово-рослинних умов.

Міські ґрунти, або ***урбаноземи (Urbic Technosols)*** – це будь-які ґрунти, що функціонують у навколишньому середовищі міста. Міські ґрунти – це антропогенно змінені ґрунти, що мають створений у результаті людської діяльності поверхневий шар потужністю понад 50 см, зроблений перемішуванням, насипанням, похованням або забрудненням матеріалу урбаногенного походження, в тому числі будівельно-побутовим сміттям.

Загальними рисами міських ґрунтів є: материнська порода – насипна, намивна чи перемішана маса, або культурний шар; включення будівельного і побутового сміття у верхніх горизонтах; нейтральна або слабколужна реакція; висока забрудненість важкими металами і нафтопродуктами; особливі фізичні, водно-фізичні та фізико-механічні властивості (понижена вологоємність, підвищена щільність будови, кам'янистість і щебенюватість; ріст профілю вверх за рахунок постійного принесення різних матеріалів та інтенсивного еолового напилення).

Для міських ґрунтів характерний діагностичний горизонт "урбик" (від слова *urbanus* – місто) – специфічний горизонт міських ґрунтів.

Горизонт *урбик* – поверхневий органо-мінеральний насипний перемішаний горизонт з урбоантропогенними включеннями (понад 5 % будівельно-побутового сміття, промислових відходів), потужністю понад 5 см. Цей горизонт формується в містах і населених пунктах протягом століть, проте може бути сконструйованим при утворенні газонів, скверів тощо. Ґрунтотворними породами слугує культурний шар, насипне чи перемішане підґрунтя і фрагменти природних ґрунтів. Забарвлення в цього горизонту – різні відтінки темно-бурих тонів. Горизонт пухкий, шаруватий, верхня частина буває переущільнена, гранулометричний склад переважно легкий чи полегшений за рахунок включень, структура виражена слабо, кам'янистість і щебенюватість через наявність будівельно-побутових включень, наростання горизонтів уверх за рахунок пилових випадань із атмосфери й антропогенного принесення матеріалу. Спостерігається висока варіабельність властивостей у горизонті за текстурою, щільністю будови, вмістом включень і хімічними властивостями. Величина pH переважно перевищує 7. Вміст гумусу змінюється, проте здебільшого є високим (5–10 %), склад гумусу переважно гуматний, переважає фракція гумінових кислот, зв'язана з кальцієм (див. вкл., фото 27).

Наявність горизонту урбик є головною відмінністю власне міських ґрунтів від природно-історичних.

Систематика поверхневих природних утворень, поширених на міській території, полягає в тому, що місто має як відкриті, часто озеленені території, так і закриті, забудовані, часто заасфальтовані. Поверхневі тіла першого типу територій розділяють на групи ґрунтів природних непорушених, природно-антропогенних поверхнево-перетворених (природно порушених), антропогенних глибокоперетворених ґрунтів – урбаноземів, штучно створених ґрунтоподібних утворень – техноземів. Також на відкритих поверхнях міст можуть бути неґрунтові утворення – насипні, перемішані, намивні, техногенні та природні суміші.

На заасфальтованих територіях другого типу під асфальтобетоном чи іншим дорожним покриттям формується особлива група тіл – ґрунти екраноземи і запечатані ґрунти.

Урбаноземи поділяють на дві групи:

1) механічно перетворені ґрунти, в яких відбулася фізико-механічна перебудова профілю. Сюди належать: *урбаноземи* (власне урбаноземи), що формуються на ґрунтах різного походження і на культурному шарі. Інколи урбик підстеляється непроникливим матеріалом. Профіль урбаноземів характеризується відсутністю природних генетичних горизонтів до глибини 50 см і більше; *агроурбаноземи* (культуроземи) – це міські ґрунти фруктових і ботанічних садів, старих городів; *некроземи* – це ґрунти, що входять до комплексу ґрунтів міських і сільських цвинтарів. Для них характерне глибоке перемішування профілю – глибше 200 см.

2) хімічно перетворені ґрунти – це ґрунти, в яких відбулися значні хемогенні зміни властивостей і будови профілю за рахунок інтенсивного хімічного забруднення. Сюди належать: *індустріземи* – це ґрунти промислово-комунальних зон; *інтруземи* – це ґрунти, що сформувалися в місцях аварій транспортних систем або безгосподарності людей.

Окремо вирізняють ***ґрунтоподібні тіла – техноземи.*** Їх, у свою чергу, поділяють на: *реплантоземи* – ґрунти, що складаються з малопотужного гумусового шару, шару торфово-компостної суміші або шару органо-мінеральної речовини, нанесеної на поверхню рекультивованої породи із суміші насипних ґрунтів. Термін належить І. А. Крупенікову і Б. П. Подимову, його застосовують для рекультивованих ґрунтів, які використовують у сільському господарстві; *конструктоземи* – це штучно, цілеспрямовано створені ґрунти-підґрунтя шляхом конструювання профілю за аналогом природного ґрунту (див. вкл., фото 28).

Крім цих ґрунтоподібних поверхневих утворень, у містах поширені ділянки з безгумусними природними і техногенними відкритими ґрунтами.

Вирізняють окрему групу ґрунтів, що лежать під дорожніми асфальтобетонними і кам'яними покриттями – *екраноземи.*

У процесі дорожнього будівництва часто зрізують ґрунтовий профіль до підґрунтя та накладають новий матеріал і дорожнє покриття. Такі ґрунти виокремлюють у спеціальну групу – *запечатані ґрунти.*

Ґрунти в межах міста характеризуються специфічними властивостями, найтиповішими з яких є: наявність включень будівельно-

побутового сміття, підвищена щільність, тренд у бік підвищення лужності, накопичення техногенних речовин, наявність патогенних мікроорганізмів.

Урбаноземи – генетично самостійні ґрунти, які мають ознаки і зональних педогенних процесів, і специфічні властивості. Для них характерний поверхневий органо-мінеральний насипний горизонт з урбано-антропогенними включеннями, який є особливим природно-антропотехногенним утворенням. Підвищена щебенюватість і карбонатність урбаноземів, безструктурність, переущільненість і значна твердість поверхневих шарів негативно впливають на водно-фізичні властивості як штучно створених, так і природних ґрунтів, що збереглися, а, отже, на функціонування урбофітоценозів і всієї урбоекосистеми. Будівельне сміття, що містить кальцій, пил, цементну крихту та інші матеріали, сприяє підлуговуванню, а розкладення деяких субстратів (пластику та інших) спричиняє виділення токсичних речовин і газів.

Негативним чинником, що впливає на властивості міських ґрунтів, є забруднення важкими металами, пестицидами, хлорорганічними сполуками та іншими токсикантами.

Контрольні запитання і завдання до розділу:

1. *Дайте визначення поняття "антропогенно змінені ґрунти".*
2. *У чому полягає різниця між антропогенними і антропогенно зміненими ґрунтами?*
3. *Як класифікують ґрунти відповідно до видів діяльності людини?*
4. *Які ґрунти виділяють серед антросолей у "Системі ФАО"?*
5. *Як утворюються антропопедогенні діагностичні горизонти?*
6. *Охарактеризуйте зміну властивостей агрогенних ґрунтів під впливом тривалого сільськогосподарського використання.*
7. *Які ґрунти називають антросолями?*
8. *Перелічіть групи техногенно перетворених ґрунтів.*
9. *Як відбувається трансформація ґрунтів під впливом нафти і нафтопродуктів?*
10. *Охарактеризуйте загальні риси міських ґрунтів.*

11. *У чому полягає відмінність між екраноземами і запечатаними ґрунтами?*

Завдання для самостійної роботи:

1. *Охарактеризуйте розвиток вчення про антропогенні ґрунти.*
2. *Опишіть географію поширення "природно чистих ґрунтів" світу.*
3. *Опишіть екологічні функції міських ґрунтів.*
4. *Місце антропогенних ґрунтів у сучасних класифікаціях ґрунтів України та світу.*

Література:

1. Герасимова М. И. Антропогенные почвы (генезис, география, рекультивация) / М. И. Герасимова, М. Н. Строганова, Н. В. Можарова, Т. В. Прокофьева. – Смоленск : Ойкумена, 2003. – 268 с.
2. Деградация и охрана почв / [под ред. Г. В. Добровольского]. – М. : Изд-во МГУ, 2002. – 654 с.
3. Караваева Н. А. Географо-генетическая концепция пахотных горизонтов и опыт их типизации / Н. А. Караваева, И. И. Лебедева, Е. Б. Скворцова, М. И. Герасимова // Почвоведение. – М., 2003. – № 12. – С. 1413–1421.
4. Карпачевский Л. О. Экологическое почвоведение / Л. О. Карпачевский. – М. : ГЕОС, 2005. – 336 с.
5. Классификация и систематический список почв Молдавии / [И. А. Крупеников, Б. П. Подымов]. – Кишинев : Штиинца, 1987. – 158 с.
6. Классификация почв России. – М. : Почв. ин-т им. В. В. Докучаева РАСХН, 1997. – 236 с.
7. Козловский Ф. И. Современные естественные и антропогенные процессы эволюции почв / Ф. И. Козловский. – М. : Наука, 1991. – 196 с.
8. Медведев В. В. Почвенно-технологическое районирование пахотных земель Украины / В. В. Медведев, Т. Н. Лактионова. – Харьков, 2007. – 395 с.

9. Мировая коррелятивная база почвенных ресурсов : основа для Международной классификации и корреляции почв. – Москва, 2007. – 278 с.
10. Носко Б. С. Антропогенна еволюція чорноземів / Б. С. Носко. – Харків, 2006. – 240 с.
11. Позняк С. П. Ґрунтознавство і географія ґрунтів : підручник / С. П. Позняк. – Львів : ЛНУ імені Івана Франка, 2010. – Ч. 2. – 286 с.
12. Позняк С. П. Орошаемые чорноземы юго-запада Украины / С. П. Позняк. – Львов : ВНТЛ, 1997. – 240 с.
13. Позняк С. П. Чинники ґрунтотворення / С. П. Позняк, Є. Н. Красєха. – Львів : Вид. центр ЛНУ імені Івана Франка, 2007. – 400 с.
14. Смеян Н. И. Классификация, диагностика и систематический список почв Беларуси / Н. И. Смеян, Г. С. Цитрон. – Минск : Институт почвоведения и агрохимии, 2007. – 220 с.
15. Телегуз О. Г. Техногенні ґрунти трас магістральних трубопроводів / О. Г. Телегуз, М. Г. Кіт. – Львів : Вид. центр ЛНУ імені Івана Франка, 2008. – 184 с.
16. Тригуб В. І. Фтор у чорноземах південного заходу України / В. І. Тригуб, С. П. Позняк. – Львів : Вид. центр ЛНУ імені Івана Франка, 2008. – 148 с.
17. Романова Т. А. Диагностика почв Беларуси и их классификация в системе ФАО-WRB / Т. А. Романова; [отв. ред. Л. О. Карпачевский]. – Минск : Институт почвоведения и агрохимии НАН Беларуси, 2004. – 428 с.

Іменний покажчик

-А-
Александрова Л. М. 138
Александровський О. Л. 353
Андреєв Д. П. 185, 195
Андріанов М. С. 340, 344
Андріанов П. І. 70
Андрущенко Г. О. 345
Аскіназі Д. Л. 5, 161, 163
Астапов С. В. 61
Ахтирцев Б. П. 292

-Б-
Бакшеєв Л. Г. 61, 70
Бахтін П. У. 69
Бекаревич Н. О. 61, 69
Беліцина Г. Д. 51, 76, 96, 107, 209
Бербець М. А. 107
Бобко Є. В. 5, 161, 163
Бонішко О. С. 139
Боровинська Л. 89
Бреус Н. М. 236, 240, 241

-В-
Вадюніна А. Ф. 76, 96
Васильєвська В. Д. 51, 76, 96, 107, 209, 260, 261, 281, 309, 320, 330, 336, 345, 354
Ведрова Е. Ф. 281
Величко В. А. 354
Вернандер Н. Б. 235, 292, 301, 309
Вершинін П. В. 61, 70
Віленський Д. Г. 61, 70, 233
Вільямс В. Р. 53, 61, 74, 347, 348, 352, 353
Владиченський А. С. 261, 281, 301, 309, 320, 330, 336, 345, 354
Войтків П. С. 345
Воробйова Л. А. 151, 165, 175, 185, 195

-Г-
Гагаріна Е. І. 175, 185, 195
Гамкало З. Г. 25
Гамкало М. З. 151, 3450
Гаськевич В. Г. 25, 280, 292
Гедройц К. К. 101, 153, 165, 175, 185, 195, 305
Геннадієв А. Н. 50, 76, 106, 165, 175, 241, 250, 281, 319, 330, 336
Герасимов І. П. 229, 233
Герасимова М. І. 250, 260, 369
Глазовська М. А. 50, 76, 106, 165, 175, 232, 233, 241, 250, 281, 319, 330, 336, 345, 353
Глінка К. Д. 233
Гоголєв І. М. 301, 309, 345
Голуб'єв В. В. 187
Голубчиков Ю. Н. 250
Гончаров В. М. 77
Горбунов М. І. 99, 107, 165, 175
Горін М. О. 281, 292, 346, 353, 354
Грабаров П. Г. 5, 161
Градусов Б. П. 281
Гринь Г. С. 235, 236, 239, 242
Грінченко О. М. 235
Грішина Л. О. 51, 76, 96, 107, 136, 139, 209

-Д-
Дімо М. О. 64, 65
Дмитрук Ю. М. 107, 300
Дмітрієв Є. А. 89
Добровольський Г. В. 232, 236, 237, 241, 242, 250, 260, 281, 292, 300, 353, 354, 369
Докучаєв В. В. 9, 213, 214, 226, 228, 232, 233, 235, 242, 253, 283, 300, 337, 345, 369
Долгов С. І. 69

Дронова Т. Я. 151

-З-

Зайдельман Ф. В. 309
Захаров С. О. 53, 58, 59, 228, 229, 232, 241
Зонн С. В. 336

-І-

Іванова Є. М. 242, 319
Іванова С. Є. 151
Ігнатенко І. В. 261

-К-

К'єльдаль Й. Г. 6, 187, 189, 191, 194
Канівець В. І. 345
Караваєва Є. І. 35
Караваєва Н. А. 261, 281, 369
Карпачевський Л. О. 51, 77, 97, 166, 345, 369, 370
Кауричев І. С. 110
Качинський Н. А. 3, 37, 38, 47, 50, 61, 63, 64, 76, 87, 94, 96, 209
Келлог Ч. 233
Кирильчук А. А. 139, 281
Кисіль В. І. 354
Кіт М. Г. 209, 224, 370
Ковалець Ю. М. 281
Ковалишин Д. І. 301, 309
Ковда В. А. 232, 233, 320
Козловський Ф. І. 369
Кононова М. М. 139
Копцик Г. Н. 151
Корсунов В. М. 281
Корчагіна З. А. 76, 96
Костичев П. А. 53
Красєха Є. Н. 281, 370
Кривульченко А. І. 300, 309
Крупеніков І. А. 301, 367, 369
Крупський М. К. 235, 236, 239, 241, 242
Кудрін С. О. 175
Кузьмічов В. П. 242
Куст Г. С. 320

-Л-

Лактіонова Т. Н. 96, 369
Лактіонов М. І. 139, 281, 292, 346, 354
Лєбєдєва І. І. 369

-М-

Манселл А. Н. 198, 199
Медведєв В. В. 74, 76, 96, 369
Мілановський Є. Ю. 139
Мінашина Н. Г. 320
Можарова Н. В. 369
Мороз Г. Б. 301

-Н-

Набоких О. Г. 209, 224
Надточій П. П. 151
Назаренко І. І. 281, 300
Наконечний Ю. І. 354
Наумов Є. М. 281
Неуструєв С. С. 232
Нікітін Б. О. 4, 5, 116, 125
Ніколаєв А. В. 3, 33
Нікорич В. А. 300
Новікова А. В. 309
Носко Б. С. 301, 370

-О-

Орлов Д. С. 107, 109, 136, 139, 151, 166, 175, 185, 195

-П-

Павлюк Н. М. 292
Панкова Є. І. 309
Паньків З. П. 281
Папіш І. Я. 76, 96, 209
Пастернак П. С. 345
Підвальна Г. С. 139, 292
Пінський Д. Л. 151, 166, 175, 185, 195
Платонова Г. Ю. 237, 242
Плотнікова Т. А. 125, 139
Подимов Б. П. 367, 369

Позняк С. П. 34, 50, 76, 96, 107, 139, 151, 209, 224, 250, 261, 280, 281, 292, 301, 309, 320, 330, 336, 345, 354, 370
Полупан М. І. 236, 240, 241, 242, 292, 301, 309, 354
Польчина С. М. 300
Пономарьова В. В. 5, 125, 139
Прасолов Л. І. 229
Прокоф'єва Т. В. 369
Пшевлоцький М. І. 292

-Р-

Растворова О. Г. 77, 97, 185, 195, 209
Ревут І. Б. 61, 70
Ремезов М. П. 166
Роде О. А. 34, 50, 76, 77, 96, 97, 107, 209
Розанов Б. Г. 39, 51, 76, 96, 107, 117, 209, 211, 224, 226, 227, 242, 250, 261, 281, 301, 309, 320, 330, 336, 345, 354
Розов М. М. 236, 237, 238, 242, 250, 330, 336
Романова Т. О. 370
Ромашкевич А. І. 346
Руднєва Є. М. 346

-С-

Саввінов В. Н. 66, 70
Саввінов М. І. 53, 54
Садовнікова Н. І. 107, 151, 166, 175, 185, 195
Самойлова Є. М. 292
Сибірцев М. М. 253
Сімаков В. М. 4, 111
Скворцова Є. Б. 369
Смага І. С. 300
Смеян М. І. 370
Смирнов В. Н. 50, 76, 96, 107, 209
Снакін В. В. 35
Соколова Т. О. 151, 152, 166, 175
Соколовський О. Н. 5, 118, 213, 281
Соловей В. Б. 354
Строганова М. М. 236, 237, 238, 242, 250, 330, 369
Судніцин І. І. 35
Суханова Н. І. 107, 151, 166, 175, 185, 195

-Т-

Таргульян В. О. 250
Телегуз О. Г. 370
Тихоненко Д. Г. 50, 76, 96, 107, 139, 208, 224, 261, 281, 292, 309, 346, 354
Толпешта І. І. 151, 175
Топольный Ф. Ф. 346
Тригуб В. І. 370
Трофімов С. Я. 35, 151, 166, 175
Трускавецький Р. С. 152, 354
Тюрін І. В. 4, 5, 111, 116, 125, 127, 129, 130, 139, 187

-У-

Уварова З. А. 5, 161
Урусевська І. С. 236, 237, 242, 250, 260, 281, 292, 300

-Ф-

Фрідланд В. М. 233, 336, 346, 354

-Ц-

Цитрон Г. С. 370

-Ч-

Чендєв Ю. Г. 292

-Ш-

Шашко Д. М. 242
Шеїн Є. В. 34, 50, 51, 76, 77, 96, 97, 209
Шишов Л. Л. 309
Шищенко П. Г. 242
Шпрингер Ю. 5, 118

-Я-

Ярков С. П. 41

НАВЧАЛЬНЕ ВИДАННЯ

НАКОНЕЧНИЙ Юрій Ігорович

ПРАКТИКУМ
З ҐРУНТОЗНАВСТВА І ГЕОГРАФІЇ ҐРУНТІВ

Навчальний посібник

Рекомендовано
Міністерством освіти і науки, молоді та спорту України

Редактор *І.М. Лоїк*
Технічний редактор *С.З. Сеник*
Комп'ютерне верстання *Л.М. Семенович*
Коректор *Ю. А. Бурка*

Формат $60\times90^{1}/_{16}$. Умовн. друк. арк. 23,37. Тираж 300 прим. Зам.

Львівський національний університет імені Івана Франка,
вул. Дорошенка, 41, Львів, 79000

Свідоцтво
про внесення суб'єкта видавничої справи
до Державного реєстру видавців, виготівників
і розповсюджувачів видавничої продукції:
Серія ДК №3059 від 13.12.2007 р.

Видруковано з готових діапозитивів
у книжковій друкарні "Коло".
вул. Бориславська, 8, м. Дрогобич, Львівська область, 82100

Свідоцтво
про внесення суб'єкта видавничої справи
до Державного реєстру видавців, виготівників
і розповсюджувачів видавничої продукції:
Серія ДК №498 від 20.06.2001 р.