

С.Ю.БУЛИГІН
С.В. ВІТВИЦЬКИЙ

АГРОФІЗИКА ҐРУНТУ
Підручник

Київ -2021

УДК 631.42/.43
ББК 40.3
М 42

У знак великої пошани до видатних українських вчених:

В.В. Медведєва, академіка НААН, Д.Г. Тихоненка доктора сільськогосподарських наук, професора, академіка Української екологічної академії наук (УЕАН)

Затверджено до друку Вченою радою Національного університету біоресурсів і природокористування України, протокол № 12 від 20 листопада 2021 року

Рецензенти:

ТАРАРІКО Ю.О. – доктор сільськогосподарських наук, професор, академік НААН України, завідувач відділу агроресурсів та інформаційних технологій, («Інститут водних проблем і меліорації НААН України»)

ТКАЧЕНКО М.А. – доктор сільськогосподарських наук, член-кореспондент НААН, завідувач відділу агрогрунтознавства (ННЦ «Інститут землеробства НААН України»)

Булигін С.Ю., Вітвіцький С.В.

М 42 Агрофізика ґрунту . Підручник . К.: Видавництво, 2021.- 315 с.

ISBN

Фізичні властивості визначають напрямок майже всіх процесів, які відбуваються в ґрунті. Вони істотною мірою впливають на ріст і розвиток рослин. Більшість агротехнічних і меліоративних заходів у землеробстві застосовуються для тимчасового або тривалого поліпшення головним чином фізичних властивостей ґрунтів. Розробляючи агротехніку вирощування сільськогосподарських культур, до уваги беруть насамперед ці показники.

Підручник з дисципліни «Агрофізика» розроблений для ОС «Бакалавр» спеціальності 201 «Агрономія», містить теоретичний матеріал з основних методів визначення найважливіших процесів і властивостей ґрунту, шляхів їх раціонального використання.

Матеріали підручника спрямовані на формування знань про основні агрофізичні властивості ґрунту та вміння застосовувати ці знання для вирішення професійних завдань.

УДК 631.42/.43

ББК 40.3

ISBN

© Булигін С.Ю.,
Вітвіцький С.В., 2021
© НУБіП України, 2021

ЗМІСТ

| | | |
|------------------|---|-----|
| Вступ | | 7 |
| ЧАСТИНА 1 | ФІЗИЧНІ ВЛАСТИВОСТІ ҐРУНТІВ | 9 |
| РОЗДІЛ 1 | ЗАГАЛЬНА ХАРАКТЕРИСТИКА | 9 |
| | 1.1. Ґрунт як специфічний фізичний об'єкт | 9 |
| | 1.2. Будова і мікробудова ґрунту | 23 |
| | 1.3. Гранулометричний склад твердої фази ґрунтів | 27 |
| | 1.4. Агрегатний склад ґрунтів (структура ґрунту) | 36 |
| | 1.5. Загальні фізичні та фізико-механічні властивості ґрунтів | 53 |
| РОЗДІЛ 2 | ВОДНІ ВЛАСТИВОСТІ ҐРУНТІВ | 79 |
| РОЗДІЛ 3 | ЗВОЛОЖЕННЯ КОРЕНЕВМІСНОГО ШАРУ ПРОТЯГОМ ВЕГЕТАЦІЇ РОСЛИН | 103 |
| РОЗДІЛ 4 | ПОВІТРЯНІ ВЛАСТИВОСТІ ҐРУНТІВ | 114 |
| РОЗДІЛ 5 | ТЕПЛОВІ ВЛАСТИВОСТІ ҐРУНТІВ | 123 |
| РОЗДІЛ 6 | ФІЗИЧНІ ВЛАСТИВОСТІ ОРНИХ ҐРУНТІВ УКРАЇНИ І ЇХ ТРАНСФОРМАЦІЯ В УМОВАХ ІНТЕНСИВНОГО СІЛЬСЬКОГОСПОДАРСЬКОГО ВИКОРИСТАННЯ | 136 |
| | 6.1. Типологія і нормативи деградацій ґрунтів | 136 |
| | 6.2. Причини виникнення і розвитку | 142 |
| | 6.3. Поширення деградації | 143 |
| | 6.4. Деградаційні проблеми в орних ґрунтах | 151 |
| | 6.4.1. В немеліорованих ґрунтах | 157 |
| | 6.4.2. В меліорованих ґрунтах | 172 |
| | 6.4.3. Спустелення | 181 |
| | 6.5. Особливості прояву деградації в природних зонах України | 183 |
| | 6.6. Економічні, екологічні і соціальні наслідки | 187 |
| РОЗДІЛ 7 | ОРГАНІЗАЦІЙНІ, ТЕХНОЛОГІЧНІ, ТЕХНІЧНІ І ВИХОВНІ АСПЕКТИ БЕЗДЕГРАДАЦІЙНОГО ЗЕМЛЕРОБСТВА | 203 |
| | 7.1. Загальні принципи | 203 |
| | 7.2. Зменшення розораності | 205 |
| | 7.3. Нормування механічного навантаження | 214 |
| | 7.4. Мінімізація технологій обробітку | 225 |

| | | |
|-----------------|--|-----|
| | 7.5. Новітні ґрунтозахисні (антидеградаційні) технології | 233 |
| | 7.6. Конструювання ґрунтофільних знарядь обробітку | 238 |
| | 7.7. Підтримка бездефіцитного балансу органічної речовини | 243 |
| | 7.8. Удосконалювання структури сівозмін | 246 |
| | 7.9. Мульчування рослинними залишками і пластичними матеріалами | 250 |
| | 7.10. Удосконалювання асортименту технології внесення мінеральних добрив | 253 |
| | 7.11. Хімічна меліорація | 257 |
| | 7.12. Агролісомеліорація | 258 |
| | 7.13. Структурна (технічна) меліорація | 260 |
| | 7.14. Штучне оструктурування | 262 |
| | 7.15. Фітомеліорація | 264 |
| | 7.16. Електроделіорація | 273 |
| | 7.17. Подолання фізичної деградації в поверхневому прошарку і у профілі ґрунту | 275 |
| | 7.18. Зниження загрози геоеканомальних проявів | 276 |
| | 7.19. Організаційні заходи | 276 |
| | 7.20. Проекти нових антидеградаційних стандартів і агровиимог | 281 |
| | 7.21. Екологічний імператив | 282 |
| | 7.22. Моніторинг деградаційних фізичних процесів (кризовий моніторинг) | 289 |
| РОЗДІЛ 8 | ПРИКЛАДНІ АСПЕКТИ АГРОФІЗИКИ ҐРУНТІВ У ЗЕМЛЕРОБСТВІ | 292 |
| РОЗДІЛ 9 | СУЧАСНІ МЕТОДИ ВИВЧЕННЯ ФІЗИЧНИХ ВЛАСТИВОСТЕЙ І РЕЖИМІВ ҐРУНТІВ | 297 |
| | 9.1. Експериментальний полігон | 297 |
| | 9.2. Стаціонарний польовий дослід | 304 |
| | 9.3. Вегетаційний дослід | 307 |
| | 9.4. Лізиметричний метод | 308 |
| | 9.5. Аналітичні камеральні і польові дослідження | 309 |
| | 9.6. Геостатистичний | 318 |

| | | |
|--|--|-----|
| | 9.7. ГІС – технології | 312 |
| | 9.8. Вивчення ґрунтів у режимі in situ і on-line | 314 |
| | 9.9. Дистанційний | 317 |

| | | |
|------------------|---|-----|
| ЧАСТИНА 2 | ПРИКЛАДНА ФІЗИКА ҐРУНТУ | 321 |
| Вступ | | 321 |
| РОЗДІЛ 1 | Тверда фаза ґрунту | 327 |
| 1.1. | Гранулометричний склад ґрунту | 327 |
| | 1.1.1. Розрахунок часу відбору часток при використанні піпет-методу | 327 |
| | 1.1.2. Надання даних гранулометричного складу у вигляді кумулятивної (інтегральної) кривої | 328 |
| | 1.1.3. Перевід назви ґрунту за гранулометричним складом із вітчизняної у міжнародну класифікацію | 330 |
| | 1.1.4. Завдання та вправи | 331 |
| 1.2. | Щільність і пористість ґрунту | 339 |
| | 1.2.1. Розрахунок щільності ґрунту | 339 |
| | 1.2.2. Розрахунок пористості ґрунту | 341 |
| | 1.2.3. Розрахунок маси окремих шарів ґрунту | 341 |
| | 1.2.4. Розрахунок запасів складових частин ґрунту | 341 |
| | 1.2.5. Поровий простір ґрунту | 342 |
| | 1.2.6. Питома поверхня ґрунту | 345 |
| | 1.2.7. Завдання і вправи | 356 |
| РОЗДІЛ 2 | Агрегатний склад ґрунту | 361 |
| | 2.1. Показники агрегатного складу ґрунту за методом М.І.Саввінова | 363 |
| | 2.2. Показники мікроагрегатного складу ґрунту за методом Н.А.Качинського | 364 |
| | 2.3. Оцінка структурного стану за результатами визначення гранулометричного та мікроагрегатного складу ґрунту | 365 |
| | 2.4. Завдання і вправи | 367 |
| РОЗДІЛ 3 | Рідка фаза ґрунту | 384 |
| | 3.1. Водний баланс та його складові (евапотранспірація і транспірація) | 384 |
| | 3.2. Вологість ґрунту. Запаси вологи. | 387 |
| | 3.3. Розрахунок глибини проникнення опадів, підйому рівня ґрунтових вод, поливної та зрошувальної норми | 394 |
| | 3.4. Задачі по визначенню норм поливу | 400 |
| | 3.5. Завдання і вправи | 404 |
| РОЗДІЛ 4. | Потенціал і тиск ґрунтової вологи | 412 |
| | 4.1. Повний потенціал та його складові | 412 |
| | 4.2. Розрахунок матричного тиску за тензіометричними | 418 |

| | | |
|------------------------------|---|-----|
| | даними | |
| | 4.3. Завдання і вправи | 423 |
| РОЗДІЛ 5 | Рух води у ґрунті | 425 |
| | 5.1. Рух води в насиченому вологою ґрунті | 425 |
| | 5.2. Рух води в ненасиченому вологою ґрунті | 427 |
| | 5.3. Завдання і вправи | 437 |
| РОЗДІЛ 6 | Теплофізика ґрунтів | 441 |
| | 6.1. Радіаційний баланс | 441 |
| | 6.2. Тепловий баланс | 443 |
| | 6.3. Теплообмін у ґрунті | 444 |
| | 6.4. Завдання і вправи | 448 |
| ДОДАТКИ | | 453 |
| СПИСОК ЛІТЕРАТУРИ | | 464 |

ВСТУП

Характеристику фізичних властивостей варто починати із гранскладу, тому що ґрунти, що мають різний грансклад, звичайно різні й відносно основних властивостей і режимів. Вони по різному сприймають вологу атмосферних опадів, на них різна ефективність мінеральних добрив і хімічних меліорантів. Вони по різному реагують на дії ґрунтообробних знарядь. Нарешті, по-різному проявляється їхня родючість і різні результати господарської діяльності на ґрунтах різного гранскладу. Саме тому в навчальному посібнику буде чимало сторінок присвячене гранскладу. Але разом з тим фізичні властивості ґрунтів - це й співвідношення структур різного розміру, і щільність будови, і поровий простір. Саме ці властивості визначають водно-повітряний режим, ріст корінь, надходження в них елементів живлення й продуктивність рослин. Саме ці властивості у першу чергу піддаються несприятливим змінам (фізичній деградації) - переущільненню, знеструктуренню (брилистості й розпиленню), поверхневій кірці, тріщинуватості й іншим. Тому й ця сторона знайшла відбиття в навчальному посібнику.

Зрозуміло, не будуть забуті методи керування фізичними властивостями, асортимент яких настільки великий і вони настільки ефективні, що доводиться лише дивуватися тому, чому ж настільки поширені й різноманітні прояви фізичної деградації ґрунтів. Значний обсяг посібника вимагає його формування у двох частинах: чинна – теоретичні засади агрофізики, методи дослідження фізичних властивостей ґрунтів у вигляді лабораторного практикуму. Автори посібника впевнені, що перебороти деградацію цілком реально. Це буде досяжно тоді, коли екологічний імператив стане безумовним законом для землекористувачів. Вони сприймуть як саме собою зрозуміле - головне в сільськогосподарському виробництві не витягти із ґрунту її запас родючості відразу й побільше, а діяти так, щоб його зберегти й помножити для наступних поколінь.

Підручник являє собою виокремлений виклад лекцій, що читаються в Національному університеті біоресурсів і природокористування України (опрацьовані під керівництвом проф. С.Ю.Булигіна), в Харківському національному агроуніверситеті імені В.В. Докучаєва (опрацьовані під керівництвом проф. Д.Г. Тихоненка), а також у Харківському національному університеті імені В.Н. Каразіна (опрацьовані під керівництвом проф. В.В. Медведєва). Крім того, буде видана третя частина курсу у вигляді науково-навчального посібника для аспірантів за напрямком підготовки «агрономія».

Автори вважають, що повноцінне засвоєння курсу агрофізика ґрунтів можливе за певної підготовки студентів, які на передодні вивчили курси «Ґрунтознавство», «Геологія і мінерологія». Тому, бажано викладати курс «Агрофізика ґрунтів» на старших курсах бакалаврату і магістрам. Автори вдячні за допомогу і співпрацю своїм колегам по роботі і науковим дослідженням

ЧАСТИНА 1. ФІЗИЧНІ ВЛАСТИВОСТІ ҐРУНТІВ

РОЗДІЛ 1. ЗАГАЛЬНА ХАРАКТЕРИСТИКА

1.1. Ґрунт як специфічний фізичний об'єкт

Ґрунтовий покрив відрізняє кілька якостей, розглянути які представляється надзвичайно важливим, особливо у зв'язку з його оцінюванням як фізичного тіла.

Ґрунт є полігенетичним (природно-антропогенним) утворенням. З факторів ґрунтоутворення антропогенний займає особливе місце. Його дія на ґрунт почалася після того, як ґрунт був сформований. Якщо процес ґрунтоутворення під дією природних факторів (клімату, породи, рослинності, рельєфу і часу) тривав приблизно кілька десятків мільйонів років і триває тепер, то дія антропогенного фактора почалася всього кілька тисячоріч тому назад і різко підсилилася в останні приблизно 100-150 років. Дія людини на ґрунт (і до того ж на всі фактори ґрунтоутворення) настільки значна й різноманітна, що не може не змінити ґрунт. Мабуть, краще інших про це сказав В.В. Докучаєв (1953) у своїй книзі «Наши степи прежде и теперь», виданої ще в кінці 19 століття. У цій роботі звернено увагу на різке погіршення фізичних властивостей ґрунтів, що розорюються, у порівнянні із природним ґрунтом, втрату в них органічної речовини, посилення ерозійних процесів. Але в той час питання про те, чи сформувався новий ґрунт під дією антропогенної діяльності чи ні, не ставився. Твердження про те, що цілина й давньоорний ґрунт - по суті два різні ґрунти, з'явилося багато пізніше (М.І. Богданов). В Україні, здається, тільки Д.Г. Тихоненко є послідовним прихильником самостійності агроземи як нового типу ґрунту.

Дотепер існування агроземи залишається дискусійним питанням і для того, щоб він дійсно був визнаний новим ґрунтом і придбав права «громадянства» потрібні додаткові докази.

У чорноземах, що перебували у різних умовах використання - від

абсолютно заповідної цілини до варіантів у виробничих і дослідних умовах виявилися настільки істотні розходження, що дозволили упевнено стверджувати - під впливом тривалого землеробського використання природний ґрунт трансформується в агрозем, має принципово інші властивості і режими і цілком може називатися новим полігенетичним (природно-антропогенним) утворенням.

Спочатку розглянемо мікробудову агрегатів і пор цілини й ріллі. У чорноземних ґрунтах цілини зустрічаються агрегати переважно ізометричної (із приблизно однаковими розмірами у всіх напрямках) округлої форми. Така форма агрегатів, як правило, свідчить про аккумулятивні процеси з активною участю полівалентних катіонів. Округла форма агрегатів властива всім ґрунтам з дерновим процесом ґрунтоутворення.

Агрегати мають розмір менше 10 мм, пронизані коріннями й не розпливаються під дією води, якщо навіть зняти дернину, мають досить високу механічну міцність. Помітної динаміки структурного стану протягом теплого періоду року не відзначається.

Для цілинних чорноземів характерне губчате помірно щільна будова, у якій відсутні неагреговані компоненти. У таких умовах практично не йдуть процеси, що гальмують агрегацію. Тому вона досягає тут найбільшого розвитку. Мабуть, лише в ґрунті під дубовим лісом можна знайти ще більш досконалу структуру. Агрегати, що формують таку будову, мають складну структуру (їх порядковість звичайно 4-5), розгалужену мережу між- і внутрішньоагрегатних пор. Губчата щільна будова може розглядатися як еталон, тому що стосовно нього легко діагностуються всі зміни, пов'язані з оранкою.

Після оранки цілини відокремлення агрегатів стає цілком ясним і їх порядковість практично ніколи не перевищувала 2-3. Губчата будова відразу ж руйнується й трансформується у фрагментарне, а потім у злите, причому його щільність стає відчутно вищою, ніж у вихідному цілинному

стані. Причина такої трансформації полягає в зміні форми агрегатів - від округлої ізометричної правильної до неправильної кутастої.

На ріллі після багаторічного обробітку домінують анізотропні грудки (брили) неправильної форми, розміром, як правило, більше 10 (20) мм, і пороховидна структура. У типовому чорноземі брил може бути до 20%, а в південному - до 60%. Грудки містять мало коріння, після літньої зливи або в зрошуваних умовах розпливаються й утворюють кірку. Звертає на себе увагу зміна на ріллі розміру, форми, зовнішньої й внутрішньої будови агрегатів. В останніх, як правило, майже обов'язкова для агрегатів цілини окантовка гуматною (орієнтовно гідрофобною, що додає їм додаткової стійкості) плівкою, різко зростає рельєфність, деформованість, а разом з ними знижується досконалість їхньої форми. Коефіцієнт оформленості агрегатів (за коефіцієнтом окатаності гальок Уейделла-Кухаренко) для агрегатів оброблюваних шарів досягає 0,15-0,30, а в чорноземі південному - нижче 0,10 проти 0,40-0,50 на цілині при максимумі за еталоном 0,90. Значно змінюється співвідношення агрегатів високого й низького порядків. Причому в чорноземі південному в порівнянні з іншими підтипами порядковість агрегатів (тобто, їхня складність, губчатість) виражена слабкіше, а здатність змінюватися під дією обробітку сильніше.

За обробітку кількість неагрегованого матеріалу у всіх чорноземах зростає: у найбільшій мірі в чорноземі південного, у найменшій - у чорноземі звичайного.

За обробітку порушується характерна для цілини стабільність порового простору, зменшується довжина пор одного діаметра. Пори заповнюються мікроагрегатами й тонкодисперсним неагрегованим матеріалом. В оброблюваному шарі формуються два типи скупчень агрегатів: індивідуальні відособлені й штучно зближені. За обробітку відбувається різке розпушення окремоностей, їхнє руйнування (у шліфі в цій фазі виявляється велика кількість пор і окремих макро- і мікроагрегатів), далі окремості зближуються за вертикальної осі, щільність швидко

наростає й формуються, швидше за все, помилкові макроагрегати.

Характерні зміни будови агрегатів у процесі відновлення рівноважної щільності: росте їх порядковість внаслідок агрегації неагрегованого матеріалу, поліпшується оформленість (видима, у результаті росту коріння і діяльності ґрунтової фауни). Як показало мікроморфометрія орієнтованих шліфів, анізотропність будови є важливою генетичною ознакою і обумовлена анізотропністю розмірів структурних грудочок.

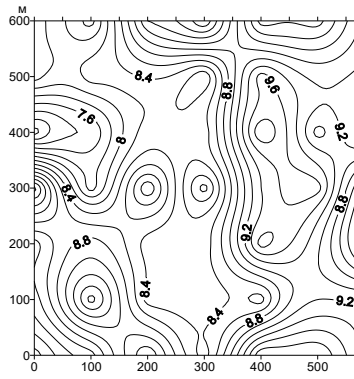
Відновлення рівноважної щільності досліджених ґрунтів супроводжується більш інтенсивним зменшенням видимої пористості за вертикалі, чим за горизонталі. У результаті в рівноважному стані орні ґрунти характеризуються підвищеною анізотропністю в порівнянні із цілиною, що, мабуть, служить безпосередньою причиною більш високої варіабельності водно-фізичних властивостей на ріллі.

За обробітку різко зростає кількість міжагрегатних пор (звичайно пори розміром 15-20 мкм), які навіть за зволоження, рівного найменшій вологоємності (28-32% від маси ґрунту) не можуть утримати капілярну вологу (розрахунок за формулою Жюрена). Пори такого розміру характеризуються високою вологопровідністю (саме тому усмоктування води на ріллі в перші годинники спостережень, істотно вище, ніж на цілині). Вода в них не затримується: вона або стікає вниз, або випаровується. Цінність таких пор у забезпеченні рослин водою невелика. Їхня роль зводиться до сприйняття опадів і здійснення процесів газообміну з атмосферою. Якщо виходити з того, що оптимальне співвідношення між- і внутрішньоагрегатних пор повинне наближатися до одиниці, то отримані співвідношення вказують на надлишкову кількість міжагрегатних пор у всіх досліджених чорноземах навіть на цілині, при цьому обробіток ще більше погіршує їхнє співвідношення. Важливо підкреслити, що чим вище порядковість агрегатів, тим більше вони містять внутрішньоагрегатних обводнених пор, де відбувається водно-мінеральне

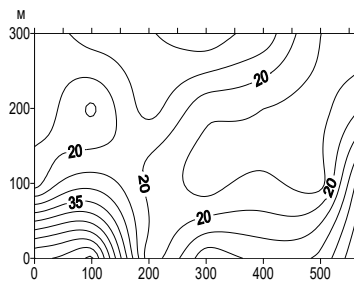
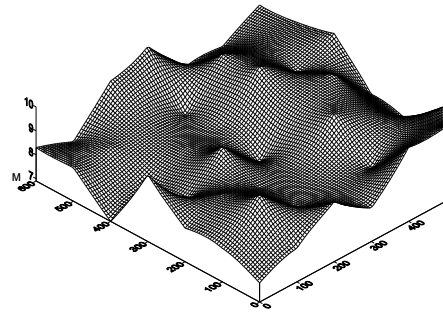
живлення рослин і біоти.

Горизонтальний профіль цілини й ріллі. Спроби встановити закономірності горизонтального просторового розподілу ґрунтів і їхніх властивостей раніше вживали неодноразово. По суті вчення про структуру ґрунтового покриву (В.М. Фридланд) - одна з найважливіших концепцій, розвинених у цьому напрямку. Ще раніше досліджували різні ґрунтові комплекси, комбінації, катени. Однак, як справедливо відзначив В. Горячкін, вчення про горизонтальний профіль ґрунтів перебуває на початковому етапі свого розвитку й до того ж стало популярним лише в географії ґрунтів. Що ж стосується гідрології, фізики, мікробіології, мінералогії й інших розділів ґрунтознавства, то тут щодо цього взагалі мало що відомо. Також, втім, як і про трансформацію просторових структур за активного землеробського освоєння ґрунтів.

Нижче покажемо приклади горизонтального профілю ґрунтів на цілині й ріллі, використовуючи для цього результати геостатистичної обробки просторових даних, зокрема, 2-D- і 3-D-діаграми (рис. 1.1.1). Добре помітна істотно більш виражена горизонтальна строкатість вмісту фосфору на ріллі (коефіцієнт просторової варіації 56%) у порівнянні із цілиною (9%). Варто звернути увагу на те, що майже 30-літній досвід застосування фосфорних добрив на ріллі в даному об'єкті не тільки не усунув просторову варібельність вмісту фосфору в ґрунті, що логічно було б очікувати, але й істотно її збільшив. Аналогічний приклад нами був знайдений у роботі англійського дослідника R.J.Godwinetal. (2002), щоправда, досвід застосування добрив там був трохи більше - майже 150 років.



| Уміст P ₂ O ₅ у шарі 0-20 см, мг/100 г | Площа | |
|---|-----------|-----------|
| | % | га |
| <7,5 | 4,64 | 0,59 |
| 7,5-8,0 | 5,94 | 2,14 |
| 8,0-8,5 | 30,6 5 | 11,0 3 |
| 8,5-9,0 | 26,4 7 | 9,53 |
| 9,0-9,5 | 26,0 4 | 9,38 |
| >9,5 | 9,25 | 3,33 |



| Уміст P ₂ O ₅ , мг/100 г грунту | Площа | |
|--|-------|------|
| | % | га |
| <15 | 2,1 | 0,6 |
| 15-25 | 67,0 | 2 ,1 |
| 25-35 | 23,0 | 6,9 |
| 35-45 | 4,5 | 1,4 |
| 45-55 | 2,5 | 0,8 |
| 55-65 | 08 | 0,2 |
| >65 | 0,1 | 0,02 |

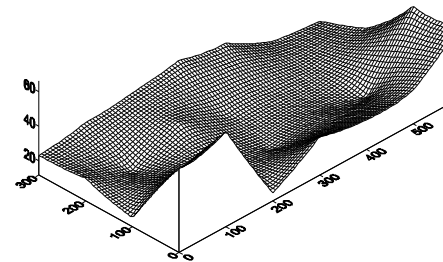


Рис.1.1.1. 2-D- і 3-D-діаграми горизонтальної просторової неоднорідності, площі контурів з різним умістом рухомого фосфору на цілині (угорі) і на ріллі (унизу). Розміри поля в м

Вертикальний і часовий профілі щільності цілини і ріллі. Розглянемо це питання на прикладі рівноважної щільності будови чорнозему південного. Виміри (у 6-ти кратному повторюванні) зроблено в середині літа з інтервалом в 15 років – в 1967, 1982 і 1997 р. Як відомо, на цілині, в лісі, ґрунті, який не використовується в сільськогосподарському виробництві, відсутній основний фактор, що впливає на щільність, - механічний обробіток. Цикл перетворення елементів у цих умовах не супроводжується їхнім вилученням, як це відбувається при вирощуванні польової культури. У природних умовах у ґрунт не надходять добрива, що сприяють активізації мікробіологічної діяльності, не здійснюються меліоративні заходи. Інакше кажучи, це замкнута термодинамічно рівноважна система. Звичайно, і тут продовжує діяти цілий ряд факторів, здатних змінити щільність. Це волога, ґрунтові тварини, температура, атмосферний тиск, і їхні складні трансформації протягом року, сезону, доби. Замерзання й відтавання вологи, нагрівання й охолодження, здатні викликати деформації будови, співвідношення твердої, рідкої й газоподібної фаз.

Проте виявилось, що щільність за її аналізу у вертикальному й часовому аспектах на цілині протягом 30 років залишалася постійною. У верхньому шарі 0-20 см, збагаченому коріннями, воно була близька до 1,00 г/см³, у шарі 20-40 см – в межах 1,15-1,22 г/см³, у шарі 40-70 см – наближалася до 1,30 г/см³, у шарі 70-110 см – не вище 1,34 г/см³. Ці значення можна розглядати як найбільш характерні для даного ґрунту, що перебуває в природному стані, без впливу ходових пристроїв машинно-тракторних агрегатів, збиральної техніки, інших агрозаходів.

На ріллі, починаючи з 30 до глибини 60-80 см щільність вірогідно вище (це, швидше за все, плужна підшва). Особливо істотні - до 0,3 г/см³ - розбіжності в щільності у верхньому шарі. Відзначимо: це значне розходження, саме воно обумовлює розходження між цілиною й ріллею відносно практично всіх режимів. Підкреслимо – рілля в пухкому стані, тобто, близькому до ущільнення цілини, перебуває не більше 2-х місяців.

Протягом іншої пори року, не менш 10 місяців, вона переущільнена. Уже в 1967 р. вона була в переущільненому, явно відмінному від природного, стані. Ясно, що це акумулятивне ущільнення є наслідком тривалої оранки й застосування інших технологічних операцій. У наступні 30 років ущільнення поширювалося глибше по профілю – з 60 до 80 см. Верхня частина профілю при цьому залишалася в тім же стані.

Установлена величина рівноважної щільності будови в орному шарі одночасно означає якийсь потенціал опору ґрунту зовнішньому механічному навантаженню останнього періоду механізації землеробства. З отриманих численних даних, опублікованих, наприклад, у книзі «Переущільнення орних ґрунтів...»(В.А. Ковда, 1987), відомо, що аналогічний ґрунт може ущільнюватися до 1,40 і навіть 1,50 г/см³. Якщо ж рівноважна щільність дослідженого чорнозему південного склала 1,20-1,28 г/см³, то це означає, що ґрунт розущільнився. Тому, 1,20-1,28 г/см³ – характеристика ємності опору даного ґрунту зовнішньому навантаженню. Інакше кажучи, рілля вже не може розущільнитися до величини ущільнення в природному стані, але ще може розущільнитися з 1,40-1,50 до 1,20-1,28 г/см³.

Спостереження за сезонною динамікою щільності будови на цілині показують, що зміни щільності все-таки присутні, але вони не можуть уважатися істотними (табл. 1.1.1). Це значить, що згадані вище впливи на цілині не в змозі змінити щільність. Видимо, кожний фактор впливає на ґрунт. З одного боку, це ущільнення, з іншого боку - розущільнення. Швидше за все, так діють коріння, в одній ділянці ущільнюючи, у сусідньому розпушуючи ґрунт. Таку ж дію роблять меніски вологи, кристалики льоду при заморожуванні рідкої вологи.

**Щільність будови чорнозему південного важкосуглинкового на
абсолютно заповідній цілині протягом сезону, г/см³
(середні дані за 3 роки)**

| Глибина, см | Навесні | Наприкінці літа | Восени |
|-------------|---------|-----------------|--------|
| 12-22 | 1,02 | 1,06 | 1,01 |
| 30-40 | 1,26 | 1,32 | 1,28 |

Фактором, що стабілізує щільність у часі, є коренева система. Особливо значну дію на ґрунт роблять кореневі системи лісових культур. Так, за даними Н.А. Качиньського, дерново-підзолистий важкосуглинковий ґрунт у польовій сівозміні й у лісі у верхньому шарі має щільність відповідно 1,26 і 1,08 г/см³. Ще більш значна різниця була відзначена в роботі польського дослідника Н. Domzal – відповідно 1,32 на ріллі й 1,02 г/см³ у лісі в горизонті А1 чорноземовидного ґрунту.

Внаслідок цього щільність будови ґрунту в природних умовах - квазірівноважна величина, характерна для ґрунтово-кліматичних і едафічних умов, в умовах ріллі - це нерівноважна величина.

Якщо на цілині діапазон змін щільності залежно від змін вологості й температури перебуває в межах $\pm 0,05$, а залежно від типу кореневої системи трохи ширше - $\pm 0,20-0,30$ г/см³, то залежно від механічного обробітку - набагато ширше. Так, у чорноземному середньо- або важкосуглинковому ґрунті він може досягати $\pm 0,40$ г/см³. Такий перепад щільності будови (за щільності твердої фази 2,60) відповідає майже 16% загальній пористості й більш ніж 20% повітряємності, якщо останню виміряти за найменшої вологоємності. Інакше кажучи, механічний обробіток й викликані ним зміни в щільності будови служать основною причиною динаміки водно-фізичних властивостей на ріллі.

Звичайно восени після оранки ґрунт середнього й важкого гранулометричного складу (за умови, що оранка проводиться за вологості

найкращого кришення) має мінімальну щільність – 0,85-1,00 г/см³. Перед настанням зими, якщо після оранки пройшло 1,5-2,0 місяці, формується рівноважна, точніше квазірівноважна, щільність, що дорівнює приблизно 1,15-1,25 г/см³. Далі навесні після декількох циклів заморожування-відтавання (звичайно в середній смузі – це 6-7 циклів) ґрунт знову розущільнюється – до 1,05-1,10 г/см³ (рис.1.1.2).

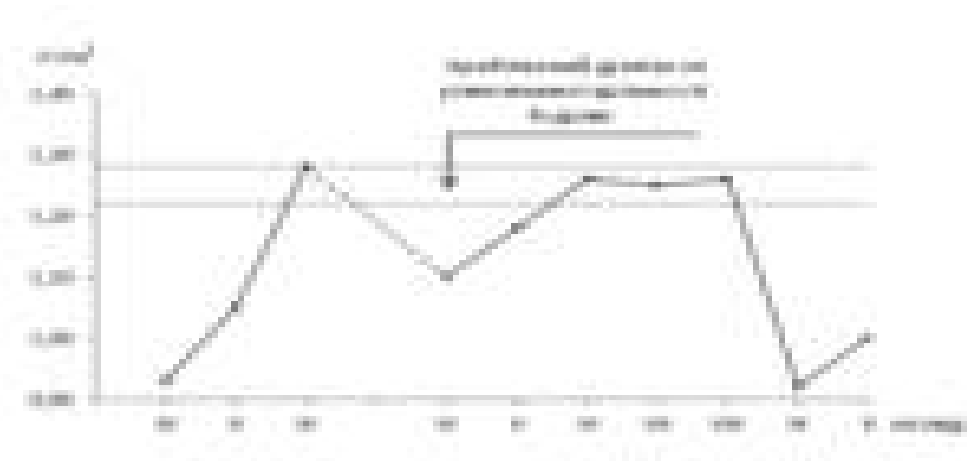


Рис. 1.1.2. Динаміка ущільнення (г/см³) чорнозему типового в шарі 0-10 см протягом одного календарного року

Навесні після боронування й звичайно двох культивацій щільність знову знижується. За правильної технології весняного передпосівного обробітку щільність посівного шару в цей час досягає приблизно 1,00 г/см³, що за одночасно сприятливого структурного складу дозволяє здійснити якісну (за глибиною й прямолінійністю сформованих рядків) сівбу. Потім після прикочування й природних процесів осідання оброблюваний шар знову здобуває рівноважну щільність, що згодом може змінюватися тільки після сильного зволоження (знову розущільнюється). У посівах просапних культур при проведенні міжрядних («прополювальних») розпушувань спостерігається диференціація щільності - у міжрядді ґрунт ущільнюється, причому розходження із щільністю у зберігаються до збирання цукрових буряків.

Трансформація щільності будови в часовому й вертикальному

вимірах в орному чорноземі, що, супроводжується нехарактерним для цілинних чорноземів новим процесом лессиважу. У чорноземних ґрунтах легко- і середньосуглинкового гранулометричного складу під дією тривалого обробітку з'являються мікроморфлогічні ознаки орієнтованої глини і її міграції. Правда, лускувато-волохисті форми глини, які можуть свідчити про її спадну міграцію виражені слабо, але активізація тонкодисперсної частини у вигляді оптично орієнтованих глин струйчастої будови й, отже, її метаморфізація на місці очевидна. Факторами, що сприяють лессиважу в орних типових чорноземах, можна вважати їх вилуговуваність щодо цілини, зменшення у вбирному комплексі Са й звуження співвідношення між Са й Mg, підкислення ґрунтового розчину, зменшення вмісту гумусу і його лабілізацію, ослаблення міцності органічно-мінеральних зв'язків, що діагностується за руйнуванням агрегатів, збільшення показника анізотропності (співвідношення величин видимої пористості у вертикальній й горизонтальній орієнтаціях), більш виражену пульсацію гідротермічного режиму, що приводить до розвитку пор-тріщин, періодичне глибоке промочування, посилення гідрофільності й зниження твердості за відповідного збільшення еластичності поверхні структурних окремоностей.

Перераховані факти свідчать про те, що в типових орних чорноземах під впливом тривалого обробітку спостерігається зростання рухомості тонкодисперсної частини, її переорієнтація на місці й періодична спадна міграції з горизонту Н (А) в горизонт Н_p (АВ1). Це побічно підтверджується наявністю вираженої горизонтально-вертикальної подільності структур, кремнеземистої присипки, а також характером перерозподілу глини. Якщо в горизонті Н остання відносно рівномірно розподілена в масі, то в горизонті Н_p проявляється тенденція її зосередження в порах і біляпоровому просторі. Викладене свідчить про початкові ознаки перетворення чорнозему типового глибокого в чорнозем типовий глибокий з іншим типом вертикальної трансформації

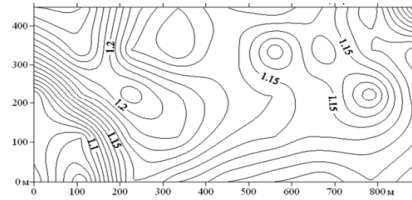
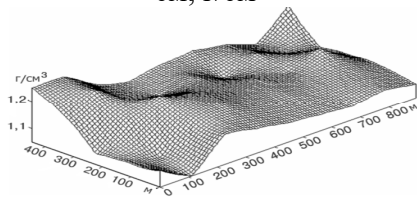
тонкодисперсної частини.

Ґрунт як континуально-дискретне неоднорідне утворення. У ґрунтознавстві одержало невиправданий розвиток уявлення про ґрунтовий покрив як переважно дискретне утворення. Як трактувати закономірне чергування, що виявляється в реальному ґрунтовому покриві, структур з певними властивостями? Як дискретність, переривчастість, або континуальність, поступовість? Ми схильні трактувати це чергування як прояв континуальності, поступовості в зміні властивостей. Дискретність тут привнесено за рахунок застосування інтерполяційної (до певної міри формальної) криґінг-методології, коли поступовість штучно переривається класифікаційними ознаками властивості. Навіть за використання вихідних даних 2-D і 3-D-діаграми (у цьому випадку блоковий криґінг у їхній побудові не застосовується), чітко показує переважно поступовість зміни властивостей у просторі поля (рис. 1.1.3).

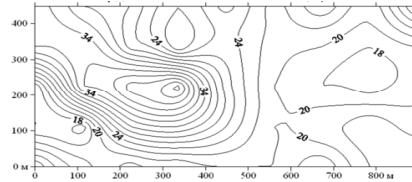
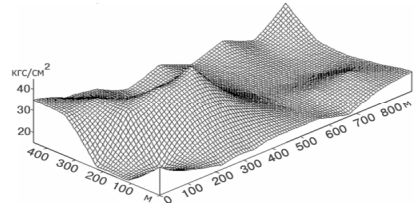
Уявлення про неоднорідність як закономірне чергування в латеральному просторі ґрунтового покриву структур з певними властивостями дозволяє віддати перевагу континуальності як загальної закономірності в ґрунтовому покриві.

Разом з тим, підкреслимо: питання про континуальність або дискретність ґрунтового покриву не може бути вирішено однозначно. Для цього доречно згадати жваві дискусії на цю тему в недавньому минулому. В 80-і роки в обговоренні цього питання взяли участь чимало відомих учених геологів, географів і ґрунтознавців. Д.Л. Арманд дотримувався принципу континуальності, І.М. Степанов - дискретності, В.М. Фридланд, А.Д. Воронін, Є.А. Дмитрієв думали, що ґрунтовий покрив є одночасно й дискретним і континуальним тілом.

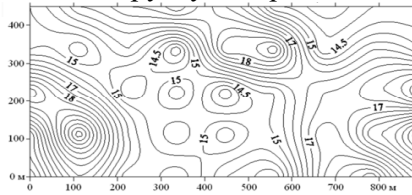
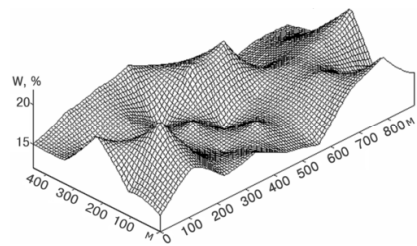
Рівноважна щільність будови у шарі 0-10 см, г/см^3



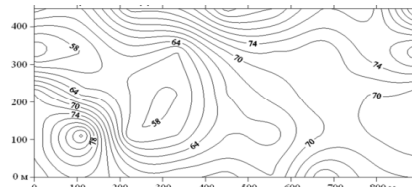
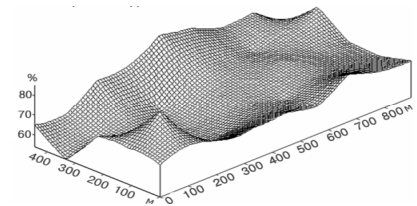
Твердість ґрунту у шарі 0-10 см, кгс/см^2



Вологість ґрунту в шарі 0-10 см, %



Уміст фракції 10-0,25 мм у шарі 0-10 см, %



Уміст фізичної глини у шарі 0-10 см, %

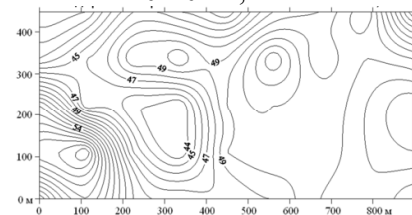
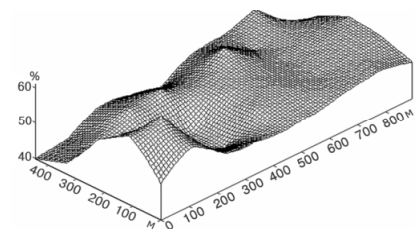


Рис. 1.1.3. 3-D і 2-D діаграми неоднорідності властивостей чорнозему опідзоленого важкосуглинкового (Харківська обл.) у рівноважному стані щільності будови

Думаємо, що в майбутні роки інтерес до цього питання повинен зрости, тому що з'являється усе більше якісної інформації, отриманої

дистанційними методами - найбільш коректними в оцінці цієї властивості ґрунтового покриву. До речі, використання спектрометричних засобів дозволяють трактувати ґрунтовий покрив переважно як континуальний об'єкт, у якому властивості (неоднорідність) змінюються поступово. У той же час радіолокаційне зондування у вертикальному напрямку завжди виявляє переривчастість у будові профілю, що пояснюється змінами його гранулометричного складу, структури або вологості.

Таким чином, можна стверджувати, що ґрунтовий покрив у 2-вимірному форматі є континуальним утворенням, у 3-вимірному – континуально-дискретним. Його континуальність у 2-вимірному форматі порушується лише внаслідок складної будови долин і заплав, пересіченої місцевості в передгір'ях і горах, через чергування різних типів рослинності й інших причин. У той же час у 3-вимірному форматі ґрунтовий покрив внаслідок різних за складом і будовою генетичних горизонтів (особливо в диференційованих ґрунтах) є очевидним континуально-дискретним утворенням. Швидше за все, ґрунт дискретний і в 4-вимірному просторі, коли до розглянутих форматів додається час як фактор трансформації ґрунтового покриву. Адже добре відомо, що в процесі тривалого використання ґрунт втрачає гумус, з'являються нові риси в його морфології, властивостях і режимах. Все це дало підстави виділяти новий тип ґрунтів - агрозем, що з'явився в класифікаціях ґрунтів Росії, Білорусі, України й інших країн. Причому ці зміни в ґрунтовому покриві підсилюють гетерогенність ґрунту у просторі і сприяють виникненню нових границь. Час, тому, стає фактором дискретизації ґрунтового покриву.

З жалем доводиться визнати, що ґрунтовий покрив вивчений в основному як дискретне і дуже слабо як континуальне тіло, особливо якщо його розглядати на своєрідному середньому ієрархічному рівні (маються на увазі просторові неоднорідності багатьох властивостей ґрунтів). Звичайно, це гальмує успішний розвиток уявлень про

горизонтальний профіль ґрунтів і, як наслідок, практичні додатки до точного землеробства. У точному землеробстві формуються уявлення про ґрунтовий покрив як дискретне утворення, тому що мета точного землеробства виявити в полі ділянки з різною родючістю і потім відповідно до цього зробити також дискретною технологію вирощування сільськогосподарських культур. Дискретність у цих уявленнях - вимушена міра, тому що так зручніше і простіше реалізувати постулати точного землеробства. Разом з тим ці уявлення інакше як штучною трансформацією континуального ґрунтового покриву в дискретний назвати не можна. Таким чином, - примусова дискретизація ґрунтового простору на картах є наслідком штучних процедур і легенд. В дійсності в більшості випадків реальний ґрунтовий покрив має континуальний характер і не має границь. Зміни в ньому носять винятково поступовий характер.

1.2. Будова і мікробудова ґрунту

З численних характеристик, що створюють уявлення про будову ґрунту зупинимось на декількох, а саме: профілю ґрунту, його складенню, поровому просторі, глибині горизонту, доступного для коренів.

Нормальний профіль – це найбільш розповсюджений тип будови ґрунтового профілю, у якому є повний набір генетичних горизонтів, характерних для даного типу ґрунтоутворення, за нормальної для даних ландшафтних умов потужності горизонтів. Прикладом може служити переважна більшість ґрунтів України. Це профіль зрілих ґрунтів, що мають значний вік.

Слабо диференційований профіль характерний для ґрунтів, що формуються на материнських породах, збіднених на легко вивітрювані мінерали. Такими породами з малим мінеральним резервом можуть бути, з одного боку, піски, особливо кварцові, а з іншого боку – древні фєралітні кори вивітрювання. І в тім і в іншому випадку формується досить розтягнутий монотонний профіль, що практично не розчленовується на горизонти, з дуже поступовим переходом від малопотужного й слабо

розвиненого поверхневого гумусо-акумулятивного горизонту до непорушеної ґрунтоутворенням породи.

Порушений (еродований) профіль мають ґрунти, що піддаються водній, вітровій або технічній (сповзання ґрунту за схилом після обробітку) ерозії. У цьому випадку знищена верхня частина ґрунтового профілю: за слабкої ерозії – частина горизонту Н, за середньої - весь горизонт Н і частина горизонту Н_р, за сильної - горизонти Н і Н_р.

Складанням називається зовнішнє виявлення щільності й пористості ґрунту.

За будовою розрізняють ґрунти: тонкопористі (переважають пори діаметром менше 1 мм); пористі (1 – 3 мм); губчаті (3 – 5 мм); ніздрюваті (5 – 10 мм); коміркуваті (більше 10 мм); трубчасті (червороїни); тонкошаруваті (шпарини завширшки менше 3 мм); шпаруваті (3 – 5 мм); щілюваті (шпарини завширшки більше 10 мм).

За щільністю ґрунти поділяються на пухкі (ніж заглиблюється в масу ґрунту без зусиль, яма копається легко); ущільнені (ніж входить на всю довжину леза (15 – 20 см) з помітним зусиллям); щільні (у ґрунт лезо ножа входить тільки на 5 – 6 см); дуже щільні, або злиті (копати яму лопатою майже неможливо, доводиться використовувати лом; лезо ножа заглиблюється в масу ґрунту на 1 – 2 см); розсипчасті (при скиданні з лопати маса ґрунту легко розпадається на структурні елементи; така будова характерна для піщаних і супіщаних ґрунтів).

Залежно від площі пор на стінках розрізу, будова горизонтів може бути зливою (пори візуально не визначаються); пористою (площа пор займає менше половини площі зрізу); дуже пористою (площа пор займає більше половини площі зрізу).

Глибина горизонту вимірюється в сантиметрах від верхньої до нижньої його межі. Глибина окремих горизонтів свідчить про напрямок, інтенсивність ґрунтових процесів і агрономічну цінність ґрунту. Отже, глибокий гумусовий горизонт вказує на інтенсивну акумуляцію гумусу та

поживних речовин, наявність глибокого і добре вираженого ілювіального горизонту говорить про інтенсивні процеси вимивання і низьку родючість ґрунтів.

Загальна глибина профілю ґрунту вимірюється від поверхні до материнської породи і залежить від напрямку ґрунтоутворного процесу і стадії розвитку ґрунту.

Глибина кореневмісного шару – найважливіший ґрунтово-агрономічний критерій, що характеризує придатність ґрунтів для вирощування сільськогосподарських культур. У землеробській практиці ґрунт здавна оцінювали за глибиною шару, що піддається освоєнню коріннями культур. Потужність гумусованої частини профілю – найбільш об'єктивний показник здатності коріння використовувати максимальний об'єм ґрунту для забезпечення надземної частини рослин водою й елементами живлення. Чим більше можливостей кореневої системи для росту в глибину, тим вище адаптивний потенціал рослини, його здатність вистояти навіть в умовах жорсткої посухи. Адже в глибині ґрунту завжди є деякий запас доступної вологи.

Також важливий глибокий кореневмісний шар і в зоні достатнього зволоження. Адже тут, як відомо, домінують ґрунти підзолистого типу, у яких на невеликій глибині (не глибше 20-25 см) розташовується ілювіальний горизонт – кислий, щільний, практично недоступний для проникнення коріння. Саме тому за обробітку завжди прагнули до створення глибокого кореневмісного шару зі сприятливими властивостями. Звичайно, на цьому тлі значно сприятливіші чорноземні ґрунти, де обмежень для росту коріння у глибину, за винятком плужної підшви, практично немає.

Класи придатності ґрунтів за глибиною кореневмісного шару, а також деякими іншими ґрунтово-кліматичними параметрами обрані на основі рекомендацій ФАО, які використовуються для визначення порівняльної продуктивності ґрунтів світу (табл.1.2.1).

Класи придатності ґрунтів для вирощування польових культур

| Порядковий номер критерію | Критерії | Одиниці виміру | Клас придатності земельної ділянки | Для вимогливих культур | Для маловимогливих культур |
|---------------------------|---|-------------------|------------------------------------|-------------------------------------|----------------------------------|
| 1 | 2 | 3 | 4 | 5 | 6 |
| 1 | Глибина кореневмісного шару | см | найкращий середній гірший | >65 65-35 <35 | >50 50-20 <20 |
| 2 | Рівноважна щільність будови кореневмісного шару (0-50 см) | г/см ³ | найкращий середній гірший | 1,0-1,2 1,2-1,4; <1,0 >1,4 | 1,1-1,3 1,3-1,5; <1,1 >1,5 |
| 3 | Середньо багаторічний уміст продуктивної вологи в шарі 0-20 см перед сівбою | мм | найкращий середній гірший | ≥ 40 40-30 <30 | ≥ 30 30-20 <20 |
| 4 | Так само у шарі 0-100 см під час формування генеративних органів | Так само | найкращий середній гірший | ≥ 160 160-100 <100 | ≥ 130 130-70 <70 |
| 5 | Температура приземного шару під час сівби й сходів культур | °С | найкращий середній гірший | 14-16 10-14 <10 | 8-10 5-8 <5 |
| 6 | Так само під час формування генеративних органів | °С | найкращий середній гірший | 22-24 18-22 <18 | 15-18 10-15 <10 |
| 7 | Сума активних температур для культур короткого вегетаційного періоду | °С | найкращий середній гірший | 2200-2600 1200-2200 <1200 | 1200-2000 900-1200 <900 |
| 8 | Так само для культур довгого вегетаційного періоду | °С | найкращий середній гірший | 2600-3200 2200-2600 <2200 | 1600-2000 1300-1600 <1300 |
| 9 | Число днів з вологістю оптимального кришення під час обробітку | дні | найкращий середній гірший | >20 20-5 <5 | |

1.3. .ГРАНУЛОМЕТРИЧНИЙ СКЛАД ТВЕРДОЇ ФАЗИ ҐРУНТІВ

Відносний вміст у ґрунті (чи породі) механічних елементів (елементарних ґрунтових часток) називається **гранулометричним (механічним) складом**.

В мінеральних ґрунтах понад 90% ЕґЧ представлено компонентами неорганічної природи. Решта ЕґЧ - це органічні та органо-мінеральні сполуки. Механічні елементи можуть перебувати у ґрунті чи в породі як у вільному стані (як у гравію, чи піску) так і в агрегатному, тобто з'єднаними (склеєними) між собою в структурні окремість - грудочки, зерна і т.п. Агрегати ґрунту можуть бути різної форми, розмірів, міцності. Крупні агрегати при механічному зусиллі можуть розпадатися на механічні елементи, а мікро- агрегати (< 0,25 мм) досить міцні, оскільки механічні елементи в них склеєні колоїдами в стані гелю.

Властивості механічних елементів дуже залежать від їх розміру. Близькі за розміром частинки ґрунту об'єднують у фракцію. Таке групування називається **класифікацією механічних елементів**. Це групування здійснюється не випадково, а на основі відмінностей у водно-фізичних, хіміко-мінералогічних та інших властивостях механічних елементів.

Номенклатура та поділ механічних елементів на гранулометричні фракції були розроблені О.Н.Сабаніним та В.Р.Вільямсом і уточнені Н.А.Качинським (1965). Класифікація механічних елементів наведена в табл. 4.

М.М.Сибірцевим були запроваджені визначення, які широко використовуються і нині: всі частки розміром понад 1 мм називають **скелетом ґрунту**, а до 1 мм - **дрібноземом**. Останній, у свою чергу, поділяють на **фізичний пісок** і **фізичну глину**. До фізичного піску відносять суму всіх часток розміром 1-0,01 мм, а часточки менше 0,01 мм - до фізичної глини.

Таблиця 4.

Класифікація механічних елементів (за Н.А.Качинським)

| Фракції механічних елементів | Розмір часток, мм |
|------------------------------|-------------------|
| Камені | >3 |
| Гравій | 3-1 |
| Пісок: | |
| грубий | 1-0,5 |
| середній | 0,5-0,25 |
| дрібний | 0,25-0,05 |
| Пил: | |
| грубий | 0,05-0,01 |
| середній | 0,01-0,005 |
| дрібний | 0,005-0,001 |
| Мул: | |
| глинистий (грубий) | 0,001-0,0005 |
| колоїдний (тонкий) | 0,0005-0,0001 |
| Колоїди | <0,0001 |

Окремі фракції механічних елементів по-різному впливають на властивості ґрунту. Це пояснюється їх неоднаковим мінералогічним і хімічним складом та різними водно-фізичними й фізико-хімічними властивостями.

Каміння (>3 мм) складається переважно з уламків гірських порід, грубих зерен первинних мінералів. Наявність значної кількості таких часток у ґрунтах сільськогосподарського використання погіршує його агрономічні властивості. Присутність каміння в ґрунтах ускладнює їх обробіток, використання сільськогосподарських машин і знарядь, заважає появі сходів, розвитку та росту рослин тощо.

На слабокам'янистих ґрунтах прискорюється зношення робочої поверхні знарядь обробітку. Середньо- і дуже кам'яністі ґрунти, що утворилися на моренах і в гірських районах настільки кам'яністі, що потребують спеціальних меліоративних заходів.

Гравій (3-1 мм) складається переважно з уламків первинних мінералів. Наявність гравію в ґрунтах не перешкоджає обробітку, але якщо його вміст

високий, то це надає їм несприятливих властивостей - провальної водопро-
никності, відсутності піднімальної здатності та дуже низької
вологоємності. На суцільному гравію ріст більшості
сільськогосподарських культур неможливий через низьку ($< 3\%$)
вологоємність.

Піщана фракція (1- 0,05 мм) складена з уламків первинних мінералів, і
перш за все кварцу, рідше польових шпатів. Для цієї фракції характерна
висока водопроникність, вона не набрякає, не пластична, не наділена
вбирною здатністю та ефектом коагуляції. На відміну від гравію піщана
фракція має вищу вологоємність, наділена малою висотою та великою
швидкістю капілярного підняття води. Тому природні піски, особливо
дрібнозернисті з вологоємністю понад 10%, придатні для вирощування
сільськогосподарських культур.

Фракція грубого пилу (0,05- 0,01 мм) за мінералогічним складом мало
відрізняється від піщаної (складається переважно з кварцу), тому їй прита-
манні деякі властивості пісків. Вона слабо набрякає, не пластична, має
невисоку вологоємність, але порівняно високу рухомість капілярної води.
Ґрунти збагачені фракцією грубого пилу легко розпиляються, схильні до
запливання, ущільнення, мають низьку водопроникність.

Фракція середнього пилу (0,01- 0,005 мм) містить підвищену кількість
слюди, яка надає їй високої пластичності та зв'язності. Вона добре утримує
вологу, але має невелику водопроникність, не здатна до колоїдних
явищ(коагуляції та пептизації), не бере участі в утворенні структури
ґрунту, не входить до складу вбирного комплексу. Ґрунти, збагачені на
фракцію середнього пилу, схильні до запливання, ущільнення, утворення
кірки та плуж- ної підшви. Їх водопроникність нерідко буває
незадовільною. Структура таких ґрунтів недостатньо водотривка. Вона
легко розпорошується при обробітку.

Фракція дрібного пилу (0,005 - 0,001 мм) складається з вторинних і
найтонших уламків первинних мінералів. Характеризується відносно

високою дисперсністю, тому володіє рядом властивостей, які проявляються у більш грубих фракціях. У ній чітко виявляється здатність до коагуляції та структуроутворення. Фракція наділена вбирною здатністю і містить підвищену кількість гумусових речовин. Проте, при значному вмісті в ґрунтах у вільному стані, надає їм несприятливих агрономічних властивостей. Такі ґрунти мають низьку водопроникність, високе але повільне капілярне підняття, значний вміст недоступної вологи, високу здатність до набрякання у вологому стані та до зсідання, ущільнення і тріщинуватості у сухому. Містить хімічно зв'язану воду.

Фракція мулу (<0,001 мм) складена переважно з високодисперсних вторинних мінералів, а з первинних у ній зустрічаються кварц, ортоклаз, мусковіт. Характеризується високою вбирною здатністю, містить багато органічних речовин та елементів зольного і азотного живлення рослин; володіє здатністю до агрегації; характеризується низькою водопроникністю та слабкою водовіддачею; має велику здатність до набрякання і дуже виражену схильність до коагуляції. Колоїдній частині даної фракції належить особливо важлива роль у структуроутворенні. В коагульованому стані вона забезпечує ґрунтам добру структурність, водопроникність, аерацію, малу здатність до прилипання, а у диспергованому - несприятливі фізичні, фізико-механічні та водні властивості.

В основу класифікації ґрунтів за гранулометричним складом покладено співвідношення різних фракцій. Найпоширенішою при ґрунтово-географічних і ґрунтово-агрономічних дослідженнях є класифікація ґрунтів за механічним складом, яку розробив Н.А.Качинський (табл. 5). Вона побудована на співвідношенні фракцій фізичної глини (сума часток <0,01 мм) і фізичного піску (сума часток від 1 до 0,01 мм), тому отримала назву **двочленної**. В даній класифікації група ґрунту за механічним складом встановлюється за вмістом фізичної глини.

**Класифікація ґрунтів за механічним складом
(Н.А.Качинський, 1965)**

| Група ґрунту за механічним складом | Вміст фізичної глини (частки <0,01 мм), % | | |
|------------------------------------|---|---------------------------------------|--------------------------------------|
| | Ґрунти підзолистого типу ґрунтоутворення | Ґрунти степового типу ґрунтоутворення | Солонці та сильно солонцюваті ґрунти |
| Пісок пухкий | 0-5 | 0-5 | 0-5 |
| Пісок зв'язний | 5-10 | 5-10 | 5-10 |
| Супісок | 10-20 | 10-20 | 10-15 |
| Суглинок легкий | 20-30 | 20-30 | 15-20 |
| Суглинок середній | 30-40 | 30-45 | 20-30 |
| Суглинок важкий | 40-50 | 45-60 | 30-40 |
| Глина легка | 50-65 | 60-75 | 40-50 |
| Глина середня | 65-80 | 75-85 | 50-65 |
| Глина важка | >80 | >85 | >65 |

Додатково поділ ґрунтів на підгрупи проводиться за співвідношенням фракцій: гравію (3-1 мм), піску (1-0,05 мм), грубого пилу (0,05-0,01 мм), пилу (0,01-0,001 мм) і мулу (< 0,001 мм).

У назві ґрунту за механічним складом підкреслено його основну групу (пісок, супісок, суглинок, глина) і підгрупу за вмістом двох вищеназваних фракцій, при цьому на останнє місце ставиться назва переважаючої фракції.

Наприклад, темно-каштановий ґрунт містить фізичної глини - 62,1%; піску - 7,8; грубого пилу - 29,1; пилу - 28,4; мулу - 32,7%. За вмістом фізичної глини (62,1%) даний ґрунт належить до легких глин. Серед фракцій переважають частки грубого пилу (29,1%) і мулу (32,7%). Отже, повна назва ґрунту за механічним складом буде така: легкоглинистий грубопилувато- мулуватий.

Кам'янистість ґрунтів враховують і класифікують залежно від вмісту часток розміром > 3 мм (табл. 6).

Таблиця 6.

Класифікація ґрунтів за кам'янистістю (Н.А.Качинський, 1965)

| Частки 3 мм, % | Ступінь кам'янистості ґрунтів | Тип кам'янистості |
|----------------|-------------------------------|--|
| $<0,5$ | Некам'янистий | Встановлюється за характером скелетної частини |
| 0,5-5 | Слабокам'янистий | |
| 5-10 | Середньо-кам'янистий | ґрунти можуть бути валунні, рінякові, щебнисті |
| >10 | Сильно-кам'янистий | |

На існуючій до цього часу карті ґрунтів України, яку було складено в 1972 р. механічний склад ґрунтів позначено згідно із класифікацією та номенклатурою М.М.Годліна (табл. 7).

Ця класифікація відноситься до тричленної, бо в ній при визначенні механічного складу ґрунту враховують три фракції механічних елементів: мулисту (<0.001 мм), грубого пилу (0,05-0,01 мм) та піщану (1-0,25 мм).

За класифікацією М.М.Годліна виділяють наступні групи ґрунтів за механічним складом: піщані, супіщані, піщано-суглинкові, грубопилувато-суглинкові, пилувато-суглинкові та глинисті.

Для розподілу груп ґрунтів за механічним складом на підгрупи враховують додаткові показники:

- в піщаних ґрунтах вміст часток розміром $>0,25$ мм (піску) - $>50\%$;
- в пилувато-піщаних ґрунтах часток розміром $>0,25$ мм (піску) - $< 50\%$;
- в глинисто-піщаних ґрунтах часток розміром <0.001 мм (мулу) - від 2 до 5%;
- в грубопилувато-суглинкових ґрунтах часток розміром 0,05-0,01 мм (грубого пилу) - $> 50\%$;

Таблиця 7.

Класифікація ґрунтів за механічним складом (за М.М.Годліним, 1972)

| Група ґрунту | Підгрупа ґрунту | Частки >0,05 мм | | 0,05-0,01 мм | Частки <0,01 мм | |
|----------------------------|-------------------------------|-----------------|--------|--------------|-----------------|--------------|
| | | % всієї фракції | 1-0,25 | грубий піл | % всієї фракції | <0,001мм мул |
| Піщаний | Піщаний | > 90 | > 50 | < 6 | < 6 | < 2 |
| | Пилувато-піщаний | > 90 | < 50 | < 6 | < 6 | < 2 |
| | Глинисто-піщаний | > 75 | < 25 | < 15 | < 15 | 3 ± 1 |
| Супіщаний | Супіщаний | > 40 | > 20 | 30-45 | 10-20 | 7 ± 3 |
| | Піщано-супіщаний | > 45 | > 20 | 20-35 | 10-20 | 7 ± 3 |
| | Пилувато-супіщаний | > 25 | < 10 | 40-60 | 10-25 | 7 ± 3 |
| Піщано-суглинковий | Піщано-легко-суглинковий | > 30 | - | 10-30 | 25-40 | 15 ± 4 |
| | Піщано-середньо-суглинковий | > 20 | - | 20-40 | 35-50 | 25 ± 5 |
| | Піщано-важко-суглинковий | > 10 | - | 20-40 | 45-60 | 35 ± 4 |
| Грубо пилувато-суглинковий | Легко суглинковий | > 25 | - | 55-65 | 20-35 | 15 ± 4 |
| | Середньо-суглинковий | < 15 | - | 50-60 | 30-50 | 25 ± 5 |
| Пилувато-суглинковий | Пилувато-легко-суглинковий | < 20 | - | 40-50 | 30-45 | 14 ± 4 |
| | Пилувато-середньо-суглинковий | < 10 | - | 40-45 | 40-55 | 22 ± 3 |
| | Пилувато-важко-суглинковий | < 5 | - | 30-40 | 50-65 | 30 ± 4 |
| Глинистий | Глинистий | < 10 | - | < 35 | 60-80 | 40 ± 5 |
| | Важко-глинистий | < 10 | - | < 25 | 70-90 | > 45 |
| | Піщано-глинистий | > 10 | - | < 30 | 60-80 | 45 ± 5 |

- в пилувато-суглинкових ґрунтах переважають елементи пилу (0,05-0,001 мм), з них часток грубого пилу (0,05-0,01 мм) - <50%;
- в піщано-суглинкових ґрунтах часток розміром >0,05 мм (піску і піщаного пилу) - >10%;
- в піщано-глинистих ґрунтах часток розміром >0,05 мм - >10%.

Для визначення назви ґрунту за гранулометричним складом згідно класифікації М.М.Годліна починають вміщувати отримані дані вмісту часток розміром < 0,001 мм (мулу), потім часток розміром 0,05-0,01 мм (грубого пилу) і, в останню чергу, вміст піщаної фракції (1-0,05). Тобто спочатку визначають групу ґрунту за механічним складом, а потім підгрупу.

В основу поділу ґрунтів за механічним складом на легкі, середні та важкі покладено міру легкості чи важкості їх обробітку сільськогосподарськими знаряддями. До легких відносять - піщані й супіщані ґрунти, до середніх - легкі та середні суглинки, а до важких - важкі суглинки й глини.

Легкі ґрунти (піщані й супіщані) - легко піддаються обробітку; безструктурні; мають високу водопроникність; сприятливий повітряний і тепловий режими, але бідні на гумус, азот і зольні елементи; мають невелику ємність катіонного обміну; низьку вологоємність. Їм часто притаманна підвищена кислотність.

Важкі ґрунти (важкі суглинки та глини) - при обробітку чинять значний опір і потребують великих енергозатрат; вони мають високу вологоємність і низьку водовіддачу; характеризуються несприятливими тепловими властивостями (холодні ґрунти); у безструктурному стані запливають і утворюють кірку.

В агрономічному відношенні найкращими за гранулометричним складом є **середні ґрунти** (легко- і середньосуглинкові, особливо пилувато-суглинкові).

ЗАПИТАННЯ ДЛЯ САМОПЕРЕВІРКИ

1. Гранулометричний склад ґрунту.
2. Властивості та мінералогічний склад фракцій механічних елементів
3. Класифікація механічних елементів за Н.А. Качинським.
4. Двочленна та тричленна класифікації ґрунтів і порід за гранулометричним складом.
5. Поняття про важкі, середні та легкі ґрунти

1.4. АГРЕГАТНИЙ СКЛАД ҐРУНТІВ (СТРУКТУРА ҐРУНТУ)

Сучасний стан вчення про структуру ґрунтів базується на працях класиків ґрунтознавства П.А.Костичева, В.Р.Вільямса, К.К.Гедройца. Останній тривалий час працював в Україні. Крім того, теоретичні основи структуроутворення та агрономічне значення структури знайшли відображення в працях А.Г. Дояренка, Н.А.Качинського, М.І.Саввінова, П.В.Вершиніна, М.М. Годліна, І.Б. Ревута, Е.Рассела, В.В.Медведєва, А.Я.Демидієнка та ін.

Не слід змішувати поняття «структура» та «структурність» ґрунту.

Структурністю називається здатність ґрунту розпадатися на окремість різного розміру та форми. Структурою називаються ці самі окремість (грудки, зерня, горіхи, брили, призми та ін.), що складаються з механічних елементів, зцементованих між собою.

Структура - дуже істотна властивість ґрунтів, яка визначає ряд інших їх властивостей, дуже впливає на родючість ґрунту. Оскільки будь-яка структурна окремість (агрегат) складається із скріплених (зцементованих) між собою механічних елементів, то структура (як властивість) спостерігається лише в суглинкових та глинистих ґрунтах. В піщаних та супіщаних ґрунтах механічні елементи звичайно перебувають у розділеночастковому стані.

У ґрунтознавстві прийнято розрізняти та виділяти два поняття щодо структури ґрунту:

- ґрунтово-генетична (морфологічна) структура;
- агрономічно цінна структура

Ґрунтово-генетична (морфологічна) структура

Розглядаючи структуру, як морфологічну ознаку ґрунту, перш за все беруть до уваги форму, розмір та якісний стан агрегатів в окремих типах ґрунтів, а також в різних генетичних горизонтах одного і того ж ґрунту, де вони є неоднаковими.

За класифікацією С.О. Захарова (1931), виділяють такі типи та роди структури ґрунту:

1. **Округло-кубовидна** структура при більш-менш рівномірному розвитку агрегатів за трьома осями простору. Характерна для гумусових, орних та верхньої частини ілювіальних горизонтів. У межах цього типу виділяють 7 родів структури:

брилиста – неправильна форма з нерівною поверхнею агрегатів, характерна для оглеєних, злитих та виораних горизонтів;

грудкувата – округла форма з шорсткою поверхнею без виражених ребер та граней, характерна для гумусових горизонтів;

пилувата – найдрібніші агрегати, форму яких важко визначити неозброєним оком, характерна для виораних та елювіальних горизонтів;

горіхувата – більш-менш правильні агрегати з гострими ребрами, які нагадують букові горішки, характерна для верхніх ілювіальних горизонтів;

зерниста – більш-менш правильна форма з вираженими гранями і ребрами, які нагадують гречану крупу, характерна для гумусових горизонтів лучно-степових та степових ґрунтів;

конкреційна – суцільне накопичення округлих конкрецій;

ікряна – дрібні, різної форми, але добре оформлені агрегати зливаються у суцільну масу.

2. **Призмovidна** структура за вираженого розвитку агрегатів по вертикальній осі, характерна для ілювіальних горизонтів та суглинкових ґрунтотворних порід. Виділяють три роди цієї структури:

стовпчаста – правильної форми окремоті з добре вираженими вертикальними гранями, округлої форми та нерівною основою, характерна для солонцевих та злитих горизонтів;

призмovidна – окремоті слабо оформлені, з нерівними шкаралупчастими гранями, гострими вершинами, заокругленими ребрами,

характерна для нижньої частини ілювіальних горизонтів та ґрунтоутворних порід суглинкового гранулометричного складу;

призматична – грані і ребра призм чітко виражені, характерна для ілювіальних горизонтів ґрунтів.

3. **Плитовидна** структура при розвитку агрегатів переважно горизонтальними осями простору, характерна для елювіальних горизонтів ґрунтів. Виділяють два роди цієї структури:

плитчаста – з більш-менш розвинутими плоскими горизонтальними поверхнями спайності;

лускувата – з невеликими, дещо увігнутими поверхнями спайності.

Залежно від розміру структурних окремоостей виділяють такі групи структури (за П.В.Вершиніним):

- брилиста - понад 10 мм;
- макроструктура 10-0,25 мм;
- груба мікроструктура 0,25-0,01 мм;
- тонка мікроструктура - менш 0,01 мм;

Стосовно факторів утворення структури О.Н.Соколовський висловлювався чітко: «де немає двох моментів - ґрунтових колоїдів і кальцію - там не має і скільки-небудь оформлених агрегатів. Факторами структури є насамперед колоїди ґрунту. Проте колоїдна частина може склеювати частинки ґрунту лише в тому випадку, якщо вони в достатній мірі насичені кальцієм».

Механічні елементи, злипаючись один з одним або цементуючись мінеральними та органічними колоїдами, утворюють мікроагрегати. Мікроагрегати формуються також і в результаті взаємного осадження ґрунтових колоїдів, при їх коагуляції під впливом електролітів. Мікроагрегати з'єднуються між собою, дають макроагрегати. Утворення агрегатів відбувається не тільки під час ґрунтоутворення, а вже з моменту формування материнських порід. Проте тільки процес ґрунтоутворення здатний породити те, що називається структурою ґрунту.

Агрономічно цінна структура ґрунту

В утворенні агрономічно цінної структури можна виділити два основних процеси: розчленування ґрунту на агрегати (зерніння ґрунту) та виникнення водотривкості агрегатів.

О.Н.Соколовський писав про це так: «Маса ґрунту під впливом змінного зволоження і висихання, то, набрякаючи, збільшується в об'ємі, то навпаки, зсихаючись, розтріскується, розсипається на окремі грудочки. Кількість і ширина тріщин залежить від того, чим насичена маса ґрунту. При насиченні його натрієм утворюється суцільна маса, яка лише при сильному внутрішньому напруженні розбивається на широкі, з невеликою кількістю тріщин, крупні багатогранні окремоті - полігони. Навпаки, ґрунт і материнська порода, насичені кальцієм, при тих же умовах розпадаються волосиноподібними тріщинками на величезну кількість діляночок - невеликих грудочок. Це можна спостерігати на полях з раннім паром на чорноземі, де утворені під час пізньої оранки брили через 2-3 години вже легко кришаться, розпадаючись на структурні грудочки».

Розчленування ґрунту на агрегати відбувається і внаслідок розвитку кореневої системи рослин, діяльності ґрунтових тварин, під впливом періодичного зволоження та висушування, а також обробітку.

Корені рослин густою сіткою пронизують ґрунт у всіх напрямках, розділяють його на грудочки, ущільнюють, скріплюють собою механічні елементи. Ідеальна структура характерна для цілинних ґрунтів, особливо під степовою рослинністю, де вміст макроагрегатів досягає 93%, за умови вмісту структурних окремотей розміром від 5 до 1 мм, які є найбільш агрономічно цінними, в кількості не менше 60 % (дані П.В.Вершиніна).

Дуже цінними є копроліти дощових черв'яків. Вони мають високу пористість, водотривкі, містять більше елементів живлення і мають більш сприятливу реакцію порівняно із масою навколо цього ґрунту.

Ґрунт може розпадатися на агрегати і в результаті промивання та відтаювання. Вода при замерзанні, збільшуючись в об'ємі тисне на стінки пор, зближує і ущільнює ґрунтові частки. Ще краще відбувається оструктурювання при проморожуванні ґрунту з вологістю 60-90% від повної вологоємності. Але структура, що при цьому утворюється, не має водотривкості. Проморожування надмірно вологих ґрунтів руйнує структуру, а сухих - не покращує її.

Вплив механічного обробітку (оранки, культивації, боронування) може бути як позитивним, так і негативним. Умови зволоження повинні бути оптимальними. Обробіток ґрунту слід проводити лише в умовах його фізичної стиглості.

Агрономічну цінність структури визначають за наступними показниками агрегатів ґрунту:

- розмір та форма;
- водотривкість та механічна міцність;
- пористість

М.І. Саввінов запропонував класифікацію агрономічно цінних агрегатів (табл. 8), яка в теперішній час є загальноприйнятою в Україні.

Таблиця 8.

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

| Рід окремостей | Вид окремостей | Розмір (діаметр), мм |
|--|--------------------------|-----------------------------|
| Брилиста частина ґрунту (окремості понад 10 мм у діаметрі) | Брили: грубі | >100 |
| | середні | 100-30 |
| | дрібні | 30-10 |
| Грудочкувата частина ґрунту (окремості розміром 10-0,25 мм у діаметрі) | Грудочки: грубі | 10-3,0 |
| | середні | 3,0-1,0 |
| | дрібні | 1,0-0,5 |
| | зернисті елементи | 0,5-0,25 |
| Пилувата частина ґрунту (окремості менше 0,25 мм у діаметрі) | Мікроструктурні елементи | 0,25-0,01 |
| | Пилувато-глинисті частки | <0,01 |

Оцінку структурного стану ґрунту за вмістом повітряносухих агрономічно цінних агрегатів здійснюють за шкалою С.І. Долгова та П.У. Бахтіна (табл. 9).

Таблиця 9.

Оцінка структурного стану ґрунту

| Вміст агрегатів 0,25-10 мм, % від маси повітряно-сухого ґрунту | Структурний стан |
|---|-------------------------|
| >80 | Відмінний |
| 80-60 | Добрий |
| 60-40 | Задовільний |
| 40-20 | Незадовільний |
| <20 | Поганий |

В агрономічному відношенні найбільше значення має грудкувата та зерниста макроструктура поверхневого (орного) шару ґрунту. Оптимальний розмір її знаходиться в межах від 1 до 5 мм. Слід зауважити, що в надмірно вологих ґрунтах оптимальним розміром окремоостей є 5-10 мм, а в ґрунтах посушливих районів - 2 мм. У першому випадку крупна макроструктура забезпечує кращий водно-повітряний режим, а в другому - дрібні макро- агрегати (близько 2 мм), що при достатній аерації ґрунту добре зберігають вологу і, одночасно, є стійкими проти ерозії (розмиву), захищають ґрунт і від дефляції (вітрової ерозії).

Слід зазначити, що не тільки макро-, а й мікроагрегати, особливо розміром від 0,25 до 0,05 мм, мають позитивний вплив на родючість ґрунту. Але якщо в ґрунті є тільки вони, а немає агрегатів макроструктури, то це не забезпечить сприятливих властивостей ґрунту, а навпаки - погіршить їх.

Оцінку структурного стану ґрунту за вмістом водотривких агрегатів здійснюють за шкалою (табл. 10).

Оцінка структурного стану ґрунтів за вмістом водотривких агрегатів

| Сума водотривких агрегатів розміром понад 0,25 мм, % від маси повітряносухого ґрунту | Водотривкість агрегатів |
|---|--------------------------------|
| <10 | Відсутня |
| 10-20 | Незадовільна |
| 20-30 | Недостатньо задовільна |
| 30-40 | Задовільна |
| 40-60 | Добра |
| 60-75 | Відмінна |
| >75 | Надмірно висока |

Найбільш водотривка агрономічно цінна структура формується за участю гумусових речовин типу гумінових кислот, глинистих мінералів групи монтморилоніту та гідролюд.

Гумінові кислоти з 2- і 3-валентними катіонами дають нерозчинні гумати, які і служать міцним цементом при утворенні агрономічно цінної структури.

Таким чином в формуванні водотривкої макроструктури головну роль відіграють такі процеси:

- фізико-механічні;
- фізико-хімічні;
- хімічні;
- біологічні.

Фізико-механічні фактори обумовлюють процес подрібнення маси ґрунту при поперемінному висушуванні та зволоженні, замерзанні та відтаненні ґрунту, тиску коренів рослин, діяльності тварин та знарядь обробітку.

Фізико-хімічні фактори - це коагуляція та цементуюча дія колоїдів ґрунту. Щоб окремі частинки не розпливались при дії води, колоїди повинні бути скоагульовані незворотно. Коагуляторами в ґрунті найчастіше служать катіони Ca^{2+} , Mg^{2+} , Fe^{3+} , Al^{3+} . Слід зазначити, що при дії на колоїди одновалентних катіонів, особливо Na^+ , незворотної коагуляції не відбувається і водотривка структура не утворюється. Навпаки, катіон Na^+ , як видно з генезису солонців, активізує руйнування структури.

Органічні колоїди, зокрема гумат кальцію, найбільш міцно скріплює мікроагрегати і механічні елементи ґрунту в водотривку макроструктуру. Самі лише мінеральні колоїди, без гумусових речовин не здатні створити водотривкої структури. Певна роль у склеюванні та цементації грудочок ґрунту належить і чисто **хімічним факторам**. До них слід віднести утворення різноманітних важкорозчинних хімічних сполук: вуглекислого кальцію, гідроксиду заліза, силікатів магнію та ін., які вбираючись агрегатами ґрунту, цементують їх, а також агрегатують окремі механічні елементи.

Основна роль в утворенні структури належать біологічним факторам, тобто рослинності та організмам, що мешкають у ґрунті. Рослини механічно розділяють і ущільнюють ґрунт, беруть головну участь в утворенні гумусу.

Багаторічна трав'яниста рослинність проявляє найбільш сильну оструктурюючу дію. Вона має дуже розгалужену кореневу систему, яка після відмирання та розкладу утворює велику кількість зв'язаного з кальцієм гумусу. Саме тому лучні, лучно-чорноземні та чорноземні ґрунти добре оструктурені. Діяльність червів та утворення копролітів теж належить до біологічного фактора. Не слід забувати і про продукти життєдіяльності та автолізу мікроорганізмів, які теж є цементуючими речовинами.

Сукупна дія факторів утворення структури нерозривно пов'язана з природними умовами ґрунтоутворення.

М.І.Саввінов дослідив водотривкість макроструктури верхнього горизонту цілинних ґрунтів різних зон. Найвищою вона виявилась в ґрунтах чорноземної зони, де всі фактори утворення структури перебувають в оптимумі. На північ і на південь від цієї зони водотривкість структури зменшується. Це пов'язано з погіршенням умов для розвитку трав'янистої рослинності, зменшенням вмісту гумусу, наявністю катіонів Na^+ та H^+ за рахунок зменшення Ca^{2+} у складі вбирного комплексу ґрунту та рядом інших причин.

За структурним станом ґрунти можна поділити на три групи, які різко відрізняються між собою за водно-фізичними властивостями:

- безструктурні;
- слабоструктурні;
- структурні.

До безструктурних належать піщані та супіщані ґрунти, які у своєму складі мають менше 10% мулистих часток, їх ґрунтовий вбирний комплекс ненасичений основами, а вміст гумусу не перевищує 1%. За таких умов елементарні ґрунтові частки майже не утворюють агрегатів, тому ці ґрунти характеризуються високою водопроникністю, низькою вологоємністю, мають підвищену щільність і недостатньо забезпечені елементами живлення для рослин.

До слабоструктурних належать піщано- та грубопилуваті легко- і середньосуглинкові ґрунти, які містять понад 50% піщаних і грубопилуватих часток. Вміст мулу в них становить 10-20%, а гумусу – 1-3%. У таких ґрунтах водотривких агрегатів до 50%, тому вони мають недостатню пористість і вологоємність, у більшості незадовільну водопроникність, здатні до запливання, ущільнення і утворення ґрунтової кірки.

До структурних належать пилувато-середньосуглинкові, важкосуглинкові і глинисті ґрунти, в яких мулу понад 20%, піщаних та грубопилуватих часток до 50%, їх ґрунтовий вбирний комплекс насичений

основами, а вміст гумусу становить понад 3%. У таких ґрунтах водотривких агрегатів понад 50%. Вони мають достатню пористість, добру вологоємність і високу водопроникність, добре забезпечені елементами живлення рослин.

Структурний ґрунт, порівняно із безструктурним, має пухке складення, меншу щільність та більшу пористість. Якісний склад пор теж інший. В безструктурному ґрунті пори дрібні - капілярні. В структурному ґрунті поряд з капілярними є й крупні пори, як між агрегатами, так і всередині їх, які заповнені повітрям.

Структурний ґрунт менше випаровує (і втрачає) вологи, ніж безструктурний. Великий вплив має структура на повітряємність ґрунту, його проникність до повітря.

В безструктурному ґрунті при достатньому вмісті вологи корені рослин та аеробна мікрофлора страждають від нестачі вільного кисню, а за достатнього вмісту повітря - навпаки, від нестачі вологи.

Волога атмосферних опадів повільно вбирається безструктурним ґрунтом. Весною, під час танення снігу і при сильних зливах велика кількість води на схилах стікає по поверхні ґрунту, втрачається і викликає ерозію.

В структурному ґрунті немає антагонізму між водою і повітрям. При достатній кількості доступної для рослин вологи в структурному ґрунті міститься і оптимальна кількість повітря.

Структурні ґрунти більш стійкі до водної та вітрової ерозії. Пухке (структурне) складення ґрунту сприяє кращому проростанню насіння, поширенню коренів рослин у ґрунті. Безструктурний ґрунт після зволоження запливає, при підсиханні ущільнюється, утворює кірку, в якій утруднюється проростання насіння. Діапазон оптимальної вологості ґрунту для його обробітку є більш широким у структурному ґрунті порівняно з безструктурним.

Зазначені особливості якраз і обумовлюють більш високу родючість структурних ґрунтів. Не слід забувати і про те, що структурний ґрунт вимагає менших енергетичних затрат на обробіток.

Дуже важливим фактором агрономічної цінності структури є її пористість, тобто відсоток порожнин від об'єму структурного агрегату. В чорноземах високої родючості пористість агрегатів досягає 50% від їх об'єму. Це забезпечує сприятливі водно-повітряні властивості цих ґрунтів. Чим нижча пористість агрегатів, тим менше міститься в ґрунті продуктивної вологи і повітря, тим гірші умови для росту і розвитку рослин.

Знеструктурення

Схильність ґрунту до втрати агрономічно корисної структури можна оцінити за допомогою 2-х критеріїв – кількості пилюватих мікроагрегатів, які утворюються під час структурного аналізу і за фактором дисперсності. Останній за Качинським розраховується як співвідношення фракцій <0,001 мм, здобутих при мікроагрегатному і гранулометричному аналізах. Якщо фактор дисперсності перевищує 8-10, звичайно стверджують про природно або штучно зменшені можливості до утворення агрономічно корисної структури. Приблизно на 20% ріллі країни через різні причини утворення структури гальмується, а приблизно на половині площі за обробітку ґрунту у пересушеному стані (в процесі аналізу імітується подібний вплив на ґрунт) може утворитись більше 10% пилу. За Д.І. Буровим (1954), цієї кількості пилу достатньо, щоб суттєво понизити агрономічно важливі властивості кореневмісного шару ґрунту.

Підкреслимо, що схильними до знеструктурення у найбільшій мірі є найкращі, за Н.А. Качинським, чорноземи типові середньосуглинкового гранскладу Лісостепу.

Структурно-агрегатний склад ґрунтів в умовах довготривалої оранки зазнає значних змін: зменшується кількість агрономічно корисної фракції, її водостійкість, механічна міцність, збільшується брилистість. Вміст агрономічно корисної фракції (10,0-0,25 мм) визначає якість

кришіння ґрунту під час обробітку. Із 30 млн. га орних земель України біля 70 % (21,3 млн. га) вміщують 60 % та вище агрономічно-корисних агрегатів (розміром 10,0-0,25 мм) - це чорноземи типові південної частини Лісостепу і чорноземи звичайні північного Степу важкосуглинкового гранскладу. У той же час чорноземи типові, опідзолені й темно-сірі ґрунти легкосуглинкового гранскладу в північній і північно-західній частинах Лісостепу(у перехідній зоні до Полісся) після обробітку мають набагато гірші показники кришіння в агрономічному розумінні (40-50 %).

Імовірність утворення брил (макроагрегатів розміром більше 10 мм) під час обробітку на орних ґрунтах України є досить високою і сягає 12 %, або близько 3,5 млн. га.

Найбільшою схильністю до утворення брил характеризуються солонцюваті ґрунти важкого гранскладу, основний обробіток яких здійснюється переважно в пересушеному стані, осолоділі і солонцюваті ґрунти Середнього Придніпров'я, еродовані ґрунти Правобережного Лісостепу, оглеєні ґрунти Передкарпаття і Закарпаття, ґрунти розташовані у зоні південного і Сухого Степу.

Якщо використати як припустимий параметр утворення брил за основного обробітку у 30 %, то ґрунти майже на 12 % площі ріллі країни мають високу схильність, яку не можна припускати. За передпосівного обробітку — це 82,8 %.

Значна присутність брил в орному і, особливо, посівному шарі - ознака деградованості давньоорних ґрунтів, наслідок гальмування процесів агрегації, головним чином, через втрату гумусу і декальціювання.

У цілому, оптимальні умови для обробітку й одержання найкращої якості ріллі відзначаються у відносно невеликому (2,56 млн. га) просторі Центрального й Лівобережного Лісостепу, де поширені чорноземи типові й опідзолені легко- та середньосуглинкового складу, помірно гумусовані, з високим потенціалом і фактичним рівнем агрегації.

Помірно виражені міцнісні показники й досить тривалий період з вологістю фізичної спілості дозволяють обробляти їх у період найкращого кришіння з мінімальними витратами енергії. Більше того, тут є всі можливості мінімізувати обробіток і навіть повністю відмовитися від нього, тобто, тим самим мінімізувати механічне навантаження на ґрунт і захистити його від фізичної деградації. У цьому випадку небезпека переущільнення, розпилення й утворення брил усувається. Крім того, тут практично не діють чинники, що ускладнюють обробіток (щепенуватість, солонцюватість і оглеєність)

Однак, поряд з високою оцінкою ріллі, доводиться констатувати, що в Україні цілком достатньо інших менш цінних територій. Навіть у Поліссі, де домінують ґрунти легкого гранулометричного складу, обробіток яких не створює будь-яких істотних труднощів, ґрунтово-технологічні умови, проте, оцінено як важкі й дуже важкі. Причина - у надзвичайно високій рівноважній щільності будови, дуже низькому потенціалі й фактичному рівні агрегації, існуванні небезпеки розпилення і досить частій присутності в поверхневому шарі оглеєності.

Також строкаті ґрунтово-технологічні умови в Степу, причому їхня складність чітко зростає до півдня і сходу. У цілому можливості для ощадливого і якісного обробітку ґрунтів у цій зоні незрівнянно гірші, ніж у Лісостепу.

Оцінка якості структури за результатами визначення гранулометричного та мікроагрегатного складу ґрунту

За даними гранулометричного аналізу дають оцінку *потенціальної здатності ґрунтів до агрегації*. З цією метою О.Ф. Вадюніна пропонує розраховувати гранулометричний показник структурності. При цьому *механічні елементи поділяють на активні та пасивні. Активні (частки мулу і дрібного пилу) – мають здатність до цементації і беруть участь у процесах коагуляції. Пасивні (частки середнього і грубого пилу) – беруть участь у структуроутворенні як пасивний матеріал.*

У гумусних ґрунтах активну участь у коагуляції беруть частки мулу і більша частина дрібного пилу. В малогумусних ґрунтах до активних часток відноситься лише мул. Розрахунки виконують за такими формулами:

$$\text{для гумусних ґрунтів (> 4\% гумусу)} \quad K_C = \frac{M + \Pi_M}{\Pi_C + \Pi_G} \cdot 100$$

$$\text{для малогумусних ґрунтів (< 4\% гумусу)} \quad K_C = \frac{M}{\Pi_C + \Pi_G + \Pi_M} \cdot 100$$

де K_C – гранулометричний показник структурності, %; M – вміст мулу, %; Π_M , Π_C , Π_G – вміст дрібного, середнього і грубого пилу, %; 100 – для перерахунку в проценти.

Чим вищий гранулометричний показник структурності, тим більшу потенційну здатність до оструктурення має ґрунт.

Співвідношення результатів мікроагрегатного і гранулометричного складу дозволяє судити про потенціальну здатність ґрунтів до агрегації та водотривкість агрегатів.

Фактор дисперсності за Н.А.Качинським *характеризує ступінь руйнування мікроагрегатів у воді і являє собою процентне відношення мулу “мікроагрегатного”, до мулу “гранулометричного”*. Розраховують його за формулою:

$$K_D = \frac{M_M}{M_G} \cdot 100$$

де K_D – фактор дисперсності, %; M_M – вміст мулу при мікроагрегатному аналізі, %; M_G – вміст мулу при гранулометричному аналізі, %; 100 – для перерахунку в проценти.

Якщо K_D менше 10% - ґрунт слабодиспергований; 10-20% - середньо- і понад 20% - сильнодиспергований. Отже, чим вищий K_D , тим вищий ступінь руйнування мікроагрегатів.

Фактор дисперсності чорноземів не перевищує 10%, каштанових ґрунтів - 10-20%, у солонців він може підвищуватись до 60-80%.

Фактор структурності за Фогелером *характеризує водотривкість агрегатів*. Розраховується за формулою:

$$K_C = \frac{(M_G - M_M) \cdot 100}{M_G}$$

де K_C – фактор структурності, %; M_G – вміст мулу при гранулометричному аналізі, %; M_M – вміст мулу при мікроагрегатному аналізі, %; 100 – для перерахунку в проценти.

Якщо K_C понад 90% – ґрунт добре агрегований, 80-90% - середньо і менше 80% - слабоагрегований.

Ступінь агрегованості за Бейвером і Роадесом розраховують за формулою:

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

де K_a – ступінь агрегатності, %; a – кількість мікроагрегатів розміром понад 0,05 мм при мікроагрегатному аналізі, %; b – кількість механічних елементів розміром понад 0,05 мм при гранулометричному аналізі, %; 100 – для перерахунку в проценти.

Підвищення ступеня агрегатності вказує на поліпшення водотривкості структури ґрунту.

Заходи по створенню та збереженню агрономічно цінної структури

Структура ґрунту динамічна. Вона руйнується і відновлюється під впливом певних факторів. Управління ними дозволяє підтримувати ґрунт в необхідному структурному стані. Серед причин втрати структури найбільш істотними є такі:

- механічне руйнування;
- фізико-хімічні явища;
- біологічні процеси.

Перша з цих причин - **механічне руйнування** викликається обробіткою ґрунту, рухом по його поверхні машин та знарядь, людей, тварин; ударами дощових крапель. Зменшити механічне руйнування структури можна

шляхом обробітку ґрунту в стані його фізичної спілості, а також мінімалізацією цього обробітку, впровадженням ґрунтозахисних сівозмін.

Заміна двовалентних катіонів у ГВК ґрунту на одновалентні (натрію, амонію, калію) викликає пептизацію колоїдів (переважно гуматів), які цементують механічні елементи та мікроагрегати, що зумовлює руйнування структурних окремоностей. В цьому полягають **фізико-хімічні причини** втрати структури. Прямий вплив на склад увібраних катіонів ґрунту шляхом його хімічної меліорації дає змогу частково відновити втрачену структуру.

Біологічні причини руйнування структури пов'язані з процесами мінералізації гумусу. Відновлення і збереження структури в умовах сільськогосподарського використання ґрунтів здійснюються агротехнічними заходами: посівом багаторічних трав, за допомогою штучних оструктурювачів, внесенням органічних та мінеральних добрив. Добрива збільшують не лише врожайність культур, а і їх кореневу масу, підсилюючи цим оструктурювальну роль рослинності.

Роль багаторічних трав в створенні агрономічно цінної структури на орних ґрунтах відома давно. Під багаторічними, травами (бобовими чи бобово-злаковими травосумішами) утворюються значно більше водотривких агрегатів, ніж під однорічними культурами.

Крім цього, для збереження структури ґрунту набагато ефективнішими та економічно обґрунтованішими є прості організаційні та агротехнічні заходи, такі як сидерація, внесення органічних добрив та кальцієвмісних меліорантів, а також впровадження органічного та біодинамічного агропромисництва на території землекористувань сільськогосподарського спрямування. Очевидно, що набагато дешевше було б взагалі не руйнувати структурних агрегатів, щоб потім не доводилося їх відновлювати такою дорогою ціною.

ЗАПИТАННЯ ДЛЯ САМОПЕРЕВІРКИ

1. Поняття про структуру та структурність ґрунту
2. Ґрунтово-генетична (морфологічна) структура
3. Оцінку структурного стану ґрунту за вмістом повітряносухих та водотривких агрономічно цінних агрегатів
4. Фактори, умови та механізми формування агрономічно цінної структури.
5. Оцінка якості структури за результатами визначення гранулометричного та мікроагрегатного складу ґрунту
6. Заходи по створенню та збереженню агрономічно цінної структури ґрунту.

1.5. ЗАГАЛЬНІ ФІЗИЧНІ ТА ФІЗИКО-МЕХАНІЧНІ ВЛАСТИВОСТІ ҐРУНТІВ

До загальних фізичних властивостей ґрунту належать:

- щільність твердої фази (ЩТФ);
- щільність ґрунту (ЩГ);
- пористість (загальна - ЗП, капілярна - КП, аерації - Паер.).

Щільність твердої фази ґрунту - відношення маси твердої фази до маси такого ж об'єму води при температурі +4°C. Простіше можна сказати, що ЩТФ - це маса одиниці об'єму (1 см³) самої лише твердої фази ґрунту. Величина ЩТФ мінеральних ґрунтів коливається від 2,4 до 2,8 г/см³. Вона залежить від мінералогічного складу ґрунту та вмісту в ньому органічних компонентів.

Наприклад, у піщаних та супіщаних ґрунтах Полісся України ЩТФ близька до щільності кварцу (2,65), у чорноземах вона коливається в межах 2,52-2,62 г/см³. В мало гумусованих горизонтах субтропічних ґрунтів, збагачених мінералами оксидів заліза та алюмінію, показник ЩТФ сягає 2,7-2,8 г/см³. Торф має ЩТФ в межах 1,4-1,8 г/см³. Чорнозем з вмістом гумусу 10% має ЩТФ близько 2,4, а сірий лісовий ґрунт з вмістом гумусу 2,0-2,6% відповідно - 2,6-2,7 г/см³.

Щільність ґрунту - маса абсолютно сухого ґрунту непорушеної будови в одиниці об'єму. Вимірюють показник у г/см³ (т/м³) і розраховують за формулою:

$$d_v = \frac{P}{V}$$

де d_v - щільність ґрунту, г/см³; P - маса абсолютно сухого ґрунту непорушеної будови, г; V - об'єм ґрунту, см³.

ЩГ - одна з найважливіших фізичних характеристик ґрунту, яка безпосередньо впливає на водний, повітряний і тепловий режими, мікробіологічну діяльність, нагромадження і засвоєння елементів живлення, ефективність мінеральних та органічних добрив. Величина її

залежить від мінералогічного і гранулометричного складу, структурного стану, вмісту в ґрунті органічних речовин, його вологості та характеру сільськогосподарського використання.

Межі коливань ЩГ досить широкі. Для мінеральних ґрунтів вони становлять 0,9-2,0, а для органічних (торфів) – 0,15-0,40 г/см³. Різні генетичні горизонти також мають неоднакову щільність. Найменші її величини характерні для верхніх шарів ґрунту, найбільші – для нижніх, особливо ілювіальних та оглеєних горизонтів. Наприклад, гумусо-елювіальний горизонт дерново-підзолистих ґрунтів має щільність 1,2-1,4; елювіальний – 1,4-1,5; для ілювіального горизонту цей показник становить 1,6-1,8 г/см³. Щільність орного шару чорноземів – 1,0-1,3; підорного – 1,3-1,4; а в перехідних до ґрунтоутворної породи – 1,1-1,2 г/см³. В оглеєних мінеральних горизонтах болотних ґрунтів і стовпчастих горизонтах солонців щільність наближається до 1,9-2,0 г/см³. Крім того, ЩГ змінюється в просторі і часі, особливо у верхніх горизонтах, які зазнають впливу кліматичних, біологічних і антропогенних факторів.

Оптимальне значення ЩГ для більшості сільськогосподарських культур на суглинкових та глинистих ґрунтах коливається в межах 1,0-1,2 г/см³. Збільшення цього показника знижує врожайність сільськогосподарських культур. Так, згідно із даними І.Б.Ревута та М.П.Поясова (1953), збільшення щільності чорнозему суглинкового від 1,1 до 1,5 г/см³ знизило врожай вівса в 3,7 рази.

Н.А.Качинський запропонував так оцінювати щільність орного шару суглинкових та глинистих ґрунтів (табл. 11)

Розрізняють рівноважну і оптимальну ЩГ. *Рівноважною вважають щільність горизонтів, які довгий час не оброблялись.* Показники рівноважної ЩГ наведено в табл. 12.

**Оцінка щільності суглинкових та глинистих ґрунтів
(за Н.А.Качинським, 1965)**

| ЩГ, г/см ³ | Оцінка |
|-----------------------|--|
| <1,0 | Надмірно розпушений або багатий на органіку ґрунт |
| 1,0-1,1 | Типові показники для культурного свіжовиораного ґрунту |
| 1,2 | Ущільнена рілля |
| 1,3-1,4 | Дуже ущільнена рілля |
| 1,4-1,6 | Типові показники для підорних горизонтів (крім чорноземів) |
| 1,6-1,8 | Дуже ущільнені ілювіальні горизонти ґрунтів |

Оптимальною вважається та ЩГ, при якій за інших рівних умов отримують найбільші врожаї сільськогосподарських культур. Оптимальна щільність за своєю абсолютною величиною є характерною для кожного типу ґрунту, для різновидів ґрунтів за гранулометричним складом і для біологічних груп сільськогосподарських культур. У легких ґрунтах оптимальна щільність вища, а діапазон її коливань дещо ширший, ніж у ґрунтах середнього і важкого гранулометричного складу (табл. 13).

Оптимальні інтервали ЩГ не є константами. Вони змінюються у часі і насамперед у зв'язку із мірою зволоженості ґрунту. При високій вологості оптимум у межах встановленого діапазону зміщується в бік низьких показників щільності, а в умовах недостатнього зволоження – до більш високих значень.

Зернові культури менш вимогливі до рівня ущільнення, ніж просапні. Для більшості зернових на середньо- і важкосуглинкових ґрунтах оптимальні умови росту і розвитку складаються у діапазоні щільності від 1,0 до 1,3; на легкосуглинкових – від 1,3 до 1,45 г/см³. На супіщаних ґрунтах оптимальні умови не порушуються в діапазоні 1,35-1,50 г/см³.

**Значення рівноважної щільності ґрунтів України
в шарі 0-20 см (узагальнені дані)**

| Гранулометричний склад | ЩГ, г/см ³ | Гранулометричний склад | ЩГ, г/см ³ |
|---|-------------------------------------|--|--------------------------|
| Дерново-підзолистий піщаний глинисто-піщаний супіщаний | 1,50-1,65 1,35-1,45 1,45-1,60 | Темно-сірий лісовий середньосуглинковий | 1,20-1,30 |
| Дерново-карбонатний супіщаний легкосуглинковий | 1,20-1,40 1,15-1,35 | Чорнозем опідзолений середньосуглинковий | 1,20-1,35 |
| Дерново-глеєвий важкосуглинковий | 1,40-1,55 | Чорнозем типовий середньосуглинковий | 1,10-1,30 |
| Лучний середньосуглинковий | 1,15-1,30 | Чорнозем звичайний важкосуглинковий | 1,10-1,25 |
| Торфовище низинне ступінь розкладу торфу 35-40 % | 0,12-0,18 | Чорнозем південний важкосуглинковий легкоглинистий | 1,20-1,30 1,25-1,40 |
| Ясно-сірий лісовий середньосуглинковий | 1,03-1,40 | Темно-каштановий важкосуглинковий | 1,25-1,35 |
| Сірий лісовий середньосуглинковий | 1,25-1,35 | Каштановий легкоглинистий | 1,30-1,40 |

Для просапних культур оптимальний діапазон щільності становить 1,0-1,35 г/см³.

Відхилення ЩГ від оптимуму як у бік збільшення, так і зменшення негативно впливає на ріст і розвиток рослин, запізнюється поява сходів, різко зменшується висота рослин, послаблюється забарвлення листків, обмежується ріст коренів, а їх форма порушується, бульби та коренеплоди деформуються, різко зменшується доступність вологи і забезпеченість повітрям, збільшуються витрати на обробіток ґрунту. Внаслідок зниження щільності зменшується об'ємна концентрація вологи і елементів живлення, що також призводить до зниження продуктивності рослин.

Для плодкових культур показники щільності ґрунту оцінюють за шкалою, наведеною в табл. 14.

Таблиця 13.

Значення оптимальної щільності ґрунту для сільськогосподарських культур (за О.Г. Бондаревим, В.В. Медведєвим)

| Культура | Інтервал щільності, г/см ³ |
|---|---------------------------------------|
| Полісся | |
| Дерново-підзолисті супіщані та легкосуглинкові | |
| Зернові колосові | 1,25-1,35 |
| Кукурудза | 1,10-1,30 |
| картопля | 1,15-1,25 |
| Дерново-підзолисті середньо- і важкосуглинкові | |
| Зернові колосові | 1,10-1,40 |
| Кукурудза | 1,10-1,20 |
| Картопля | 1,10-1,20 |
| Кормові боби | 1,10-1,30 |
| Лісостеп | |
| Сірі лісові легкосуглинкові | |
| Зернові колосові | 1,10-1,40 |
| Сірі лісові середньо- і важкосуглинкові | |
| Зернові колосові | 1,05-1,30 |
| Кукурудза | 1,00-1,25 |
| Чорноземи типові та опідзолені легкосуглинкові | |
| Зернові колосові | 1,10-1,40 |
| Чорноземи типові та опідзолені середньо- і важкосуглинкові | |
| Зернові колосові | 1,10-1,30 |
| Кукурудза | 1,00-1,25 |
| Гречка | 1,20-1,30 |
| Просо | 1,20-1,40 |
| Горох | 1,10-1,35 |
| Цукровий буряк | 1,00-1,25 |
| Степ | |
| Чорноземи звичайні та південні, каштанові середньо- і важкосуглинкові | |
| Зернові колосові | 1,05-1,30 |
| Кукурудза | 1,05-1,30 |

Таблиця 14.

Нормальні та допустимі значення щільності для росту коренів плодових культур на легких ґрунтах (за І.М. Ващенко)

| Генетичні горизонти | Щільність ґрунту, г/см ³ | | | |
|---------------------|-------------------------------------|-----------|-----------|-------------------|
| | оптимальна | допустима | критична | корені не ростуть |
| Н – НР | 1,40 | 1,40-1,60 | 1,60-1,75 | >1,60 |
| РН – Рк | 1,60 | 1,60-1,75 | 1,80 | >1,80 |
| Рк | 1,60 | 1,60-1,75 | 1,75-1,80 | >1,80 |

Велике значення має оцінка ЩГ для плодових насаджень. При виборі ділянок під різні групи плодових насаджень враховують ущільненість ґрунту (табл. 15).

Таблиця 15.

Реакція плодкових культур на ступінь ущільнення суглинкових і глинистих ґрунтів (за В.Ф. Вальковим, С.Ф. Неговєловим)

| Стан плодкових культур | Глибина шару, см | Черешня, абрикос | Яблуня, груша, айва, персик | Слива, вишня |
|---|------------------|------------------|-----------------------------|--------------|
| Дерева довговічні, дають рясні плоди | 20-80 | 1,45 | 1,50 | 1,50 |
| | 80-150 | 1,45 | 1,50 | 1,55 |
| | 150-300 | 1,50 | 1,50 | 1,50 |
| Дерева ростуть і плодоносять задовільно | 20-80 | 1,45 | 1,50 | 1,55 |
| | 80-150 | 1,48 | 1,55 | 1,60-1,70 |
| | 150-300 | 1,50 | 1,55-1,75 | 1,65-1,75 |
| Дерева дуже пригнічені і не плодоносять | 20-80 | 1,50 | 1,60 | 1,70 |
| | 80-150 | 1,55 | 1,65 | 1,70 |
| | 150-300 | 1,60 | 1,70 | - |

Отже, в ряду плодкових дерев (черешня, абрикос, груша, яблуня, слива, вишня) найбільш чутлива до ущільнення черешня, а найменш – слива та вишня.

С.І. Долгов зі співробітниками (1970) запропонували формулу для розрахунку критичного рівня щільності ґрунту (верхньої межі критичного ущільнення). Її можна використати і для розрахунку нижньої межі оптимальної щільності. Розрахунки ведуть за формулою

$$d_{\Gamma} = \frac{(100 - A) \cdot d_{\Gamma\Phi}}{100 + HB \cdot d_{\Gamma\Phi}}$$

де d_{Γ} - гранична щільність ґрунту, г/см³; $d_{\Gamma\Phi}$ - щільність твердої фази ґрунту, г/см³; HB - найменша вологоємність ґрунту, %; A – вміст повітря, %.

При A = 15 % отримуємо верхню межу, а при A = 20% – нижню межу оптимальної щільності ґрунту. Верхня межа обмежує щільність, вище якої у ґрунті при вологості, що відповідає HB, виявляється нестача кисню, а нижня межа відділяє надмірне розпушення орного шару, яке призводить до втрат вологи на фізичне випаровування.

Переущільнення

Якщо використати узагальнений критерій рівноважної щільності будови кореневмісного шару для культур ($1,25 \text{ г/см}^3$), то біля 58 % ріллі країни має більш високий показник. Останнє означає, що на цій частці ріллі протягом вегетації, за винятком процесу релаксації після обробітку (процес релаксації на ґрунтах легкого гранскладу не перевищує 2-3 тижнів, на ґрунтах важкого гранскладу - 1,5-2-х місяців), фактична щільність будови не співпадає з вимогами корневих систем рослин.

Переущільнення ґрунтів - відома в Україні проблема, що супроводжується несприятливими екологічними наслідками і значними економічними збитками. При вирощуванні зернових культур приблизно 20 % ріллі країни мають щільність будови в кореневмісному шарі вище, ніж потребують ці культури

Стосовно більш вимогливих до ґрунтово-фізичних умов цукрових буряків і кукурудзи площі з переущільненням зростають до 35-40 %.

Небезпека переущільнення практично відсутня у ґрунтах легкого гранскладу, з високими параметрами вихідної щільності й зниженою вологістю. Навпаки, висока схильність відзначається в глинистих ґрунтах, з низькою рівноважною щільністю і вологістю, що дорівнює або вище вологості фізичної спілості.

Переущільнення особливо виражене, коли використовуються машинно-тракторні агрегати з високим тиском на ґрунт, що перевищує припустимі межі. За таких умов переущільнення можливе навіть на ґрунтах, не схильних до деградації.

Таким чином, схильність орних ґрунтів України до прояву несприятливих фізичних властивостей за рахунок дії природних або антропогенних чинників досить виражена і нерідко перевищує припустимі межі.

Заходи, що запобігають переущільненню ґрунтів

Як уже відзначалося, тривале, нерідко нераціональне сільськогосподарське використання ґрунтів, надмірний їх механічний обробіток, застосування важкої техніки, фізіологічно кислих форм мінеральних добрив, з одного боку, і недостатнє внесення органічних добрив, використання ґрунтозахисних технологій, з іншого, призводять до втрати загального гумусу, погіршення агрегуючих його властивостей. Унаслідок цього в ґрунті відбуваються глибокі кількісні зміни структури: послаблюється інтенсивність макроагрегації, повсюдно переущільнюється кореневмісний шар, погіршуються режими води і повітря. Якщо ці явища набувають сталого характеру і не усуваються в процесі динамічної трансформації ґрунтів при зволоженні-висушуванні, розущільненні, замерзанні-розмерзанні та під дією інших природних факторів агрегації, то є всі підстави констатувати агрофізичну деградацію ґрунтів. Ураховуючи літературні матеріали, можна стверджувати, що практично всі староорні ґрунти країни в агрофізичному відношенні деградовані. Разом з тим відомо, що добре угноювані ґрунти за умов мінімалізації механічного обробітку, застосування меліорантів та інших окультурюючих прийомів мають кращі агрофізичні властивості порівняно з виснаженою, погано удобрюваною ріллею. Отже, можна припустити, що за рахунок високої культури землеробства можна не тільки не допустити їх погіршення, а й забезпечити поліпшення. Про таку реальність свідчать дослідження, проведені на держсортодільницях, де застосовується метод комплексного окультурення (своєчасний обробіток ґрунту, систематичне внесення в рекомендованих дозах органічних і мінеральних добрив, дотримання сівозмін тощо). Порівняно з розташованими поблизу землями сільськогосподарських підприємств чорноземи сортодільниць мають: вищу водопроникність, пористість, водостійкість структурних окремоостей, вологоємність; більші запаси доступної вологи і меншу щільність складення.

Разом із цим такі поняття, як „висока” і „низька” культура землеробства, хоч і застосовують досить широко, але практично на сьогодні позбавлені конкретного змісту і мають відносний характер, оскільки ґрунти різних регіонів використовуються в сільському господарстві неоднаковий час, мають різний рівень застосування на них добрив, техніки, а також різні вирощувані культури. Отже, важко порівнювати агрофізичні властивості ґрунтів, що перебувають у різних умовах сільськогосподарського використання. Дослідження, що проводили на Сумській і Чкаловській (Херсонська область) держсортодільницях, а також на суміжних з ними полях сільськогосподарських підприємств, показали, що 20-30-річне використання чорноземів при високій насиченості добривами зумовило деяке їх збагачення на органічну речовину (+0,14 % – на чорноземі типовому і +0,19 % – на чорноземі південному) і зменшення рівноважної щільності (від 1,26-1,27 до 1,12-1,18 г/см³) порівняно з контрольними варіантами. Помітно (достовірно) поліпшилися структурно-агрегатний склад, показники мікробудови, зроста водопроникність.

За умов високої культури землеробства гній компенсує деяку негативну дію мінеральних добрив на фізичні властивості й елементи мікробудови, що проявляється вже в перший-другий рік після їх внесення. Показники мікробудови чорноземів при цьому стабільні й наближаються до кращих угноюваних фонів.

Важливе значення для поліпшення агрофізичних властивостей ґрунтів має сільськогосподарська культура. Поліпшуюча роль її тим вища, чим більша нагромаджувана нею маса (підземних і надземних) решток. Добре відома також роль культур, які мають глибоку кореневу систему і здатні адаптуватися в умовах ущільнення, перезволоження або переосушення, а також можуть активно пристосовувати до своїх вимог кореневмісний шар.

З числа досліджуваних культур найкращою щодо агрофізичних властивостей слід вважати озиму пшеницю, під якою вже навесні показники структурно-агрегатного складу і щільності складення мають оптимальний діапазон – 1,1-1,3 г/см³. Надалі, у міру її розвитку структурно-агрегатний склад продовжує поліпшуватися і щільність залишається в межах оптимальних величин. Зазначимо, що дія озимої пшениці на фізичні властивості ґрунту незначно поступається дії гною. Кукурудза, цукрові буряки і картопля протягом вегетації також позитивно впливають на структурний склад, але в меншій мірі, ніж озима пшениця. Щільність складення в цьому разі наприкінці вегетації досягає 1,35 г/см³. Це можна пояснити використанням для їх вирощування механічних обробітків, прискореним розкладом органічних речовин і меншою кількістю рослинних решток, що залишаються на полі від цих культур. Отже, якщо в сівозміні переважають просапні культури, необхідно передбачати заходи, що усувають їх несприятливий вплив на фізичні властивості. Під чорним паром результати гірші, ніж під просапними культурами. Отже, доцільність чорного пару в агрофізичному відношенні досить сумнівна. Очевидно, за цих умов посилення мікробіологічної діяльності призводить до втрати органічної речовини, диспергації ґрунту, а отже, і до погіршення його агрофізичних властивостей і режимів у цілому.

Не менш істотне значення має більш широке використання кальцієвмісних речовин. Про необхідність цього заходу свідчать такі положення: декальціювання (втрати кальцію) відбуваються в ґрунтах повсюдно в найрізноманітніших умовах; для сучасних орних ґрунтів також характерне посилення рухомості (мобільності, реакційної здатності) органічної речовини.

Дослідження, виконані співробітниками УкрНДІ ґрунтознавства і агрохімії ім. О.Н. Соколовського та кафедри ґрунтознавства Харківського СГІ ім. В.В. Докучаєва протягом 30-70-х років ХХ століття, показали високу ефективність гіпсу на різних ґрунтах, у тому числі й на чорноземах

типових глибоких і південних . Урожай зернових культур при цьому збільшився на 30 % і вище порівняно з контролем, що пояснювалося посиленням біологічної і ферментативної активності ризосферного шару ґрунту, підвищенням рухомості основних поживних елементів, прямою дією гіпсу як джерела сірки та активного кальцію. Гіпс особливо ефективний на зрошуваних землях, здатний поліпшити структурно-агрегатний склад, щільність складення, водно-фізичні властивості й мікроструктуру чорноземних ґрунтів. Згідно з рекомендаціями кальцієвмісні речовини на чорноземах необхідно вносити один раз на 10 років у дозі 3 т/га.

Найбільш важливе значення для орних ґрунтів мають заходи, що зменшують негативні наслідки переущільнення ґрунтів важкою сільськогосподарською технікою. Головне при цьому – не використовувати на полях техніку з питомим тиском вище за допустимі норми (близько 1 кгс/см² при зволоженні, що дорівнює 0,7 фізичної стиглості й близько 0,5 кгс/см² при 1 фізичної стиглості) . Якщо це практично неможливо, наприклад для всієї енергонасиченої техніки (особливо тракторів К-700, Т-150К і навіть МТЗ-82, комбайнів, причепів, автомобілів, великовагових засобів для внесення рідких мінеральних добрив), тиск якої на ґрунт перевищує допустимий у два-чотири рази, то необхідно вживати заходи з мінімалізації кількості проходів (так звана маршрутизація руху машинно-тракторних агрегатів) або такі, що збільшують площу контакту ходової системи з ґрунтом (здвоювання коліс або використання пневматичних широкопрофільних шин). Результативні також заходи, що підвищують опір ґрунтів ущільненню (внесення гною, кальцієвмісних сполук та інших оструктурюючих меліорантів) і прискорюють його розущільнення (активне підпушення, фітомеліорація тощо).

Найбільш ефективний шлях подолання фізичної деградації - мінімалізація обробітку аж до повної відмови від нього (нульовий

варіант). За підрахунками ННЦ «ІА імені О.Н.Соколовського», в Україні є великі можливості для впровадження мінімальних способів обробітку. Заважає цьому низька культура землеробства, надлишок бур'янів і вимушене застосування оранки і інших численних передпосівних і міжрядних обробітків як засобу боротьби з ними. Найбільш ефективний захід зменшення негативних наслідків переущільнення - впровадження стандарту (ДСТУ) припустимого тиску ходових систем на ґрунт. Нещодавно такий стандарт було прийнято в Україні. Уведення стандарту реально тільки на техніку, що розроблюється, тобто у перспективі. Але зараз на полях працює велика кількість машинно-тракторних агрегатів, які продовжують ущільнювати ґрунт. Для цієї техніки опрацьовано і пропонується декілька заходів. Головний їхній зміст - зменшити навантаження на ґрунт за рахунок конструктивного дообладнання ходових систем додатковими (спареними чи строєними колесами), або більш рішучого впровадження мінімальних і нульових технологій обробітку. Потенційно мінімальний обробіток ґрунту в Україні можна впроваджувати на 12-13 млн. га, нульовий - на площі, що перевищує 5,5 млн. га. Певні перспективи має так звана маршрутизація руху мобільних агрегатів при вирощуванні культур, коли всі операції здійснюються за одними й тими самими коліями. Ця технологія здатна зменшити загальне навантаження на ґрунт у 1,5-2,0 рази порівняно із стандартною технологією.

У загальному вигляді всі заходи, що спрямовані на запобігання агрофізичній деградації, наведено в табл. 16. Їх особливість полягає в тому, що вони диференційовані залежно від рівня окультуреності ґрунтів. Визначити необхідний рівень можна за критеріями, наведеними в табл. 66. Зазначимо, що зі зменшенням рівня окультуреності зміст прийомів, що застосовуємо, стає все більш ємким. Однак і в протилежному разі обсяг робіт залишається значним. Необхідність у цьому диктується встановленим положенням про те, що навіть за умов високої

окультуреності агрофізичні властивості більшості ґрунтів поки що не задовольняють вимогам культур для забезпечення їх максимальної продуктивності. Особливо це важливо при зрошенні ґрунтів і при багаторазових проходах МТА, коли навіть за умов високої культури землеробства агрофізичний стан ґрунтів погіршується більшою мірою. Основний зміст заходів полягає в поліпшенні організації виконання механізованих польових робіт і у впровадженні нових технічних засобів для обробітку ґрунтів.

Таблиця 16

Заходи збереження і поліпшення агрофізичних властивостей ґрунтів залежно від рівня їх окультуреності

| Рівень окультуреності | Заходи |
|------------------------------|---|
| Високий | Заходи спрямовані на збереження агрофізичних властивостей ґрунтів і включають мінімалізацію обробітку (заміна оранки поверхневим обробітком під окремі культури сівозміни, поєднання операцій; зменшення кількості міжрядних обробітків у посівах просапних культур, поліпшення організації робіт та ін.); систематичне внесення гною в дозах, що забезпечують бездефіцитний баланс органічної речовини (приблизно по 25-35 т/га один раз на 4 роки); в зрошуваних умовах точно нормована подача поливної води; обробіток ґрунту активними робочими органами; зменшення питомого тиску МТА на ґрунт |
| Середній | Заходи спрямовані на поліпшення агрофізичних властивостей і включають комплексне застосування прийомів високої культури землеробства, в першу чергу систематичне внесення підвищених доз органічних добрив, впровадження спеціалізованих сівозмін із значною часткою культур звичайної рядкової сівби, бобових культур, всіх елементів мінімалізації обробітку, використання кальцієвмісних речовин |
| Низький | Те саме, а також систематичне внесення підвищених доз органічних добрив |

Великі резерви поліпшення агрофізичних властивостей залежать від мінімалізації обробітку і насамперед у використанні комбінованих машин, оскільки мінімалізація обробітку, поєднання операцій для більшості ґрунтів обмежуються лише періодом сівби. Не втрачають свого значення органічні добрива, а також кальцієвмісні сполуки, які поки що

недооцінюються. Ці прийоми є провідними при вирішенні проблеми управління агрофізичними властивостями ґрунтів.

Пористістю ґрунту називається сумарний об'єм усіх пор і проміжків між механічними елементами, структурними агрегатами та в середині їх в одиниці об'єму ґрунту непорушеної будови. Вимірюється пористість у відсотках від об'єму ґрунту.

Величина пористості залежить від гранулометричного складу, структурності та мікроагрегатності, вмісту органічної речовини, життєздатності живих організмів, а в культурних ґрунтах – від обробітку і меліоративних заходів.

Визначити ЗП ґрунту можна за такою формулою:

$$ЗП = (1 - ЩГ/ЩТФ) \cdot 100$$

де ЩГ/ЩТФ - об'єм твердої фази ґрунту, а за одиницю приймають загальний об'єм ґрунту з усіма його порами. Експериментально ЗП визначають шляхом заповнення всіх пор ґрунту рідиною, об'єм якої заміряють.

Н.А.Качинський запропонував так оцінювати ЗП ґрунту (табл. 17).

Таблиця 17.

Оцінка загальної пористості ґрунтів (за Н.А.Качинським, 1965):

| ЗП, % від об'єму | Оцінка |
|------------------|--|
| >70 | Надмірно розпушений ґрунт |
| 65-55 | Відмінна |
| 55-50 | Задовільна для орного шару |
| <50 | Незадовільна для орного шару |
| 40-25 | Надмірно низька, характерна для ілювіальних горизонтів |

За величиною загальної пористості оцінюють ступінь ущільнення ґрунту, користуючись табл. 18.

**Ступінь ущільнення ґрунту залежно від загальної пористості,
% від об'єму**

| Глибина шару, см | Ступінь ущільнення | | | | | ЩТФ, г/см ³ |
|--|--------------------|--------|-----------------|---------|--------------|------------------------|
| | дуже пухкий | пухкий | середньо пухкий | щільний | дуже щільний | |
| Для ґрунтів з вмістом гумусу до 4% | | | | | | |
| 0-20 | >60 | 60-53 | 53-47 | 47-42 | <42 | 2,60 |
| 20-50 | >55 | 55-50 | 50-45 | 45-40 | <40 | 2,65 |
| 50-100 | >50 | 50-45 | 45-41 | 41-38 | <38 | 2,70 |
| Для ґрунтів з вмістом гумусу понад 4% | | | | | | |
| 0-20 | >62 | 62-56 | 56-52 | 52-48 | <48 | 2,50 |
| 20-50 | >58 | 58-54 | 54-50 | 50-46 | <46 | 2,60 |
| 50-100 | >54 | 54-51 | 51-48 | 48-44 | <44 | 2,70 |

Залежно від величини пор виділяють капілярну та некапілярну пористість. **Капілярна пористість** (КП) дорівнює процентному відношенню об'єму тонких (капілярних, найчастіше внутріагрегатних) пор від загального об'єму ґрунту, а **некапілярна** - об'єму крупних (найчастіше міжагрегатних) пор. Експериментально КП визначають виходячи з капілярної вологоємності (КВ) ґрунту, яку, в свою чергу, визначають методом капілярного насичення монолітів ґрунту:

$$КП = КВ \cdot ЩГ,$$

де КП - капілярна пористість, % від об'єму ґрунту; КВ - капілярна вологоємність, % від маси сухого ґрунту; ЩГ - щільність ґрунту, г/см³.

Віднявши КП від ЗП, одержимо величину некапілярної пористості ґрунту, або (що те ж саме) пористості його аерації при капілярному насиченні (Паер. кв):

$$Паер.кв = ЗП - КП$$

В агрономічному відношенні важливо, щоб ґрунти мали найбільшу пористість капілярів, заповнених водою і, одночасно, пористість аерації була не меншою за 15% від об'єму в мінеральних та 30-40% в торфових ґрунтах. На це повинні бути спрямовані і всі заходи по покращенню загальних фізичних властивостей ґрунту.

У середньому пористість у мінеральних ґрунтах коливається в межах 30-60, а у торфовищах 80-85% (табл. 19).

Величина пористості та будова пор змінюються за профілем ґрунту. В гумусних горизонтах чорноземів пористість максимальна (50-60%), а в більш глибоких безгумусних – близько 40%. Мінімальну пористість мають безструктурні оглеєні горизонти, стовпчасті горизонти солонців (< 30%) і безгумусові горизонти піщаних ґрунтів (30-35%).

Таблиця 19.

Межі коливань різних видів пористості в ґрунтах і ґрунтовірних породах (за В.А. Ковдою)

| ґрунти, ґрунтовірні породи | Пористість | | |
|--------------------------------|----------------|-----------------|-------------|
| | 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 та лесовидні 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 |

Пористість має велике агрономічне значення. Від загальної кількості пор та їх розміру залежить співвідношення між газовою і рідкою фазами ґрунту, умови руху ґрунтових розчинів, повітря, тепла і розвиток живих організмів. Вологоємність, водотривкість, водопіднімальна здатність,

аерація та інші властивості ґрунту тісно пов'язані з пористістю. Особливо важливе значення вона має у зрошуваних ґрунтах, обумовлюючи глибину просочування води, капілярне підняття підґрунтових вод та інтенсивність процесів випаровування.

До фізико-механічних властивостей ґрунту належать:

- пластичність;
- липкість;
- набрякання та зсідання;
- зв'язність;
- твердість;
- питомий опір при обробітку.

Пластичність ґрунту - його здатність змінювати свою форму під дією будь-якої зовнішньої сили без порушення суцільності та зберігати набуту форму після усунення дії цієї сили. Із поняттям *пластичність* ґрунтів пов'язаний термін *деформація ґрунтів*, коли зміщуються окремі точки ґрунтової маси, але цілісність ґрунту не порушується. Розрізняють два види деформації:

- пружна, характеризується тим, що після зняття навантаження деформація зникає;
- залишкова, яка зберігається після зняття навантаження.

Ні сухий, ні надмірно вологий ґрунт пластичності не мають. Лише в певному інтервалі вологості, який тим ширший, чим важчий механічний склад ґрунту, здатна проявлятися пластичність. Межами цього інтервалу вологості є верхній та нижній рубежі пластичності, а абсолютну величину цього інтервалу у відсотках від маси сухого ґрунту називають *числом пластичності*.

Верхній рубіж пластичності є нижньою межею текучості - це така вологість ґрунту, при якій стандартний конус під дією власної маси (76 г) заглиблюється в зразок ґрунту на глибину 10 см.

Нижній рубіж пластичності, або межа розкочування чи вологість зерніння - вологість ґрунту, при якій зразок можна розкочати в шнур діаметром 3 мм без утворення в ньому розривів.

В залежності від величини числа пластичності ґрунти за Аттенбергом поділяють на чотири категорії (табл. 20)

Таблиця 20.

| Категорія | Число пластичності |
|-----------------|--------------------|
| Високопластичні | > 17 |
| Пластичні | 17-7 |
| Слабопластичні | < 7 |
| Непластичні | 0 |

Глинисті ґрунти мають число пластичності понад 17; суглинки - від 17 до 7, супіски - менше 7, а піски вважаються непластичними (число пластичності - 0).

Склад колоїдної фракції ґрунту (відношення $\text{SiO}_2:\text{R}_2\text{O}_3$), характер увібраних катіонів, вміст гумусу - все це відчутно впливає на пластичність. Звуження відношення $\text{SiO}_2:\text{R}_2\text{O}_3$ підвищує пластичність. Зростання частки увібраного Na^+ в ГВК теж підвищує її, а збільшення вмісту гумусу - навпаки, знижує.

Липкість - властивість вологого ґрунту прилипати до інших тіл, а також здатність часток ґрунту злипатися між собою. Як в сухому, так і в надмірно вологому стані ґрунт не має липкості. Вимірюють липкість величиною сили (в грамах), яку необхідно прикласти, щоб відірвати від поверхні ґрунту металеву пластинку площею в 1 см^2 . Величина липкості залежить від кількості мулистих і колоїдних часток в складі дрібнозему ґрунту, від ступеня його вологості, складу увібраних катіонів, структури та гумусованості. Липкість починає виникати при вологості близькій до верхнього рубежу пластичності. Високогумусовані ґрунти навіть при підвищеній вологості не мають липкості. Із підвищенням ступеня

дисперсності ґрунтів, погіршенням їх структури та чим важчий гранулометричний склад, липкість ґрунту зростає.

За липкістю згідно із Н.А.Качинським ґрунти поділяються на п'ять категорій (табл.21).

Таблиця 21

| Категорія | Липкість, г/см ² |
|----------------------|-----------------------------|
| Гранична за липкістю | > 15 |
| Сильнов'язка | 5-15 |
| Середньов'язка | 2-5 |
| Слабов'язка | 0,5- 2 |
| Розсипчаста | 0,1-0,5 |

Дуже підвищує липкість значний вміст увібраних катіонів Na⁺, як це видно з таблиці 22.

Таблиця 22.

Здатність до прилипання деяких ґрунтів (за Н.А.Качинським)

| Ґрунт, угіддя, горизонт | Вологість, % від маси сухого ґрунту | Липкість, г/см ² |
|---|-------------------------------------|-----------------------------|
| Дерново-середньо підзолистий | 20,7 | 0 |
| суглинковий | 27,2 | 0,96 |
| стерня жита | 31,4 | 2,50 |
| HE 0-14 | 36,2 | 2,63 |
| Чорнозем слабосолонцюватий легкосуглинковий | 41,3 | 0,13 |
| Яра пшениця після конюшини | 49,4 | 0,61 |
| H 0-24 | 67,8 | 1,47 |
| Солонець горіхувато-брилистий легкосуглинковий | 30,7 | 0,26 |
| Цілина | 40,8 | 4,20 |
| Eh 0-8 | 53,0 | 4,80 |

Липкість збільшує зусилля на обробіток ґрунту, що зумовлює збільшення витрат робочого часу, палива, посилює спрацювання техніки, тобто цей показник є не тільки фізичним, а ще й економічним.

При величині липкості понад 5 г/см^2 відбувається пластична деформація ґрунту внаслідок чого зменшується пористість ґрунту, утворюється кірка, формується брилиста структура і орна підшва.

Набрякання ґрунту - це збільшення його об'єму при зволоженні і виражається величиною збільшення об'єму ґрунту за рахунок поглинутої води. Набрякання пов'язане з сорбцією води ґрунтовими частками, переважно колоїдними, які мають велику питому поверхню. При висушуванні ґрунт втрачає воду і зменшується в об'ємі. Розрізняють два типи набрякання ґрунту:

- внутрікристалічне, коли вода проникає у між пакетний простір мінералів;
- міжкристалічне, коли дисперсні частки поглинають катіони силами електростатичного поля та силами натягу (адсорбція).

Внутрікристалічне набрякання відбувається всередині порового простору і не викликає помітної зміни об'єму ґрунту. Міжкристалічне набухання викликає помітні зміни об'єму ґрунту, навіть до руйнування ґрунтового агрегату. Наприклад, глинисті ґрунти, насичені натрієм, здатні збільшуватись у об'ємі в 1,5 рази.

Із властивістю набрякання тісно пов'язана вологоємність ґрунту. Ці обидві властивості ґрунтів відображають взаємодію та стан твердої і рідкої фаз, які формують водний режим ґрунтів.

Зсідання - зменшення об'єму ґрунту при висушуванні. Розрізняють чотири типи зсідання ґрунту, які відповідають певній кількості води, яку втрачає ґрунт:

- структурне зсідання – така кількість втраченої води, при якій зменшення об'єму ґрунту ще не відбувається;

- нормальне зсідання - така кількість втраченої води, при якій починається зменшення об'єму ґрунту

- залишкове зсідання - така кількість втраченої води, при якій агрегати ґрунту зменшились в об'ємі до такого стану, що перестали доторкатись один до одного і вони не розділені водою;

- граничне зсідання настає тоді, коли вода видаляється не тільки із між агрегатного простору, але і з між пакетного простору мінералів.

Величина набрякання та здатність ґрунту до зсідання залежить від механічного та мінералогічного складу, якості колоїдів, складу ввібраних катіонів. Дуже набрякають ґрунти важкого механічного складу, багаті на гідрофільні колоїди, при наявності в них монтморилоніту. Увібраний Na^+ підвищує набрякання, а заміна його на Ca^{2+} - зменшує.

Структурний ґрунт набрякає менше порівняно з безструктурним ґрунтом такого ж механічного складу. При поперемінному набряканні й висиханні ґрунтів у них утворюються тріщини, що розривають корені і пошкоджують посіви. Ґрунти легкого механічного складу, а також ґрунти, багаті на гідрофобні колоїди та мінерали групи каолінітів набрякають слабо.

Зв'язність - це здатність ґрунту чинити опір розкришуванню, стискуванню, розриву. Вимірюється в $\text{кг}/\text{см}^2$. Мінімальну зв'язність мають піщані ґрунти, максимальну - глинисті.

Структурний ґрунт має меншу зв'язність, ніж безструктурний. Максимальна зв'язність властива ґрунту в абсолютно сухому стані, по мірі зволоження до фізичної стиглості зв'язність зменшується і досягає мінімуму.

Твердість це здатність ґрунту чинити опір вертикально прикладеному зовнішньому зусиллю, яке намагається роз'єднати ґрунтову масу. Кількісно вона може бути виміряна величиною сили, яку треба затратити для введення в ґрунт плунжера (кульки, циліндра, конуса і т.д.). Вимірюється твердість у $\text{кг}/\text{см}^2$ або кПа.

Величина твердості ґрунту залежить від його гранулометричного складу, агрегатного стану, вмісту гумусу, складу обмінних катіонів, щільності та вологості. Дуже дисперговані, безструктурні, ущільнені ґрунти, з високим вмістом обмінного натрію і, особливо, при низькому зволоженні мають підвищену твердість, а в ґрунтах з великим вмістом гумусу, добре оструктурених, насичених обмінними катіонами кальцію та магнію – твердість різко знижується.

Висока твердість – ознака несприятливих фізичних, агрофізичних і технологічних властивостей ґрунту. Надто тверді ґрунти при обробітку мають несприятливі водні та повітряні властивості, негативно впливають на ріст коренів рослин і життєдіяльність ґрунтової фауни(табл. 23).

Таблиця 23.

Вплив твердості ґрунту на розвиток коренів рослин (за Г.І.Голубєвим)

| Показник твердоміра, кг/см ² | Стан ґрунту | Поведінка коренів плодкових та ягідних рослин |
|---|--------------|---|
| 0-10 | Пухкий | Корені без перешкод ростуть в усіх напрямках |
| 10-20 | Пухкуватий | Корені слабо розвиваються в усіх напрямках |
| 20-30 | Ущільнений | Корені слабо проникають в усіх напрямках |
| 30-60 | Щільний | Корені зустрічають опір при проникненні в ґрунт |
| 60-100 | Дуже щільний | Корені проникають у ґрунт лише по тріщинах |

Чим вища твердість, тим більший опір ґрунт чинить робочим органам ґрунтообробних машин і потребує значних затрат енергії при механічному обробітку, але на таких ґрунтах зменшується тягове зусилля при перекочуванні механізмів по полю.

Оцінку твердості ґрунту проводять за шкалою Н.А. Качинського (табл. 24).

Таблиця 24.

Шкала твердості ґрунту за Н.А. Качинським

| Твердість ґрунту | | Стан ґрунту |
|--------------------|----------|-----------------------------|
| кг/см ² | кПа | |
| <10 | <1,0 | Пухкий |
| 10-20 | 1,0-2,0 | Середньопухкий (пухкуватий) |
| 20-30 | 2,0-3,0 | Ущільнений |
| 30-50 | 3,0-5,0 | Щільний |
| 50-100 | 5,0-10,0 | Дуже щільний |
| >100 | >10,0 | Злитий |

Питомий опір ґрунту обробітці (оранці) – це відношення зусилля, яке витрачається на підрізання, обертання і тертя скиби об робочу поверхню знаряддя до площі її поперечного перетину. Вимірюється в кг/см² або кПа.

Величина питомого опору ґрунту залежить від гранулометричного складу, вмісту гумусу, структурності, складу обмінних катіонів, вологості і стану агрофону.

За величиною питомого опору розраховують сумарне тягове зусилля при обробітці. При цьому користуються формулою:

$$P = K \cdot a \cdot v ,$$

де K – питомий опір ґрунту, кг/см²; a – глибина оранки, см; v – ширина захвату, см.

Звичайно питомий опір ґрунту при обробітці визначають динамометрично, що складно і потребує багато часу та праці. Простіше виконати розрахунки за показниками твердості ґрунту, наприклад, за рівнянням О.П. Оганесяна:

$$K = \frac{P \cdot n \cdot 0,052}{S},$$

де K – питомий опір ґрунту, $\text{кг}/\text{см}^2$; n – коефіцієнт тертя; P – твердість ґрунту, $\text{кг}/\text{см}^2$; S – площа плунжера, см^2 ; $0,052$ – перевідний коефіцієнт.

Якщо прийняти n за 1, врахувати, що $P : S = T$, то рівняння набуде такого вигляду:

$$K = T \cdot 0,052 \text{ кг}/\text{см}^2,$$

Тому сумарне тягове зусилля при обробітку можна розраховувати за формулою:

$$P = 0,052 \cdot T \cdot a \cdot v,$$

Питомий опір ґрунтів до обробітку коливається в межах від 0,2-0,3 (на легких) до 0,9 $\text{кг}/\text{см}^2$ (на важких глинистих ґрунтах). Кожний конкретний ґрунт має мінімальний для себе питомий опір при фізичній стиглості.

Фізична стиглість – це такий стан ґрунту, коли він має невисоку липкість, мінімальний питомий опір при обробітку і максимальну здатність до зерніння з утворенням грудочок розміром 0,5-10 мм без брил та пилу, створюючи найбільш сприятливе співвідношення між твердою фазою, водою і повітрям.

Стану фізичної стиглості ґрунт досягає при певній вологості. Навесні раніше від інших такого явища досягають легкі (піщані та супіщані) ґрунти. Високогумусовані ґрунти також раніше придатні до обробітку, ніж ґрунти з низьким вмістом органічної речовини. Стиглість ґрунту в лабораторних умовах визначають за вологістю його зерніння.

Для різних ґрунтів ця вологість становить від 60 до 90% його найменшої вологоємності (НВ).

Серед явищ, пов'язаних з фізичними властивостями ґрунтів слід назвати утворення орної підшви та кірки. Орна підшва виникає на ґрунтах при їх тривалій оранці на одну і ту саму глибину. Особливо помітно це проявляється при недостатній насиченості їх кальцієм, як неодноразово вказував академік О.Н.Соколовський.

Внаслідок промивання орного шару дощовими і сніговими водами, посиленої мінералізації гумусу і органічних решток в орному горизонті, внесення в нього мінеральних добрив та з інших причин відбувається пептизація колоїдів, вимивання колоїдних часток до верхньої межі неораного шару, який, крім того, ще й ущільнюється, «замазується» п'ятою плуга. Утворюється щось на зразок мікроілювіального горизонту. Одним із перших засобів боротьби з утворенням підшви є насичення ґрунту кальцієм через вапнування, застосування безполіцевого і, особливо, мінімальної обробітку ґрунту.

При догляді за посівами і на парах доводиться мати справу з «кіркою»; яка утворюється на поверхні ріллі внаслідок замулювання, запливання поверхні під впливом води і наступного висихання. Агрономічна цінність і, особливо, водотривкість структури ґрунту є основною передумовою, щоб не утворювалася кірка. Товста (до 3-5 см) і міцна кірка, висихаючи і тріскаючись, сприяє швидкій втраті води, щільна кірка не дає змоги проникати в ґрунт повітря, воді атмосферних опадів, утворюватися росі в ґрунті. Для молодих сходів кірка іноді буває непереборною перешкодою.

Ґрунти чи породи, які при намочуванні під дією зовнішнього навантаження чи власної ваги дають додаткове зсідання називаються **просідальними**. До просідальних належать ґрунти, що утворилися на лесах, а також самі породи - леси та лесовидні суглинки. Серед властивостей лесів, що обумовлюють їх здатність до просідання слід назвати такі: 1) високий вміст пилюватих фракцій; 2) легке розмочування у воді; 3) висока пористість; 4) високий вміст легко- та середньо розчинних солей.

Просідання ґрунтів і порід належить до так званих інженерно-геологічних процесів, тому оцінку і прогноз цього явища виконують не ґрунтознавці, а спеціалісти в галузі інженерної геології.

ЗАПИТАННЯ ДЛЯ САМОПЕРЕВІРКИ

1. Щільність ґрунту та її значення для родючості ґрунту.
2. Щільність твердої фази, її величина в різних типах ґрунтів.
3. Класифікація ґрунтів по липкості.
4. Поняття про пористість, її види та розрахунки різних видів пористості
5. Фізико-механічні властивості ґрунтів.

РОЗДІЛ 2. ВОДНІ ВЛАСТИВОСТІ ҐРУНТІВ

Ґрунт як багатофазна, полідисперсна система завжди містить вологу. Її кількість у відсотках до маси ґрунту, висушеного при 105 °С, характеризує його вологість, яку можна виражати також у відсотках від об'єму ґрунту, в відсотках до натуральної наважки, в міліметрах.

Вода в ґрунті є найважливішим ґрунтогенним, екологічним, біопродукційним, меліоративним, агрономічним чинником. Вона визначає перебіг процесів вивітрювання, які передують ґрунтогенезу, — гідролізу, гідратації, вилуговуванню, а в подальшому — заболочування (оглеєння), засолення, осолодіння, елювіювання та багато інших, можливих лише за участю води. Вода бере активну участь у формуванні генетичних горизонтів, усіх ґрунтово-екологічних режимів і властивостей ґрунту. Із ґрунтовою вологою пов'язані процеси виносу, переміщення й акумуляції в ґрунтовому профілі всіх речовин, великий і малий кругообіги елементів здійснюються тільки за наявності ґрунтової води.

Вода є незамінним джерелом живлення коренів рослин, головною передумовою їх (та інших численних організмів, що живуть у ґрунті) нормального розвитку і функціонування. Рослинам (від набрякання і проростання насінин до формування кореневої системи, генеративних органів і кінцевої продукції) потрібна величезна кількість води — від 200 до 1000 г для створення 1 г сухої речовини. Звідси легко підрахувати, скільки води потрібно для транспірації люцерні чи конюшині (високовибагливих до води культур), щоб сформувати навіть невеликий урожай. Транспірація за розвиненої листкової поверхні потребує великих витрат не тільки води, а й енергії, призводячи до охолодження рослин. При цьому підвищується концентрація клітинного соку (осмотичний тиск), що, як могутній насос, забезпечує безупинне надходження води з ґрунту до коренів рослин. Поживні елементи також ефективно використовуються рослинами лише в разі їх достатнього вологозабезпечення. Залежним від води є й процес нітрифікації і азотне живлення рослин, прив'язане до

мікробно-біохімічних трансформацій і ферментативної діяльності, нормальний перебіг яких зумовлюється оптимальною вологістю ґрунту. Якщо при цьому врахувати, що і фізичні властивості стають сприятливими тільки за умови цілком певного діапазону зволоження (за його межами ґрунт узагалі не підлягає обробітку), то стає зрозумілим, наскільки важливим чинником родючості є волога, без якої реалізація всіх інших чинників родючості (у тому числі й трюфності) унеможливується.

Вода, як терморегулятор з високою теплою пароутворення, захищає поверхню ґрунту від перегрівання за умов високої сонячної радіації, що стає екологічно значущим у найбільш жаркі літні місяці. Навпаки, при замерзанні вологи теплота, виділена при цьому, посилює термостатичну дію, тому що при утворенні криги вивільняється, а при її плавленні поглинається багато тепла. Загалом, уміст і якість вологи в ґрунті, її сезонна і річна динаміка є найважливішими діагностичними ознаками інтенсивності й спрямованості ґрунтогенезу, рівня набутої при цьому родючості ґрунтів, їх придатності для різних видів використання. Пізнання закономірностей поведінки ґрунтової вологи, управління водними властивостями є найважливішою передумовою оптимізації водного режиму ґрунтів, отримання високих, стабільних, екологічно чистих урожаїв сільськогосподарських культур, що особливо актуалізується за нинішніх поліваріантних умов господарювання на етапі земельної реформи.

Основи теорії водного режиму ґрунтів були закладені А.А. Ізмаїльським, Г.М. Висоцьким, П.С. Коссовичем, а в подальшому їх водні властивості поглиблено вивчали А.Ф. Лебедєв, С.І. Долгов, А.А. Роде, Н.А. Качинський та багато інших вчених.

Категорії, форми, види води в ґрунті. Ґрунтова волога представлена трьома категоріями — твердою, рідкою і пароподібною.

Тверда волога з'являється в ґрунті при від'ємній температурі у вигляді крижаних прошарків, лінз, зерен, найтонших кристалів між

агрегатами та у великих капілярах. Міцнозв'язаною вважають воду, що міститься в тонких порах, на поверхні чи усередині кристалів і колоїдів. Вона має підвищену в'язкість і пружність, не здатна рухатися, не замерзає навіть при $-78\text{ }^{\circ}\text{C}$. Лід значно зміцнює ґрунти, які після розтавання різко знижують свій опір навантаженням. Твердою є і хімічно зв'язана (конституційна) вода з її дуже міцним зв'язком з речовинами ґрунту — півтораоксидами, глинистими мінералами, кристалами гіпсу та мірабіліту (кристалізаційна вода), органічними та іншими сполуками як їх складова частина, абсолютно недоступна рослинам й нерухома. Зміна цього стану стає можливою лише в результаті сильних і тривалих впливів (наприклад, дегідратації), за яких відбуваються необоротні трансформації згаданих мінеральних, органічних і органо-мінеральних сполук.

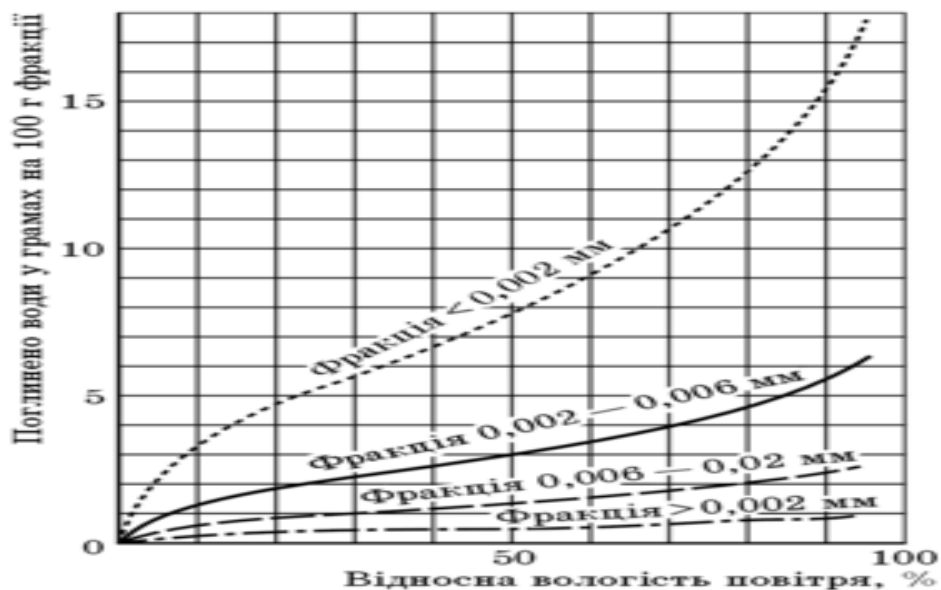


Рис. 2.1. Залежність величини сорбції водяної пари ґрунтом від відносної вологості повітря та розміру часточок

Рідку вологу поділяють за рухомістю, спричиненою ступенем міцності зв'язку з твердою фазою ґрунту, на міцно- та слабкозв'язану, капілярну й гравітаційну (вільну). Міцнозв'язаною є гігроскопічна вода, сорбована з водяної пари повітря на колосальних поверхнях

дрібнодисперсних фаз ґрунту, вкриває їх плівками в 1 – 3 молекули (рис. 5.2). Кількість гігроскопічної вологи (ГВ) залежить від величини відносної вологості повітря (ГВ ґрунту і вологість повітря перебуває в квазірівноважному стані) і поверхневої енергії ґрунтових часточок (рис. 5.1). Остання, в свою чергу, визначається ступенем дисперсності і характером кристалічних решіток і, на відміну від хімічно зв'язаної, може пересуватися в ґрунті у вигляді пари у разі зміни температури і відповідної зміни відносної вологості повітря. Для описання фізичної адсорбції — десорбції цієї категорії вологи запропоновано теорії Ленгмюра, Ле-Шательє та багатьох інших авторів. Найбільшою популярністю з них користується теорія полімолекулярної адсорбції БЕТ (з перших літер прізвищ авторів — Брунауер, Еммет, Теллер), що описує адсорбцію у вигляді типової S-подібної ізотерми з трьома частинами — областями домінування тих чи інших типів адсорбції (рис. 5.3). Через значну міцність зв'язку з ґрунтом ця волога є недоступною для рослин.

Слабкозв'язана (плівкова) волога утворюється в ґрунті після повного його насичення пароподібною і частково сконденсованою вологою. Це рідка форма вологи, що вкриває дрібнодисперсні поверхні багаточисельними плівками. Вона утримується в ґрунті за рахунок спільної дії дисперсійних і частково іонно-електростатичних сил, що зумовлюють існування суцільної плівки довкола часток, а також меніскових сил на стиках ґрунтових часточок. За невеликого вмісту слабкозв'язана вода має підвищену в'язкість і знижену діелектричну проникність, перебуваючи під сильною дією поверхневих сил. Вона є малорухомою, а отже, майже недоступною рослинам.

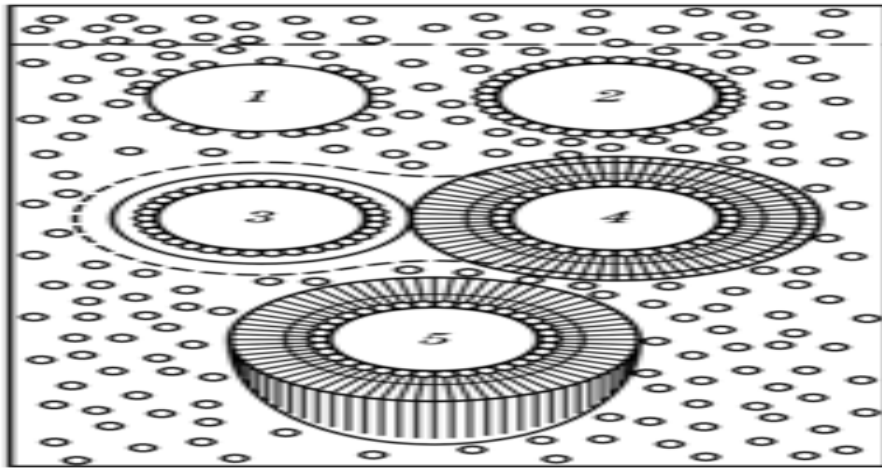


Рис. 2.2. Форми води в ґрунті (за А.Ф. Лебедєвим):

1 — гігроскопічна; 2 — максимально гігроскопічна; 3 і 4 — плівкова;
5 — гравітаційна

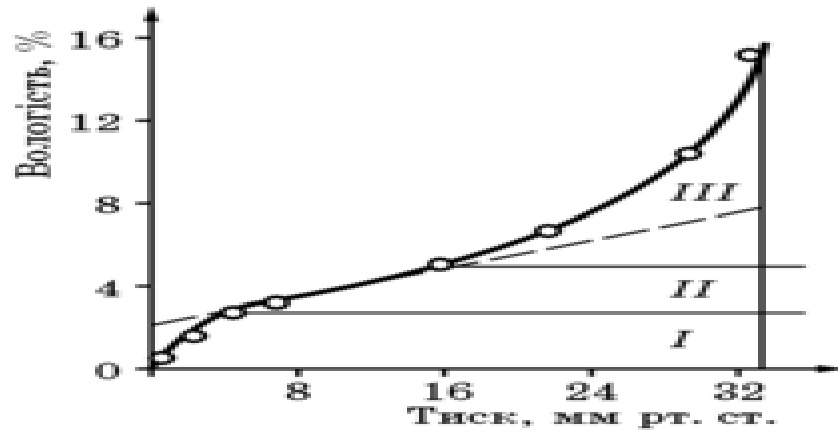


Рис. 2.3. Ізотерма адсорбції водяних парів чорноземом глибоким важкосуглинковим (за П.В. Вершиніним)

Області: *I* — мономолекулярної адсорбції; *II* — полімолекулярного шару;
III — капілярної конденсації

Потовщення плівок, збільшення поверхні, злиття менісків спонукають рідку вологу поступово заповнювати спочатку тонкі, а потім і більші пори. У цьому стані в ґрунті домінує капілярна волога, утримувана менісковими (капілярними) силами. Через те, що при цьому дія поверхневих сил слабшає і зникає зовсім (їх дія у просторі ґрунту залежить від розміру елементарних ґрунтових часточок — чим вони дрібніші, тим більша кривизна плівки і тим сильніший зв'язок води з мінеральною частиною ґрунту), така волога набуває помітної рухомості, стаючи при

цьому біль доступною для рослин. Капілярні сили діють, якщо плівки мають кривизну. В разі її зникнення волога заповнює більші пустоти (шпари, пори до 3 мм у діаметрі), стаючи найбільш рухомою (підкоряється лише дії гравітаційних сил — вільна чи гравітаційна волога) (рис. 5.4).

Пароподібна вода міститься у великих пустотах і легко переміщується внаслідок термодифузії з місць більшої її пружності до меншої. Із зниженням температури пароподібна волога зріджується (конденсується).

Таким чином, у ґрунті є тверда, рідка і пароподібна категорії води та її гігроскопічна, плівкова, капілярна, гравітаційна форми, які розрізняються властивостями, утримуючими силами, рухливістю, доступністю для рослин.

Ґрунтово-гідрологічні константи. Межі переходу однієї форми вологи в іншу називаються ґрунтово-гідрологічними константами, які можна вважати зонами якісної зміни вологи насамперед за ступенем рухомості (О.А. Роде). Відповідно до існуючих у ґрунті форм води виділяють такі ґрунтово-гідрологічні константи: максимально-адсорбційна вологоємність (МАВ), максимальна гігроскопічність (МГ), ґрунтова вологість стійкого в'янення рослин (ВВ), вологість розриву капілярів (ВРК), найменша (польова) вологоємність (НВ), повна вологоємність (ПВ). Приклад поділу форм ґрунтової вологи для суглинкових ґрунтів подано на рис. 5.4. (ліворуч — волога в нерухомому, праворуч — у динамічному стані), де зображено області переважання сил, якими вона утримується, а також діапазони її якості, різної за рухомістю. У інтервалі між повною та найменшою вологоємністю пересування вологи перебуває під спільним впливом гравітаційних та капілярних сил. Нижче від величини найменшої вологоємності до пересування вологи долучаються сорбційні сили у поєднанні з капілярними. Нижньою межею впливу капілярних сил вважають ВРК. Означені діапазони трьох основних форм води (міцно-, слабкозв'язаної та вільної) цікаві ще й тим, що, наприклад, межі існування

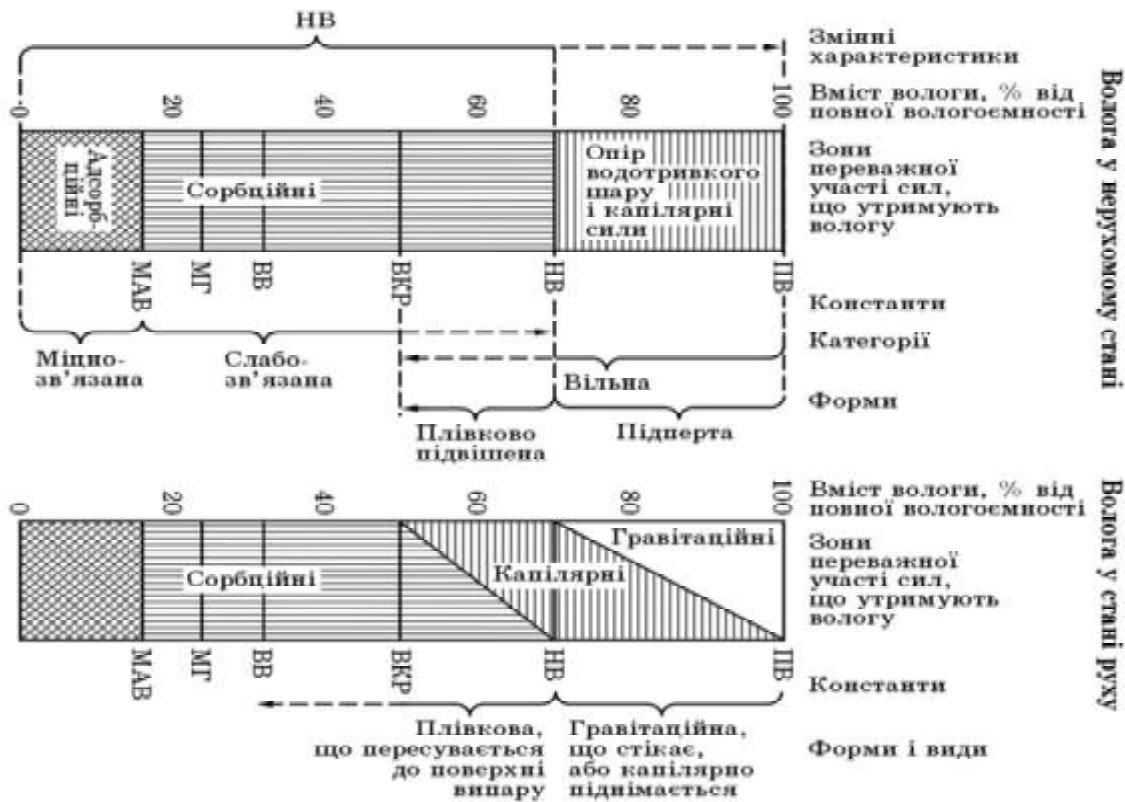


Рис. 2.4. Форми ґрунтової вологи у ґрунтах середнього та важкого гранулометричного складу (за О.А. Роде)

міцнозв'язаної води збігаються зі сферою впливу максимальної адсорбційної вологості. У спільній області слабкозв'язаної та вільної води з'являється її так звана плівково-підвішена форма. Якщо вміст вологи перевищує NB, з'являється гравітаційна вода (просочується вниз, підперта, стікаюча, застійна тощо, залежно від ландшафтного положення ґрунту). Крім капілярної вологості (KB, яка взагалі не є константою, оскільки змінюється в межах «повна — найменша вологості»), на рис. 5.5 зображені також інші ґрунтово-гідрологічні константи.

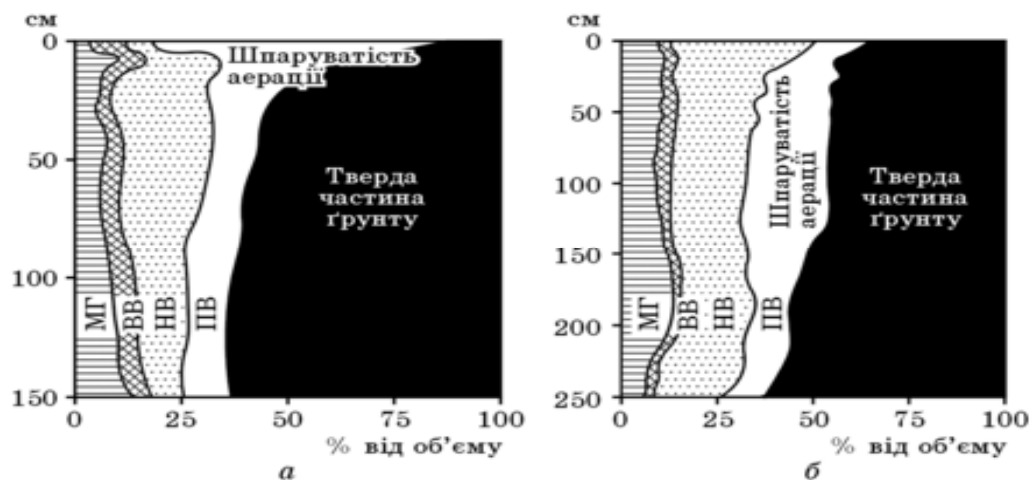


Рис. 2.5. Ґрунтово-гiдрологiчні константи дерново-пiдзолистого ґрунту (а) i чорнозему типового (б)

Найбiльше екологiчне, агрономiчне й мелiоративне значення має iнтервал доступної вологи мiж найменшою вологоємнiстю i вологiстю розриву капiлярного зв'язку. Саме в цьому iнтервалi забезпечується нормальний рiст i розвиток рослин i численної бiоти ґрунту. У кожній ґрунтово-клiматичнiй зонi формується повний запас ґрунтової вологи, що забезпечує той чи iнший рiвень потреби у волозi вiдповiдних екосистем. Наприклад, деякi зерновi культури задовiльно виростають при вологостi, що ледь перевищує ВРК, а овочевим культурам потрібний бiльш високий рiвень зволоження.

Розрiзняють загальний запас вологи в ґрунті (визначають з урахуванням гiрбизни шару, щiльностi) i середнiй вiмiст вологи в цьому шарi. Вологiсть в об'ємних вiдсотках (масова вологiсть помножена на щiльнiсть) у шарi ґрунту 10 см чисельно дорiвнює запасу води в цьому шарi у мм водяного стовпа (тобто, якщо в шарi 0 – 10 см мiститься, наприклад, 10 % вологи, це вiдповiдає шару води 10 мм). Знаючи пошаровi запаси вологи i вiдповiднi їi запаси при вологостi в'янення, можна визначити запас продуктивної (корисної) ґрунтової вологи в певний момент, а пiдсумовуючи їх, — за рiзнi промiжки часу (мiсяць, сезон, рiк).

Воднi властивостi ґрунтів характеризуються сукупнiстю властивостей, якi визначають поглинання, збереження i пересування в них

води (передусім сорбцією, усмоктуванням, фільтрацією, водопідйомною здатністю), а також енергетичні властивості, що становить потенціал ґрунтової вологи і всмоктувальної сили ґрунту.

Сорбція включає хемосорбцію вологи з включенням її до складу ґрунтових компонентів (наприклад, гіпсу), сорбцію пари води та адсорбцію вологи у рідкому стані і тим самим визначає собою розглянуті вище види вологостійкості. Всмоктування і фільтрацію вважають двома стадіями водопроникності. Перша з них відповідає ненасиченому стану ґрунту, а друга — насиченому, коли рух вологи підпорядковується закону Дарсі і залежить від гідравлічного напору (ГН) та об'єму рідини (Q), що протікає через одиницю площі поперечного перерізу ґрунту (S) за час t:

$$K = Q/St,$$

де K — коефіцієнт фільтрації.

У свою чергу Q визначають з рівняння:

$$Q = K \cdot \text{ГН}.$$

Швидкість поглинання безпосередньо залежить від величини шпаруватості і, найголовніше, від розміру шпар: чим вища шпаруватість і крупніші шпари, тим більшою буде водопроникність. Для слабкоструктурних ґрунтів водопроникність майже функціонально залежить від їхнього гранулометричного складу і щільності укладання компонентів. Для добре оструктурених ґрунтів водопроникність визначається розміром міжагрегатних шпар і залежить від ступеня окультуреності верхнього шару ґрунтів. Якщо волога надходить у сухий ґрунт, то водопроникність буває дуже значною (цей етап, названий Г.М. Висоцьким інфлюкцією, триває доти, поки великі пустоти, проміжки, тріщини, ходи хробаків, коренів, кротовини не заповняться вологою), а потім вона слабшає, зберігаючи при цьому свою залежність від гранулометричного складу (у дрібнозернистих послаблення відбувається різкіше, ніж у грубозернистих), оструктуреності (у добре оструктурених цей процес є більш уповільненим, ніж у погано оструктурених ґрунтах),

від складу поглинених катіонів (при насиченні Na і набряканні набагато швидше, ніж при насиченні колоїдів Ca чи Fe). Водопроникність ґрунту є дуже змінним параметром, як у часі (динамічність), так і в просторі (строкатість) — через розбіжність щільності та інших властивостей ґрунтового покриву, нано- та мікрорельєфу, наявність неоднорідностей у профілі (насамперед шаруватості) тощо. Якщо ґрунт пропускає за одну годину > 1000 мм води при напорі 5 см, його водопроникність є провальною, 1000 – 500 мм — надвисокою, 500 – 100 — оптимальною, 100 – 70 — доброю, 70 – 30 — задовільною, < 30 мм — незадовільною (Н.А. Качинський).

Водопідйомна здатність характеризує здатність вологи підніматися ґрунтовими капілярами. Через гідрофільність мінеральних ґрунтів їх капіляри добре змочуються водою, в них утворюються увігнуті меніски, які спричинюють поверхневий натяг, що ініціює підняття вологи. Чим тоншими є капіляри, тим вище піднімається волога. Якщо в піщаних ґрунтах максимальна висота капілярного підйому не перевищує 0,5 – 0,7 м, то в суглинистих вона є на порядок більшою (до 3 – 6 м), а в глинистих — знову зменшується (особливо помітно при їх солонцюватості). Швидкість капілярного підняття вологи також залежить від діаметра капілярів і вологості ґрунту. У посушливих (аридних) умовах підняття вологи здійснюється повільніше, ніж в гумідних. У цілому швидкість підняття вологи здійснюється згідно з кривою параболічного типу (висока швидкість на початку і подальше поступове згасання). При досягненні рівня капілярної вологоємності швидкість підняття вологи падає. Важливу роль при капілярному підняття вологи відіграє температура, яка дуже впливає на в'язкість води. Капілярні підняття вологи за умови, що кореневмісний шар потрапляє в зону його впливу, набуває великого екологічного значення для ґрунтоутворення та агрономічної практики, оскільки водний і сольовий баланс, процеси оглеєння, живлення рослин та багато інших моментів є залежними від капілярного підняття вологи.

Джерела та способи пересування води в ґрунті. Найважливішим джерелом ґрунтової вологи є атмосферні опади, кількість і розподіл яких протягом року визначаються кліматом, а надходження до ґрунту (сніг, град, дощ) — головним чином рельєфом місцевості і фітоекологічним станом поверхні (частина їх затримується рослинністю). В Україні чітко виділяють три зони зволоження: надлишкового (надходження вологи до ґрунту перевищує її випаровування); нестійкого (витрачається і надходить до ґрунту приблизно порівну); недостатнього (випаровування переважає зволоження).

Другим джерелом надходження вологи до ґрунту є конденсація на поверхні ґрунту й у верхніх її шарах пароподібної вологи з атмосфери. Її кількість невелика, оскільки конденсація відбувається лише в поверхневому шарі ґрунту 10 – 15 мм завтовшки. Волога, сконденсована вночі, вранці випаровується. І тільки в грубозернистих (піщаних) ґрунтах (і породах) водяна пара з атмосфери може проникати досить глибоко (конденсуючись там, вона помітно поповнює запаси ґрунтової вологи і підґрунтових вод).

Третім джерелом ґрунтової вологи можуть бути підґрунтові води. Зазвичай підземні води містяться надто глибоко, що виключає їх зв'язок з ґрунтами. Проте там, де вони наближаються до поверхні — на схилах, їх шлейфах, в підошві, капілярні сили спрямовують їх до ґрунтового профілю. За відсутності опадів, коли вода лише випаровується з ґрунту, така волога суттєво поповнює її втрати з нього, сприяючи цим також засоленню ґрунтів.

Пересування води в ґрунті здійснюється під дією гравітаційних сил, капілярним, плівковим шляхом (з місць, де тиск вище, туди, де він нижче), і, нарешті, у вигляді пари (див. вище).

Енергетика ґрунтової вологи істотно залежить від сил, що виникають на поверхнях поділу твердих, рідких і газоподібних фаз, а також зумовлюється кривизною поверхні поділу між рідкими і газовими фазами.

Ступінь їх впливу на енергетику води багато в чому залежить від структури, будови, складу (гранулометричного, мінералогічного, хімічного) твердих фаз ґрунту.

Неодмінна присутність у ґрунтовій воді розчинених речовин закономірно обмежує її рухомість. У глинистих, солонцюватих та інших схильних до набухання ґрунтах енергетика вологи потрапляє в особливо чітку залежність від поверхневих явищ у колоїдно-дисперсних системах. Чітку енергетичну дію виявляють також гравітаційні сили, температура, атмосферний тиск. Виражають результат впливу перелічених сил через потенціал води як ступінь її повної потенціальної енергії в ґрунті, адекватну питомій потенціальній енергії води в ґрунті щодо її енергії у вихідному (стандартному) стані, яким вважають стан чистої води в резервуарі, розмішеному на висоті H_0 за стандартних атмосферному тиску P_0 і температурі T_0 .

Оцінка енергетичного стану ґрунтової води ґрунтується на парціальній (питомій) вільній енергії Гіббса, яка характеризує хімічний (фактично, термодинамічний) потенціал води в ґрунті, що виражається через постулати першого (збереження енергії у теплових процесах) і другого (ентропія — зміна енергії при оборотних і необоротних процесах) законів термодинаміки (в сумі окремих — осмотичного, гравітаційного, капілярного, пневматичного — потенціалів). Повний термодинамічний потенціал — це робота, яка повинна бути витрачена для оборотного й ізотермічного (при константній температурі) перенесення з одного місця ґрунту в інше дуже малої кількості чистої води, що перебуває при атмосферному тиску і на умовному гідростатичному рівні. Окремо використовуються також і згадані часткові потенціали — осмотичний потенціал, що описує частину роботи, яка витрачається на переміщення в ґрунті води, що перебуває під фізико-хімічним впливом солей; гравітаційний — сил ваги; капілярний — плівок і капілярів; пневматичний — атмосферного тиску.

Потенціал вологи перебуває у діапазоні 0 – 10 000 атм. Ґрунт, повністю насичений водою без солей, має нульовий потенціал ґрунтової вологи. Висушування ґрунту сприяє зростанню її потенціалу і появі феномену всмоктувальної сили ґрунту. Потенціал ґрунтової вологи зручно виражати в pF , який означає логарифм усмоктувального тиску (1 атм. відповідає $pF = 3$). При нульовій вологості ґрунту pF досягає межі, що дорівнює семи.

Енергетична концепція ґрунтової вологи багато в чому протиставляється уявленням про ґрунтово-гідрологічні константи, оскільки заперечує наявність переломних точок на кривій водоутримання. Поділяючи вологу за природою сил, що утримують її в ґрунті, вона певною мірою ігнорує її поділ за рухомістю (точніше, за формою та швидкістю пересування). Тривалий час ці концепції конфліктували між собою, але тепер знайдено компроміс (рис. 5.6). Незважаючи на те, що залежність капілярно-сорбційного потенціалу від вологості є континуальною кривою без різких перегинів в усьому діапазоні вологості, все ж ця крива не підкоряється єдиній математичній залежності. Лише окремі ділянки кривої вдається формалізувати. Це вказує на розбіжності в характері взаємодії води з твердими фазами ґрунту при різних вологостях і станах, які є описаними вище категоріями та формами ґрунтової вологи.

Водний баланс ґрунту — це сукупність надходжень і витрат вологи в ґрунті:

$$W_0 + O + Q_{гр} + Q_k = E_B + E_p + Q_i + Q_{п.с} + W_t + \Delta W,$$

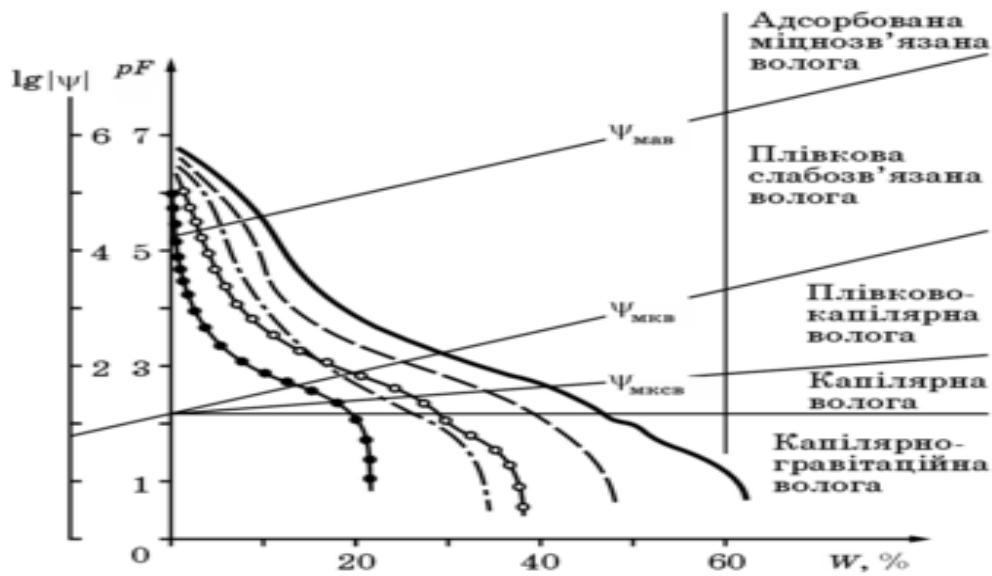


Рис. 2.6. Залежність потенціалу ґрунтової вологи ($\lg|\Psi|, pF$) від вологості ($W, \%$):

$\Psi_{мав}, \Psi_{мкв}, \Psi_{мксв}$ — потенціал вологи відповідно адсорбованої, міцнозв'язаної, капілярно-сорбційної та капілярної

де W_0 — запас вологи в ґрунтовій товщі на початку визначеного періоду; O — сума опадів за період дослідження; $Q_{гр}$ — кількість вологи, що надійшла в ґрунт із ґрунтових вод; Q_k — величина конденсації за весь період; E_v — величина випаровування з поверхні ґрунту (фізичний випаровування); E_r — транспірація рослин; Q_i — витрати води на інфільтрацію за аналізований період; $Q_{п.с}$ — величина поверхневого стоку за той самий період; W_t — запас вологи в ґрунтовій товщі наприкінці періоду; ΔW — зміна запасу вологи за той самий період.

Як і в будь-якому балансі, алгебрична сума надходження та витрат вологи повинна дорівнювати нулю. Водний баланс звичайно обмежують часом (багаторічний, річний, сезонний, місячний тощо) і простором (континент, водозбірний басейн, долинний ландшафт, поле сівозміни, еколого-генетичний тип ґрунту, його орний, підорний або інший шар тощо).

Надходження до балансу дають атмосферні опади, конденсація парів води з атмосфери, бічний приплив вологи із сусідніх ділянок едафокатени, а також підтягування вологи з глибини чи з підґрунтових вод. Витратами балансу вважають фізичне випаровування з ґрунту, транспірацію, різні види відтоку за межі визначеного об'єму (в глибокі шари чи горизонти,

міграція пари тощо). Якщо ΔW за досліджуваний період є нульовою, це означає, що за цей час не відбулося ні висушування, ні зволоження ґрунту.

Оскільки значущість окремих статей загального балансу є різною, для практичних цілей обмежуються найважливішими з них за формулою О.А. Роде:

$$W_t = W_0 + O + Q_{гр} - (E_v + E_p + Q_i).$$

Визначення балансу вологи (з обліком усіх статей надходження і витрат вологи) є непростю процедурою, яка потребує певного ґрунтово-екологічного досвіду, відповідного обладнання (снігоміри, опадоміри, випарники, лізиметри), застосування аерокосмічних методів, комп'ютерних (інфологічних) технологій (ГІС) тощо.

Поверхневий стік та його регулювання. Частина вологи, що надійшла на поверхню ґрунту, стікає по ній, утворюючи поверхневий стік, особливо помітний навесні, під час сніготанення, влітку і восени при випаданні рясних дощів і злив. Його величина залежить від багатьох причин, у тому числі від кута схилу, кількості опадів, їх інтенсивності, водопроникності ґрунту, його вологості, оструктуреності, агрофону, глибини промерзання. Коефіцієнт стоку (відношення кількості вологи в ньому до кількості опадів, що випали, %) змінюється від 100 до 0 % залежно від метеорологічних та інших умов. У окремі роки майже вся снігова вода втрачається з поверхневим стоком, в інші — повністю всмоктується в ґрунт. Загалом, чим меншим є запас снігу, тим сильніше промерзає ґрунт і більшим стає коефіцієнт стоку.

Із ділянок, вкритих лісом, лучними, степовими травами, сільськогосподарськими культурами суцільного висіву, стік мінімізується порівняно з ріллею. Ґрунт у лісі ще до початку сніготанення встигає відтанути, а на ріллі він ще довго залишається глибоко промерзлим. При цьому в лісі сніготанення сповільнюється, внаслідок чого вода надходить рівномірно, встигаючи повністю всмоктатися у ґрунт. Наявність лісової підстилки і краща оструктуреність лісових ґрунтів також сприяють

збільшенню їх водопроникності проти орних ґрунтів.

Процес поверхневого стоку є багатофазним. Його перша фаза є безстічною, оскільки на початку дощу стік не утворюється — всі опади йдуть на заповнення поглиблень і нерівностей ґрунту (поверхневу акумуляцію) і просочування у ґрунт (інфільтрація), а частина їх затримується листям і стеблами рослин. Друга фаза започатковується появою перших струмків поверхневого стоку, третя — відповідає формуванню повного стоку з усієї площі водозбірного басейну, а четверта (остання) фаза — продовженню стоку після дощу. Це спрощена схема стоку, який у реальних ландшафтних умовах є значно складнішим через нерівномірність дощів, гетерогенність ґрунтово-екологічних та багатьох інших впливових чинників.

Танення снігу формує стік за майже аналогічними закономірностями. Спочатку вся вода затримується снігом, вологоємність якого може досягати 50 %, а також у нерівностях, нано- та мікропоглибленнях водозбірного басейну. Їх заповнення забирає немало води. Мерзлі прошарки ґрунту і крижана кірка стримують просочування. На відміну від дощів, найбільші втрати спостерігаються не на початку, а наприкінці сніготанення. Нерівномірне залягання снігу зумовлює специфічну динаміку й територіальну строкатість процесів сніготанення. Спочатку сніг тане на відкритих місцях і на південних схилах, потім — у глибоких зниженнях і, нарешті, — у заростях чагарників і в лісі. Коефіцієнт стоку від сніготанення звичайно перевищує коефіцієнт стоку від дощів, проте у південних регіонах сніг іноді відтає весь, не утворюючи стоку (особливо а разі зтяжного сніготанення, при малих його запасах і на слабкопромерзлих ґрунтах).

Прогноз поверхневого стоку та його інтенсивності є важливим інженерно-екологічним завданням, вирішення якого дає змогу агрономам, землевпорядникам, фермерам розробляти раціональні заходи захисту сільськогосподарських територій від руйнівних наслідків стоку. При його

вирішенні використовують багаторічні стокоформувальні параметри клімату (ймовірність акумуляції снігу, швидкість його танення), а також параметри поверхні (ступінь зволоженості, інфільтраційну здатність, тип агрофону) і складають прогнози максимальної витрати талих і зливових вод.

Поверхневий стік в Україні може утворюватися вже при інтенсивності дощу 0,5 мм/хв і загальному шарі опадів понад 15 – 20 мм.

Поталі води часто стікають з ланів, змиваючи при цьому верхні найродючіші горизонти ґрунту, ініціюють виникнення яруг, посилюють дефіцит вологи, вкрай небажаний для сільськогосподарського виробництва (особливо в Україні, де посушливі роки є звичайним явищем). Найбільш радикальним засобом поповнення водних ресурсів є регулювання стоку (бажано з повною його затримкою на ланах, в зниженнях рельєфу тощо).

Регулювання стоку здійснюють різними агролісомеліоративними, агротехнічними та іншими засобами (управління сніготаненням, глибиною і напрямком обробітку, облаштування різних уловлювачів стоку — щілин, лунок, валів тощо), які, однак, діють далеко не завжди ефективно. Керування стоком стає ефективним лише за умови ретельного обліку всіх ландшафтно-біокліматичних особливостей з вибором адекватного їм екологічно орієнтованого комплексу згаданих вище заходів — складових блоків регіональної протиерозійної (Г.І. Горохов) організації території. Наприклад, у Степу і південному Лісостепу рекомендується провадити (Г.П. Сурмач):

- глибоку зяблеву оранку на 27 – 30 (35) см — звичайну (з оборотом шару), ґрунтопоглиблювальну (без обороту — плоскорізну) та снігозатримання;

- окультурювання ґрунтів (формування добре гумусованого глибокого орного шару);

- створення на ріллі водоемного мікро- та нанорельєфу з розпущеним ґрунтом — зменшує стік на 10 мм, а під просапними затримує зливі

опади, вдвічі більші за ємність мікрорельєфу;

- перехоплення стоку на межі й усередині ланів лісосмугами посиленими найпростішими гідротехнічними спорудами;

- застосування в сильноеродованих ландшафтах ґрунтозахисних сівозмін;

- створення лісолучного поясу біля гідрографічної мережі тощо;

- на сильно порізаних вимоїнами та яругами схилах вирівнювання та часткове засипання їх укосів у комплексі з водорегулювальними валами і травосіянням;

- регулювання скидання непоглиненої стічної води для зменшення змиву і розмиву ґрунтів;

- закріплення активних вершин яруг (залісненням та залуженням сильноеродованих крутосхилів і берегів гідрографічної мережі тощо).

Водний режим ґрунтів діагностується за коефіцієнтом зволоження (КЗ), розрахованим методом Г.М. Висоцького:

$$КЗ = \Sigma_{оп} / E,$$

де $\Sigma_{оп}$ — сума опадів за рік, мм; E — випаровуваність (максимум вологи, здатної випаруватися з відкритої водної поверхні) за рік, мм.

Залежно від величини КЗ виділяють промивний (>1), періодично промивний (>1, <1), непромивний (близько 1), випітний (<1) типи водного режиму, до яких О.А. Роде додав мерзлотний, іригаційний, заплавний (рис. 5.7).

Промивний (пермацидний) тип вирізняється щорічним промочуванням усієї товщі ґрунто-підґрунтя до підґрунтових вод. Частина атмосферних опадів просочується через ґрунт і втрачається з ґрунтовим стоком. Цей тип водного режиму характерний для багатьох ґрунтів лісової зони, у тому числі й Українського Полісся, сприяючи формуванню в цих умовах дерново-підзолистих ґрунтів.

Періодично промивний тип є характерним для регіонів з приблизно однаковою річною величиною опадів і випаровування (північ Лісостепу, де

домінують опідзолені, у тому числі чорноземні, ґрунти). Залежно від умов року (кількості опадів) формується промивний або непромивний тип водного режиму.

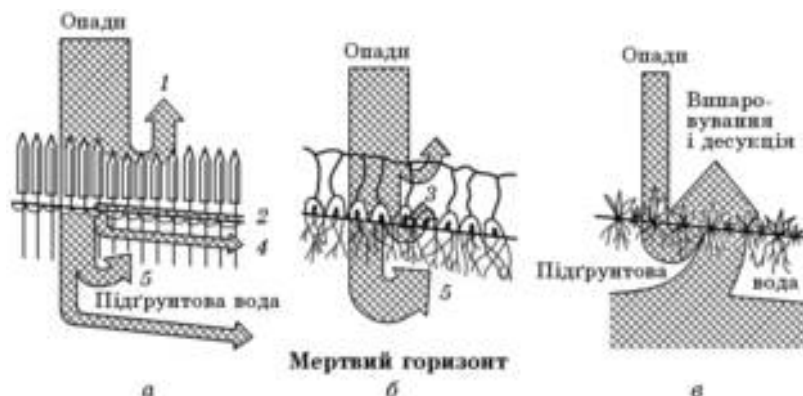


Рис. 2.7. Схема промивного (а), непромивного (б), випітного (в) типів водного режиму (за О.А. Роде):

1, 3 — випаровування з поверхні відповідно рослин і ґрунту, 2 — поверхневий стік; 4 — підґрунтовий стік; 5 — десукція рослинами

Непромивний тип формується на територіях степу і напівпустель із чорноземами звичайними, південними, каштановими ґрунтами, де опадів випадає менше, ніж випаровується, глибина промокання є невеликою, а між нею і капілярною облямівкою лежить шар з постійною вологістю, близькою до вологості в'янення (мертвий горизонт).

Випітний (ексудативний) тип притаманний ландшафтам з близьким заляганням підґрунтових (нерідко засолених) вод, за участю яких формуються солончакові та солонцюваті ґрунти сухих степів, напівпустель і пустель.

Мерзлотний (кріогенний) тип характеризується наявністю багаторічної мерзлоти, що діє як водоупір, над яким утворюється верховодка. Із цієї причини ґрунти, де домінує цей тип (північні території, тундра), перезволожені й оглеєні.

Іригаційний тип зрошуваних територій, залежно від сезону року,

може змінюватися від промивного (за інтенсивного зрошення) до випітного (без штучної подачі води).

Заплавний тип відрізняється затопленням найнижчого гіпсометричного рівня річкової долини повеневими та паводковими водами, алювіальністю, гідроморфізмом тощо.

Типи водного режиму поділяють на підтипи (О.А. Роде, В.А. Ковда, Б.Г. Розанов): промивний — тайговий, напівболотний, болотний, ґрунтово-тайговий, ґрунтово-напівболотний, ґрунтово-болотний, тайговий глибокопромивний; періодично промивний — лісостеповий і степовий потускулярний; непромивний — степовий з глибоким сухим горизонтом і степовий; випітний — на лучно-степовий, лучний і солончаковий.

Регулювання водного режиму здійснюють з метою оптимізації умов зволоження. В Україні дуже мало природних ландшафтів, де без додаткових заходів забезпечується агроекологічно оптимальний режим зволоження, через що його доводиться поліпшувати. У зоні Полісся необхідно звільнитися від надлишку вологи, тут потрібно в кореневмісному шарі залишити стільки води, скільки потребує польова культура для транспірації і, відповідно, одержання досить високого врожаю. У Степу, навпаки, варто широко використовувати полив. Однак і в більш помірному кліматі епізодично спостерігається дефіцит або надлишок води, які слід коригувати.

Дефіцит вологи (передусім у верхніх шарах ґрунту) є особливо нищівним на початку вегетаційного періоду. Наприкінці літа в степових регіонах у кореневмісному шарі ґрунту запаси доступної вологи стають зовсім незначними, тому її вміст до наступної весни майже повністю визначається кількістю пізньоосінніх опадів, а також ступенем використання поталих вод. Створення значних запасів вологи в ґрунті навесні повинно розпочинатися з осені за допомогою зяблевого обробітку впоперек схилу (де реально існує небезпека втрати води з поверхневим стоком), снігозатримання (там, де формується стійкий сніговий покрив),

формування куліс (одночасно гальмують швидкість вітру і перешкоджають розвитку ерозії та дефляції) і лісосмуг (перешкоджають здуванню снігу з ланів).

Весняне збереження вологи в ґрунті передбачає створення обробітком мульчуючого шару ґрунтів з дрібних агрегатів, що перешкоджає фізичному випаровуванню — це боронування та міжрядні розпушування. Поля необхідно очищати від бур'янів, які непродуктивно витрачають надто багато вологи, а до сівозмін слід включати одне-два поля чорного пару.

Водний режим перезволожених ґрунтів регулюють розпушуванням підорного шару, створенням грядок і гребенів на поверхні для садіння картоплі, профілюванням схилів для безпечного відведення вологи. Але в цих умовах найефективнішим є осушення з одночасним відведенням зайвої вологи та її подачею в періоди, коли верхні шари ґрунту пересихають і культури без води гинуть. Загалом для регулювання водного режиму застосовують екологізований комплекс гідротехнічних, агролісо- та фітомеліоративних, агротехнічних та інших заходів.

Підґрунтові води — це перший від поверхні постійний горизонт підземних вод. Часом формується їх тимчасовий рівень — верховодка, яка збирається у вигляді несучільного шару вологи над лінзами водонепроникних порід за низхідного току (інфільтрації) атмосферної вологи. Запаси такої води є невеликими, нестійкими в часі (у маловодні роки вони відсутні) і невеликі за площею. Із цієї причини вплив верховодки на ґрунтоутворення і родючість є незначним (локальним і тимчасовим). Якщо ж водоносний горизонт залягає неглибоко, а капілярна облямівка охоплює ґрунтовий профіль, то за таких умов підґрунтова вода стає важливим чинником ґрунтоутворного процесу і, відповідно, родючості. Однак агроекологічна оцінка її впливу може бути як позитивною, так і негативною (передусім, за підвищеної мінералізації).

В Україні значно поширені різні типи підґрунтових вод,

приурочених до давньоалювіальних товщ річкових долин Полісся, Лісостепу та Степу, флювіогляціальних відкладів, передгірних і гірських зон, узбережжя морів тощо. Вони розрізняються за дебітом, коливаннями рівнів, швидкістю руху, сольовим складом. Їх живлення визначається кількістю атмосферних опадів, рельєфом, випаровуваністю, літогенетичними чинниками. Із північного заходу на південний схід України глибина залягання підґрунтових вод знижується, а їх мінералізація зростає. У Поліссі переважають їх глибини менше від двох, а то й 1 м, отже, вплив підґрунтових вод на ґрунтотворення тут є найбільш виразним, оскільки формуються оглеєні та заболочені ґрунти. У плакорових ландшафтах Лісостепу та Степу підґрунтові води поглиблюються до 5 – 10 м і глибше, а їх мінералізація часом перевищує 5 г/л. Із цієї причини тут майже не трапляється зональних оглеєних ґрунтів, за винятком подів і блюдець на молодих (пізньопліоценових) лесових терасах — прилуцько-удайській (однолесовій) тощо. Але там, де підґрунтові води вище від рівня 4 – 5 м, утворюються ґрунти засолені тією чи іншою мірою.

Кількість і хімізм солей у підґрунтових водах вирішальним чином впливають на морфогенетичні властивості ґрунтового профілю. Заболочування зазвичай супроводжує ґрунтотворення на плоских рівнинах, складених легкими породами, підстеленими на деякій глибині водонепроникними глинами. За таких ландшафтних умов ґрунтово-підґрунтові води мають постійний взаємозв'язок з ґрунтом. Вирівняність ландшафту перешкоджає їхньому стоку, а літологічно зумовлена збідненість материнських порід пояснює відсутність у них солей. На ґрунтах, зв'язаних з ґрунтово-підґрунтовими водами, поселяються рослини переважно з низькими величинами транспірації. Внаслідок цього і десукція тут є мінімальною, що також сприяє накопиченню вологи.

Заболочування прісними водами спричинює оглеювання материнської породи, а в подальшому — плямисте, не суцільне, мозаїчне, залізисто-гумусне оглеєння І-горизонту, після чого на поверхні

починається торфоутворення, що посилюється з підняттям рівня підгрунтової води. У такий спосіб формується торф'яно-глейовий ґрунт, який еволюціонує в торфовище.

За іншою схемою відбувається заболочування жорсткими підгрунтовими водами з високим вмістом $\text{Ca}(\text{HCO}_3)_2$, зумовленим їх контактом з вапняками, мергелями, карбонатними моренами та іншими збагаченими кальцієвмісними породами. Основною особливістю сформованих за їх участю дерново-підзолисто-глейових ґрунтів є оглеєння з накопиченням гумусу за нейтральної реакції. Цьому сприяє надлишкове зволоження (пригнічує окисні процеси) та наявність бікарбонату кальцію (закріплює гумусові сполуки). Присутність у воді гідролітично лужних солей є причиною нейтралізації органічних кислот, що утворюються при розкладанні фіторешток. Тому реакція гумусового горизонту у таких ґрунтах є нейтральною. При контакті ґрунтового профілю із залізистими підгрунтовими водами в ньому утворюються оруденілі вохристі прошарки внаслідок окиснення закисних сполук заліза.

Регулювання рівня підгрунтових вод у ґрунтах з явними ознаками оглеєння або засолення рекомендується здійснювати за рахунок зниження їх рівня різними методами відкритого чи закритого дренажу. Особливої уваги заслуговують підгрунтові води при зрошенні. Систематичний контроль за ними тут є обов'язковим, оскільки в процесі зрошення підгрунтові води мають тенденцію до підняття. Відповідно зростає небезпека вторинного засолення, передусім у ландшафтах Лісостепу і особливо Степу, де підгрунтові води, як правило, є в тією чи іншою мірою засоленими.

Зменшення втрат води зі зрошувальної мережі на фільтрацію затримує підняття рівня підгрунтових вод і, отже, є запобіжним засобом боротьби з підвищенням їх рівня при зрошенні. Цьому ж сприяє правильна експлуатація мережі. При поливах до неї не повинно надходити води більше від передбаченої проектом водокористування. Водорозподіл

повинен забезпечувати оптимальність режиму поливу і здійснюватися з найменшими перекиданнями води по каналах, що зменшує її втрати на фільтрацію. Максимізація ККД поливної води повинна бути лейтмотивом екологізованої системи агромеліоративних заходів, водночас спрямованих на запобігання небажаному підняттю рівня підґрунтових вод:

- максимальна фітопокритість ланів культурною рослинністю, яка зменшує випаровування води та гальмує підтягування солей з підґрунтових вод;

- культивування багаторічних трав, яке оптимізує фізичні властивості, що також знижує випаровування і запобігає соленакопиченню;

- ощадливі способи поливу (лише поповнення дефіциту найменшої вологості);

- постійне розпушування поверхні ґрунту в раціональній системі його обробітку і живлення рослин.

У ландшафтах Полісся зниження рівня підґрунтових вод рекомендується здійснювати осушувально-зволожувальним способом (агримеліоративні системи подвійного регулювання) з розрахунку створення достатньо глибокого кореневмісного шару та можливого його поповнення прісною ґрунтовою водою в періоди гострої потреби рослин у воді. У Степу вторинне використання дренажних вод для зрошення обмежується їх мінералізацією, через що вони зазвичай стікають у штучні чи природні зниження, водойми, ріки.

ЗАПИТАННЯ ДЛЯ САМОПЕРЕВІРКИ

1. Стан, форми і категорії води в ґрунті.
2. Ґрунтово-гідрологічні константи.
3. Водні властивості, водний режим та водний баланс ґрунтів.
4. Управління водним режимом ґрунтів.

РОЗДІЛ 3.ЗВОЛОЖЕННЯ КОРЕНЕВМІСНОГО ШАРУ ПРОТЯГОМ ВЕГЕТАЦІЇ РОСЛИН

Порівняємо умови вологозабезпеченості вирощування сільськогосподарських культур в Україні, використовуючи для цього нові критерії, а саме просторовий і часовий дефіцити. Під просторовим дефіцитом вологозабезпеченості мається на увазі градієнт падіння вмісту продуктивної вологи в ґрунті в мм на кожні 100 км у напрямку із західних провінцій, де він близький до нуля, на схід і на південь. Під часовим дефіцитом – градієнт посилення дефіциту вологи від весни (сівба і поява сходів ярих культур), коли він мінімальний або відсутній, до наступних фаз розвитку культури, коли він звичайно зростає. Одиниця виміру часового дефіцит зволоження – мм/місяць. Здається, просторовий і часовий дефіцит зволоження – об’єктивна міра рівня зволоження, яка може знайти застосування при оцінюванні ґрунту для цілей інвестування, або як поправний коефіцієнт у бонітування чи обрахуванні грошової вартості земельної ділянки. Адже зволоження – один з найважливіших чинників родючості, який вирішальним чином впливає на врожай сільськогосподарських культур. Крім того, здобуті параметри обох дефіцитів можуть бути використані для коригування традиційних зон вирощування культур або обґрунтування поширення вологозберезувальних технологій.

Для обґрунтування висновків використаємо середньобагаторічні дані гідрометеорологічної служби. Спостереженнями було охоплено всі ґрунтові провінції згідно природно-сільськогосподарського районування, всього 138 точок, у тому числі з озимою пшеницею - 70, ячменем – 52, цукровими буряками – 16. З наявних даних вибрано виміри зволоження для шарів ґрунту 0-20 см (фаза сівба–поява сходів) і 0-100 см (формування генеративних органів). За оптимальний рівень зволоження обрано параметри 40 і 150 мм продуктивної вологи відповідно. У наступні фази оптимальний рівень зволоження знижений до 80-100 мм у шарі 0-100 см.

Озима пшениця – достатньо вимоглива до вологи культура (транспіраційний коефіцієнт для нових високоврожайних сортів, як правило, більше 500). Навіть у Поліссі (Західна і Правобережна провінції) на дерново-підзолистих ґрунтах легкого гранскладу вміст продуктивної вологи в шарі 0-20 см не перевищує потрібної кількості. Дефіцит зволоження тут відчувається протягом наступних фаз вегетації аж до її зупинення (рис. 3.1).

Аналогічна ситуація восени і у шарі 0-100 см – вологи менше ніж потрібно (рис.3.2). Ситуація змінюється весною. Починаючи з фази колосіння кількість вологи перевищує потребу аж до воскової стиглості. Саме в цей період проявляється нестійкість багатьох сучасних сортів до перезволоження, особливо у нижній частині кореневого шару. Навіть короткочасне затоплення, оглеєння, нестача повітря, кисла реакція ґрунтового розчину (вже менше 5,6) негативно відбивається на стані озимої пшениці. Тому Полісся, хоча і відноситься до зони, де рекомендується сіяти цю культуру (Наукові основи..., 2004) не може вважатися оптимальною зоною. Тут недоцільно розширювати площі сівби цієї культури, а віддати перевагу традиційним поліським культурам – багаторічним травам, картоплі, льону, житу.

У Лісостепу і особливо в Степу умови зволоження для озимої пшениці незадовільні. За винятком короткого періоду весною, коли ця культура не зазнає нестачі вологи, решту вегетації вона перебуває в умовах недостатнього водного режиму. Про це свідчать дані майже усіх метеостанцій Лісостепу і Степу, і навіть станція Вінниця, яка розташована у відносно більш вологому правобережжі Лісостепу.

Вважаємо, що ми отримали переконливі дані, які пояснюють причини великої різниці між задекларованою селекціонерами високою продуктивністю нових сортів озимої пшениці і фактичними врожайми. Зрозуміло, що використання сприятливого попередника, вологозберезувального способу обробітку, знищення бур'янів і ефективна

боротьба із хворобами здатні значно підвищити врожай. Але, на жаль, висока технологія не здатна усунути нестачу вологи. Здобуті нами дані доводять високий ризик вирощування озимої пшениці в Україні. Зменшити ризик можна, лише максимально зосередивши площі вирощування цієї культури в Лісостепу і північному Степу, а у південному сухому Степу – винятково на зрошуваних землях.

Ячмінь – порівняно з озимою пшеницею менш вимоглива до зволоження культура (транспіраційний коефіцієнт значно менше 400). Через цю причину ситуація з вологозабезпеченістю ячменю на значних просторах Полісся і Лісостепу більш сприятлива.

Сприятливий режим зволоження в шарі 0-20 см зберігається до формування 3-го листка, кущення і навіть до виходу у трубку на більшій частині Полісся і Лісостепу (рис.3.3). Далі завдяки глибокій розгалуженій кореневій системі верхня частина кореневого шару швидко пересихає і настає гостра нестача вологи. Особливо помітні ознаки нестачі вологи в зоні сухого Степу. Ячмінь – культура, яку неохоче вирощують на зрошувальних землях. Тим не менш хоча б один полив у кінці травня явно був би дуже корисним для цієї культури.

Явно контрастує із зволоженням верхнього шару вологість у більш глибоких шарах (рис.3.4). Повсюдно у Лісостепу і Степу вологи тут набагато менше, ніж потрібно. Це не тільки не сприяє одержанню високого врожаю, але й понижує адаптивні можливості ячменю до нестачі вологи, які якраз і проявляються у можливості коренів забезпечувати рослину вологою з більш глибоких шарів, коли верхній шар виявляється пересушеним.

Ячмінь, як правило, своєчасно проходить фази розвитку і вважається скоростиглою культурою. Тому наявність достатньої кількості вологи створює передумови для розширення посівів цієї культури. На жаль, через невеликий попит на світовому ринку останніми роками значення цієї культури недооцінено. Однак, враховуючи безспірні переваги ячменю як

джерела концентрованих кормів для свинарства і птахівництва і необхідність відродження цих галузей тваринництва в Україні, слід більше уваги приділити цій культурі.

Мінімізація ризику при вирощуванні ячменю може бути досягнута шляхом припустимого насичення сівозмін у регіонах вирощування озимої пшениці, а також у суміжних регіонах – на південь, схід і південний схід, головним чином у межах поліської, лісостепової і степової зон.

Цукрові буряки ще більш вимогливі до вологи, тому, зокрема, ця культура не вирощується там, де річна сума опадів менша 500 мм. Навіть в умовах західного Лісостепу, де, як вважається, складаються оптимальні умови зволоження для цукрових буряків, уже під час сходів відзначається невелика нестача вологи. Ще більша нестача зволоження на лівобережжі - і в Лісостепу, і в Степу (рис.3.5).

Дефіцит вологи зростає у шарі 0-100 см, досягаючи, наприклад, у північному Лівобережному Степу, 100 мм (рис.3.6).

Оптимальними або близькими до оптимальних умовами зволоження для цукрових буряків слід визнати лише провінції західного і правобережного Лісостепу. Саме тут і розміщені найбільші площі цієї культури. Сприятлива також територія, яку віднесено до Малого Лісостепу, у межах Рівненської і Волинської областей. При виборі площ під цю культуру в інших регіонах слід знати, що умови зволоження там частіше не відповідають вимогам цукрових буряків, особливо у другу половину вегетації, коли накопичується цукор у коренеплодах і тому вихід цукру в Україні навіть у кращих агротехнічних умовах поступається аналогічним показникам в Угорщині і Німеччині.

Як видно з рисунків, дефіцит вологи відзначається повсюдно, а надлишок скоріше є винятком, ніж правилом.



Рис. 3.1. Дефіцит (-) або надлишок (+) зволоження (мм) при вирощуванні озимої пшениці, шар 0-20 см.

Шифри провінцій в табл. 3.2. В границях провінцій цифрами позначено дефіцит або надлишок вологи за фазами розвитку культур: 1-а – сівба, 2-а – сходи, 3-я – колосіння, 4-а – воскова стиглість. Стрілками позначено вектори нарощування дефіциту.



Рис. 3.2. Так само, шар 0-100 см



Рис. 3.3. Так само, ячмінь, шар 0-20 см



Рис. 3. 4. Так само, 0-100 см



Рис. 3.5. Так само, цукрові буряки, шар 0-20 см



Рис.3.6. Так само, 0-100 см

Використовуючи просторові і часові критерії вологозабезпеченості провідних сільськогосподарських культур, що вирощуються в Україні, можна виділити кращі, середні і гірші території, тобто, класифікувати їх за,

мабуть, найбільш агрономічно важливим критерієм. Для озимої пшениці і ячменю кращими за зволоженням є поліські і західно-лісостепові провінції. Для цукрових буряків – приблизно ті самі провінції, але в Поліссі тільки південні частини зони. На цих територіях формується оптимальний режим зволоження на початку вегетації, до того і у подальшому дефіцит, якщо і спостерігається, то він мінімальний.

На схід і південь умови вологозабезпеченості поступово погіршуються – понижується загальна сума опадів за рік і вегетаційний період і відповідно запас вологи в кореновому шарі. Характерні зміни зазнає часовий дефіцит зволоження, орієнтовні параметри якого для деяких ґрунтових провінцій наведено у табл.3.1.

Таблиця 3.1.

Часовий градієнт підсилення дефіциту зволоження під час вегетації культур (мм/місяць)

| Зона і провінція ПСХР | Озима пшениця, ячмінь | Цукрові буряки |
|------------------------------|------------------------------|-----------------------|
| Полісся | 0 | 2 |
| ЛС Правобережна | 0,5 | 3 |
| ЛС Лівобережна | 15 | 10 |

Просторовий дефіцит зволоження розрахований нами в двох напрямках – з півночі на південь і із заходу на схід, зростає приблизно на 8-10 мм на кожні 100 км. Здається особливо чутливим просторовий дефіцит до цукрових буряків, що, безумовно відбивається на пониженні врожаю і його якості на Лівобережному Лісостепу порівняно із західною і правобережною провінціями цієї зони.

Узагальнена оцінка умов вологозабезпеченості для вирощування озимої пшениці, ячменю і цукрових буряків демонструється в табл. 3.2.

**Оцінка умов вологозабезпеченості в ґрунтових провінціях
України**

| Оцінка вологозабезпеченості | Провінції ПСХР |
|------------------------------------|--|
| Сприятлива | Полісся західне (П-1); П. Правобережне (П-2); П. Лівобережне (П-3); Лісостеп Західна (ЛС-1); ЛС. Правобережна (ЛС-2) |
| Середня | ЛС. Лівобережна (ЛС-3); С. Придунайська (С-1); С. Правобережна (С-2); С. Лівобережна (С-3); Степ Посушливий, Придунайська (СП-1) |
| Незадовільна | СП. Правобережна (СП-2); СП. Лівобережна (СП-3); СП, Північно-Кримська (СП-4); Степ Сухий, Присивашська (СС-4) |

Диференціація провінцій за умовами вологозабезпеченості виявилась співставною з картами часткових бонітетів озимої пшениці, ячменю і цукрових буряків і виробничим показниками врожаїв цих культур. Частка земельних ділянок з найбільш високими бонітетами і відповідно врожаєм була вищою там, де умови вологозабезпеченості сприятливі і середні. До того ж співпадіння було кращим в період 1992-2002 рр., тобто, у кризові роки, коли рівень застосування добрив і хімічних засобів захисту посівів був мінімальним, а участь природної родючості (у тому числі чинника зволоження) у врожаєх – максимальною.

Оцінюючи умови зволоження при вирощуванні озимої пшениці, ячменю і цукрових буряків в Україні, слід з жалем визнати, що тільки в правобережно-лісостепових і поліських провінціях умови близькі до потрібного рівня. На всіх інших територіях у тій чи іншій мірі відчувається нестача вологи. І навіть у регіонах з традиційним домінуванням цих культур у структурі посівів (Лівобережний Лісостеп і Північний Степ) вологи менше ніж вимагають ці культури для нормального функціонування. Особливо велика нестача вологи відмічається в зоні південного Степу. Інакше кажучи, провідні сільськогосподарські культури

країни проходять основні фази свого розвитку і особливо фазу формування генеративних органів за нестачі вологи. Це пояснює переважно невисокі врожаї цих культур. І це має очевидні наслідки для агротехнологій, які потребують удосконалення перш за все у напрямку вологозбереження і економних витрат вологи. Це стосується усіх елементів технології – і селекції, і обробітку, і утримання поля в чистоті, і, звичайно, розвитку зрошення. Необхідність в останньому очевидна на значних просторах Лівобережного Лісостепу и усього Степу.

Враховуючи неврегульованість водного режиму на значній території орних земель країни, цілком зрозуміла велика увага, яка у недавні роки приділялася розвитку гідротехнічних (особливо зрошувальних) меліорацій і зовсім не логічна і не виправдана різка зміна відношення до цього землеробського аспекту в останні роки. Здобуті нами дані про різницю між реальною величиною зволоження і потребами рослин до вологи в критичні фази розвитку з неспростовністю доводять необхідність розвитку зрошення. Особливо необхідний цей захід в Степу і Сухому Степу, де дефіцит зволоження значний. Також важливий він на Лівобережному Лісостепу.

Крім того, з викладеного треба зробити ще один очевидний висновок про доцільність зміщення на захід зон вирощування озимої пшениці. На жаль, сьогодні сприятливий потенціал західно-лісостепових і поліських провінцій в повній мірі не використовується. Традиційно склалося, що озима пшениця домінує в Лівобережному Лісостепу і Степу, у Дніпропетровській, Кіровоградській, Харківській, Полтавській, Одеській, Запорізькій областях, а на зрошенні – в Херсонській, Миколаївській областях і в Криму. В західно-лісостепових і поліських областях менше площ під цією культурою, менше вносять добрив і взагалі нижче культура землеробства. Виникає парадоксальна картина. В одному випадку потенціал культури не реалізується за об'єктивними причинами, у другому – за суб'єктивними причинами, а в результаті - недобори врожаїв і

неконкурентоспроможна аграрна економіка.

ЗАПИТАННЯ ДЛЯ САМОПЕРЕВІРКИ

1. Умови вологозабезпеченості та їх оцінка при вирощуванні сільськогосподарських культур в Україні
2. Дефіцит або надлишок зволоження при виробництві основних сільськогосподарських культур
3. Часовий градієнт підсилення дефіциту зволоження під час вегетації культур

РОЗДІЛ 4. ПОВІТРЯНІ ВЛАСТИВОСТІ ҐРУНТІВ

Ґрунтове повітря – важлива, найбільш динамічна складова частина ґрунту, яка знаходиться в тісній взаємодії із твердою, рідкою та живою фазами ґрунту.

Ґрунтове повітря є джерелом кисню для дихання коренів рослин, аеробних мікроорганізмів та ґрунтової фауни. Повітря ґрунту – це суміш газів і летких органічних сполук, які заповнюють пори ґрунту, вільні від води.

Кисень ґрунтового повітря активно бере участь в хімічних реакціях мінеральних і органічних сполук.

Ґрунтове повітря є джерелом двоокису вуглецю для рослин, який використовується у фотосинтезі. Від всієї кількості CO₂, яка використовується на створення врожаю, від 38 до 72% надходить в рослини з ґрунту.

Повітря знаходиться у ґрунті у наступних станах:

- вільному,
- затиснутому,
- адсорбованому
- розчиненому.

Ґрунтове повітря у *вільному стані* знаходиться у грубих некапілярних та капілярних порах ґрунту, вільно рухається в ньому, забезпечує аерацію та газообмін між ґрунтом і атмосферою.

Затиснуте ґрунтове повітря – повітря, що знаходиться в порах і зі всіх сторін ізольоване водними пробками. У глинистих ґрунтах вміст затиснутого повітря може досягати 12% і більше, а в середньому 6-8% загального об'єму ґрунту.

Затиснуте повітря нерухоме, практично не бере участі у газообміні, заважає фільтрації води у ґрунті. Виринаючись із пор під тиском води,

затиснуте повітря може викликати руйнування структурних агрегатів ґрунту.

Абсорбоване ґрунтове повітря – гази та леткі органічні сполуки, адсорбовані на поверхні часток ґрунту. Чим дисперсніший ґрунт, тим більший вміст у ньому адсорбованих газів при даній температурі. Адсорбція газів сильніша у ґрунтах важкого гранулометричного складу, які містять велику кількість органічної речовини. Більш активно, ніж гази ґрунтові частки поглинають водні пари.

Розчинене ґрунтове повітря – гази, розчинені у ґрунтовій воді. Розчинність газів зростає із підвищенням їх концентрації у вільному ґрунтовому повітрі, а також зі зниженням температури ґрунту. Найкраще розчиняються у воді аміак, сірководень та діоксин вуглецю.

Потреба у кисні коренів рослин задовольняється головним чином за рахунок вільного ґрунтового повітря.

Перші відомості про склад ґрунтового повітря були отримані Ж. Бусенго у 1824 році. У першій половині ХХ ст. знання про його склад поповнили праці О.Г. Дояренко, Б. Кіна, Е. Расселя та ін. Склад повітря у ґрунті відрізняється від атмосферного динамічністю, непостійністю свого складу. Атмосферне повітря має більш-менш постійний склад: 78% N₂, 21% O₂, майже 1% Ar, 0,03% CO₂. Серед компонентів ґрунтового повітря O₂ і CO₂ - найбільш динамічні, їх вміст коливається в значних межах, залежно від інтенсивності мікробіологічних процесів, взагалі процесів «дихання» ґрунту, а також швидкості газообміну між ґрунтом та атмосферою.

Вміст CO₂ в ґрунтовому повітрі може бути в сотні і десятки разів вищим, ніж у атмосферному, а концентрація O₂ може знизитися до 10% і нижче.

У ґрунтах під ріллею з доброю аерацією, сприятливими фізичними властивостями вміст кисню протягом вегетаційного періоду не буває нижче 18,

а вміст CO_2 - вище 1-2%. Перезволоження ґрунтів важкого механічного складу може підвищити вміст CO_2 в їх орному шарі до 4-6%, а вміст O_2 знизити до 15%.

Гази можуть рухатися у ґрунті як порами вільними від води, так і в розчиненій формі через ґрунтову вологу. Зниження інтенсивності процесу аерації, викликане незадовільним дренажем, перезволоженням та переущільненням ґрунтів здатне сильно затримувати ріст рослин. Різке погіршення аерації може бути пов'язане з неодноразовими проходами важкої сільськогосподарської техніки по поверхні ґрунту при внесенні добрив, боротьбі з бур'янами, шкідниками і хворобами, при збиранні врожаю. На думку А.Д.Вороніна (1986), в наш час аерація ґрунтів стала основним лімітуючим фактором підвищення урожайності сільськогосподарських культур, так як недостача елементів живлення і води може бути успішно компенсована, а вміст кисню підвищити важко.

Вміст азоту у ґрунтовому повітрі теж може зменшуватись чи збільшуватись. В анаеробних умовах в ґрунті відбуваються відповідні реакції, як хімічні, так і біохімічні. Наприклад, денітрифікація відбувається за такою схемою: $\text{NO}_3 \rightarrow \text{NO}_2 \rightarrow \text{N}_2\text{O} \rightarrow \text{N}_2$. В невеликій кількості в ґрунтовому повітрі завжди присутні леткі органічні сполуки різної природи (метан, етилен, тощо.). Інколи їх концентрація може досягати токсичних значень, особливо що стосується вмісту етилену, метану, аміаку та фосфіну в болотних ґрунтах.

В порах різного розміру склад ґрунтового повітря неоднорідний. В порах більшого розміру повітря більш рухоме, менш збагачене CO_2 і більше містить O_2 .

В крайніх випадках, за умов дуже утрудненої аерації, концентрація O_2 може знизитися майже до нуля.

Слід пам'ятати, що перед тим, як рослини почнуть страждати від нестачі кисню, деякі у них можуть страждати від надлишку CO_2 та інших газів.

Газообмін повітря ґрунту з атмосферним

Газообмін ґрунту з атмосферою може відбуватися за двома механізмами:

- конвекції ;
- дифузії.

Основним механізмом газообміну є дифузія. При конвекції силою, що змушує повітря рухатися є градієнт загального тиску, що призводить до переміщення всієї маси повітря із зони з вищим у зону з нижчим тиском.

При дифузії рухаючою силою є градієнт парціального тиску будь-якого компонента газової суміші (повітря). Нерівномірно розподілені молекули рухаються із зони з більш високою концентрацією до зони з більш низькою, навіть коли газова суміш загалом перебуває в ізобарному стані. Надходження повітря в ґрунт з опадами, виштовхування назовні вологою ґрунтового і вбирання (засмоктування) атмосферного повітря - усі ці процеси також сприяють газообміну між ґрунтом та атмосферою.

Зміна температури ґрунту, атмосферного тиску, швидкості вітру, рівня підґрунтових вод - все це викликає зміни в об'ємі ґрунтового повітря, наслідком чого є надходження або вихід повітря з ґрунту.

Швидкість дифузії газів через ґрунт нижча, ніж в атмосферному повітрі. Цю швидкість оцінюють за коефіцієнтом дифузії, що дорівнює кількості речовин, яка проникає через 1 см² поверхні при товщині шару 1 см та градієнті концентрації, що дорівнює одиниці.

Коефіцієнт дифузії в ґрунті завжди нижчий, ніж у «вільному» повітрі. Він зменшується при зниженні пористості аерації. Межею нормальної аерації є коефіцієнт дифузії CO₂ 0,009 см²/с. При нижчому його значенні газообмін у ґрунті утруднений.

Дифузійний перенос газів у ґрунті відбувається частково в газовій, а частково - в рідкій фазі. Дифузія через пори, заповнені повітрям підтримує газообмін між ґрунтом та атмосферою, в той час як дифузія через водні

плівки різної товщини безпосередньо забезпечує постачання кисню до гідратованих живих тканин коренів, а також відбирання від них вуглекислоти. Таким чином, необхідна для рослин аерація забезпечується двома шляхами: через повітреносні пори та через плівки води.

Коефіцієнт дифузії у ґрунті менший від коефіцієнта дифузії в повітрі через те, що ґрунтові частки знижують поверхню взаємодії компонентів. Чим вища пористість аерації, тим вища і ця поверхня.

Повітряні властивості ґрунтів

Стан газообміну у ґрунті оцінюють за такими повітряними властивостями ґрунту:

- повітрепроникність;
- повітремісткість.

Повітрепроникність - це здатність ґрунту пропускати через себе повітря. Її можна виміряти кількістю мілілітрів, що проходить через 1 см² ґрунту при товщині шару в 1 см за секунду. Чим вище повітряпроникність, тим краще забезпечується газообмін, тим більше O₂ і менше CO₂ в ґрунтовому повітрі.

Повітрепроникність залежить від ряду факторів: механічного складу ґрунту; структурного стану та пористості аерації; щільності зложення ґрунту; вологості.

Чим більші пори аерації, тим вища повітрепроникність.

Повітремісткість - це вміст повітря у ґрунті в процентах від об'єму. Цей показник залежить від тих же факторів, що і повітрепроникність. Чим вища пористість і менша вологість ґрунту, тим більше повітря міститься в ньому.

Максимальна повітреємність характерна для сухих ґрунтів і дорівнює їй загальній пористості. Особливе значення має пористість аерації ґрунту при його найменшій вологоємності (НВ). Її величина не повинна опускатися нижче 15%. Найкращі умови для аерації ґрунту створюються при пористості аерації 20-25% в мінеральних ґрунтах і 30-40% у болотних.

Повітряний режим та його регулювання

Сукупність процесів надходження, руху, зміни складу та фізичного стану повітря у ґрунті, а також газообмін ґрунтового повітря з атмосферним створюють повітряний режим ґрунту.

Він залежить від фізичних, хімічних, фізико-хімічних, біологічних властивостей ґрунту, а також кліматичних і погодних умов, агрофону (вирощуваної культури та агротехніки).

Структурні ґрунти пухкого складення, що добре інфільтрують воду, мають високу некапілярну і капілярну пористість характеризуються оптимальним повітряним режимом. Ґрунти з постійним чи тимчасовим перезволоженням, навпаки, - потребують покращення повітряного режиму, тобто його регулювання за допомогою агротехнічних та меліоративних заходів.

Необхідність проведення цих заходів обґрунтовують основними показниками повітряного режиму: повітреємністю, повітрепроникністю, швидкістю дифузії, складом ґрунтового повітря, інтенсивністю виділення ґрунтом вуглекислоти. Пористість аерації для забезпечення сприятливих для рослин умов повинна бути не нижче 20-25% від об'єму ґрунту. На переущільнених і безструктурних ґрунтах навіть при оптимальній вологості (НВ) пористість аерації може бути нижчою за критичну величину (15%).

Допустимі норми складу ґрунтового повітря дуже залежать від температури ґрунту. Наприклад, у дерново-підзолистому суглинковому ґрунті оптимальний склад ґрунтового повітря має місце тоді, коли вміст CO_2 не перевищує 2-3%, а концентрація O_2 - не нижче 18-19%; при загальному вмісті повітря не менше 20% від об'єму ґрунту, якщо температура ґрунту понад 15°C. Якщо ж температура становить 10-15°C, сприятливі умови аерації забезпечуються при нижчій пористості аерації - 15-20%. В торфовищах пористість аерації повинна бути не нижчою 30-35% для забезпечення нормального газообміну.

Обробіток ґрунту покращує аерацію, підсилюючи інтенсивність газообміну, але це явище має тимчасовий характер. Покращення аерації може бути більш-менш тривалим лише в добре оструктуреному ґрунті. Мінімізація обробітку ґрунту сприяє зниженню амплітуди коливання щільності, збереженню вертикальних пор, що добре фільтрують воду і цим самим теж покращує аерацію ґрунту.

Біологічна активність (дихання) ґрунту коливається в широких межах (0,5-10 кг/га за годину). Найвищу біологічну активність ґрунт має в період максимальних приростів кореневої системи і вегетативної маси рослин, якщо цьому сприяють вологість і температура ґрунту. Концентрація CO₂ в ґрунтовому повітрі може дещо зростати. Різні сільськогосподарські культури мають різні вимоги до аерації ґрунту. Ці вимоги зменшуються в ряду: картопля → кукурудза → зернові → багаторічні трави.

Велике значення для рослин має тривалість періоду з несприятливою аерацією, тому для характеристики повітряного режиму ґрунту доцільно знати добову і сезонну (річну) динаміку складу ґрунтового повітря.

Добова динаміка визначається добовим ходом температури і атмосферного тиску, зміною швидкості фотосинтезу та іншими факторами.

Ці фактори впливають на інтенсивність дифузії, дихання коренів, мікробіологічну активність ґрунту. Добові коливання складу ґрунтового повітря охоплюють, як правило, лише верхню півметрову товщу ґрунту. Амплітуда цих змін для кисню і вуглекислого газу не перевищує 0,1-0,3%. Найбільш істотно протягом доби змінюється інтенсивність дихання ґрунту. Склад ґрунтового повітря може оновлюватися протягом доби на 10-15%.

Сезонна (річна) динаміка визначається річним ходом атмосферного тиску, температури, опадів, а також вегетаційними ритмами розвитку рослин, мікробіологічною активністю ґрунту. Максимальний вміст O₂ (і мінімальний - CO₂) спостерігається в літній період, а восени та взимку товща ґрунту звільняється від накопиченої вуглекислоти. За оптимальної вологості з підвищенням температури ґрунту вміст CO₂ в ґрунтовому

повітрі зростає, а вміст O_2 - знижується. За високих температур і при вологості близькій до ВСВ склад ґрунтового повітря наближається до атмосферного.

Для складу ґрунтового повітря характерна та чи інша вертикальна диференціація в профілі ґрунту. Для більшості ґрунтів звичайним є підвищення концентрації CO_2 з глибиною (концентрація O_2 відповідно знижується).

Зрошення, змінюючи термодинамічні умови у ґрунті, істотно змінює як вміст так і склад повітря. При дощуванні нормою 250-300 м/га відбуваються лише слабкі зміни в складі ґрунтового повітря, так що через 2-3 доби система знову підходить до стану динамічної рівноваги. Дощування на чорноземах більш високими нормами (500-600 м³/га) викликає істотні зміни в складі ґрунтового повітря, що треба враховувати особливо при вирощуванні овочів, дуже чутливих до аерації.

При окультуренні ґрунтів відбувається оптимізація їх повітряного режиму. Застосування органічних і мінеральних добрив, хімічна меліорація, зрошення та осушення - все це активізує біологічні процеси, підвищує інтенсивність дихання ґрунту.

Внесення органічних добрив в гідроморфні ґрунти необхідно поєднувати з покращенням їх повітряного режиму (кротовим дренажем). При глибокому заорюванні на глеєвих безструктурних ґрунтах органіка в анаеробному середовищі трансформується з накопиченням відновлених речовин і виділенням газів (CH_4 , CO_2 , H_2S , NH_3 та ін.), що токсично впливають на рослини. Тому треба зменшувати глибину заорювання, застосовувати хімічну меліорацію, безполицевий (глибокий плоскорізний) обробіток ґрунту, мінімалізацію системи обробітку, яка підвищує буферність ґрунту до ущільнення.

ЗАПИТАННЯ ДЛЯ САМОПЕРЕВІРКИ

1. Поняття про ґрунтове повітря.
2. Види ґрунтового повітря.
3. Відмінності у складі ґрунтового і атмосферного повітря
4. Повітряні властивості ґрунтів.
5. Аерація ґрунту та її залежність від властивостей ґрунту.
6. Поняття про повітряний режим ґрунту та заходи щодо його регулювання.

РОЗДІЛ 5. ТЕПЛОВІ ВЛАСТИВОСТІ ҐРУНТІВ

Температура ґрунту - важливий компонент його мікроклімату. Вона дуже впливає на різноманітні процеси, що відбуваються в ґрунті. Від неї залежить початок і кінець вегетаційного періоду, ріст і розвиток рослин, характер поширення у ґрунті корневих систем, мікробіологічна активність ґрунту і швидкість надходження води і елементів живлення до коренів. Інтенсивність транспірації і продуктивність рослин - все це зазнає значного впливу температури ґрунту. Фазові переходи в системі ґрунт - ґрунтовий розчин - повітря в ґрунті, процеси вивітрювання, розчинення солей і газів теж значною мірою залежать від температури ґрунту. В умовах жаркого клімату розтріскування ґрунту, поява специфічної структури теж зумовлені температурою, характером її коливань.

Можливість вирощування тих чи інших культур теж диктується тепловими властивостями ґрунту.

Джерела тепла в ґрунті

Є кілька джерел надходження теплової енергії до ґрунту:

- промениста енергія сонця;
- атмосферна радіація;
- внутрішня теплова енергія Землі;
- енергія біохімічних процесів розкладу органічних решток;
- радіоактивний розпад.

Найбільше значення мають перші три джерела. Внесок двох останніх джерел дуже малий і не береться до уваги при балансових розрахунках. Внутрішня теплова енергія земної кулі може бути порядку 10^{-4} Дж/см² хв., що теж являє собою незначну величину. Лише в районах активної вулканічної діяльності цей потік тепла з надр землі може бути значним.

Головним джерелом тепла в ґрунті є промениста енергія сонця. Кількість теплоти, що надходить від Сонця до верхньої межі атмосфери Землі в середньому складає 8,296 Дж/см² хв. Внаслідок часткового розсіювання цієї теплоти в атмосфері, до поверхні ґрунту її надходить

менше. Крім того, кількість теплоти, що надходить у ґрунт, дуже залежить від географічної широти, пори року, стану атмосфери, експозиції схилу, кута падіння сонячних променів на поверхню, характеру рослинного покриву.

У помірних (середніх) широтах кількість сонячної радіації, що потрапляє на горизонтальну поверхню в полудень, становить 0,8-1,5 кал/см²хв. Температурний стан ґрунту дуже залежить як від характеру його поверхні, так і від теплових властивостей самого ґрунту.

Теплові властивості ґрунту

Сукупність властивостей ґрунту, що обумовлюють його здатність поглинати і проводити через себе теплову енергію, називається **тепловими властивостями ґрунту**.

До теплових властивостей ґрунту належать:

- тепловбирна здатність;
- теплоємність;
- теплопровідність.

Тепловбирна (теповідбивальна) здатність ґрунту - це його здатність поглинати (або відбивати) деяку частину сонячної радіації, що падає на її поверхню. Цей показник характеризується величиною альbedo (A) - часткою короткохвильової сонячної радіації, яка відбивається поверхнею ґрунту ($Q_{\text{від}}$), вираженою в процентах від загальної сонячної радіації ($Q_{\text{заг}}$):

$$A = \frac{Q_{\text{від}}}{Q_{\text{заг}}} \cdot 100$$

Альbedo залежить від ряду властивостей ґрунту: кольору, кількості і якості органічної речовини, механічного складу, структурності, вологості та стану поверхні. Діапазон відбиття променистої енергії поверхнею коливається в межах 8-40% (табл. 25).

Як видно з таблиці, темні багаті на гумус ґрунти вбирають більше сонячної радіації, ніж світлі; альbedo дуже залежить від характеру

рослинного вкриття. Оструктурені ґрунти з шорсткою поверхнею більш теплі, ніж безструктурні.

Теплоємність ґрунту, або його здатність поглинати теплову енергію (C) виражається через приріст теплоти (Q) в ґрунті при зміні його температури (T):

$$C = Q / T$$

Фізичний смисл теплоємності виражається в кількості теплоти, необхідного для нагрівання одиниці маси (1 г) чи об'єму (1 см³) ґрунту на 1°C. У відповідності з цим розрізняють три види теплоємності

- питому;
- об'ємну;
- ефективну.

Питома теплоємність ґрунту (C) виражає кількість теплоти, необхідну для нагрівання одиниці маси (1 г) абсолютно сухого ґрунту на 1°C в інтервалі температур від 14,5 до 15,5°C.

Об'ємна теплоємність (C_v) дорівнює кількості теплоти, необхідної для нагрівання одиниці об'єму (1 см³) сухого ґрунту на 1°C в тому ж інтервалі температур.

Та теплоємність ґрунту, що характеризує сумарну кількість теплоти, що витрачається на зміну температури одиниці маси ґрунту і фазові перетворення (випаровування води, конденсацію її пари, кристалізацію та танення льоду, сорбцію та десорбцію газів) називається *ефективною теплоємністю*.

Теплоємність ґрунту залежить від мінералогічного складу, вмісту органічної речовини, вологості, пористості, аерації та інших характеристик (табл. 26).

Таблиця 25.

Альbedo різних поверхонь (за А.П.Чудновським, 1959)

| Об'єкт дослідження | | А, % |
|--------------------|---------|-------|
| Чорнозем: | сухий | 14 |
| | вологий | 8 |
| Сірозем: | сухий | 25-30 |
| | вологий | 10-12 |
| Глина: | суха | 23 |
| | волога | 16 |
| Пісок вогкий | | 9-18 |
| Пшениця: | яра | 10-25 |
| | озима | 16-23 |
| Трави: | зелені | 26 |
| | висохлі | 19 |
| Бавовник | | 20-22 |
| Рис | | 12 |
| Картопля | | 19 |

Таблиця 26.

Теплоємність складових частин ґрунту і окремих мінералів

| Об'єкт | Теплоємність | |
|-----------------|---------------|-----------------------------|
| | питома, кал/г | об'ємна, кал/м ² |
| Пісок кварцевий | 0,196 | 0,517 |
| Глина | 0,233 | 0,577 |
| Торф | 0,477 | 0,611 |
| Вода | 1,000 | 1,000 |
| Кварц | 0,198 | - |
| Каолін | 0,233 | - |

В природних умовах теплоємність ґрунтів (ефективна) дуже залежить від вологості, оскільки вода має вищу теплоємність порівняно із мінеральними і органічними компонентами ґрунту. Щоб нагріти вологий ґрунт на 1°С потрібно більше теплоти, ніж для сухого ґрунту. Ще в тридцяті роки П.І.Андріанов запропонував формулу залежності теплоємності від вологості ґрунту:

$$C = 0,2x + 0,7y + (W - y),$$

де x - вміст мінеральної частини у ґрунті, у частках одиниці, y - вміст міцно зв'язаної води, у частках одиниці, W - вологість ґрунту, у частках одиниці.

Вологі ґрунти повільніше прогріваються і повільніше охолоджуються ніж сухі. Механічний склад ґрунту теж дуже впливає на його теплові властивості. Глинисті ґрунти у вологому стані весною повільніше прогріваються, ніж піщані. Але восени вони повільніше охолоджуються, стають більш теплими, ніж піщані.

При зрошенні завжди доцільно враховувати відповідне зниження температури ґрунту (і суми біологічно-активних температур) при вирощуванні тих чи інших культур. Але зрошення зменшує альbedo і підвищує теплотасвоєння ґрунту.

ґрунти, багаті на органіку, більш теплоємні і холодні, ніж мінеральні. Добре оструктурені ґрунти з високою пористістю аерації холодніші за безструктурні, змиті.

Механізми переносу теплової енергії в ґрунті

В основному існує три основних механізми енергопереносу: випромінювання, конвекція та теплопровідність. Всі тіла з температурою понад 0°K випромінюють енергію у формі електромагнітних хвиль за законом Стефана-Больцмана:

$$Q = a\epsilon \cdot T^4,$$

де a - константа; ϵ - коефіцієнт емісії, що дорівнює одиниці для ідеального випромінювача (абсолютного чорного тіла); T - абсолютна температура поверхні тіла.

Абсолютна температура також визначає розподіл випромінюваної енергії за довжиною хвилі. За законом Віна, довжина хвилі випромінювання максимальної інтенсивності - обернено пропорційна до абсолютної температури:

$$\lambda_m = 2900/T,$$

де λ_m виражено в мікронах.

Оскільки температура поверхні ґрунту перебуває в межах від нижче 273 до вище 330°К, радіація, що випромінюється ґрунтом, має довжину хвилі в межах від 3 до 50 мікрон. Це область інфрачервоного або теплового випромінювання. Інший спектр випромінюється сонцем при температурі близько 6000°К. Сонячна радіація включає область світла (0,3-0,7 мікрона), частину інфрачервоного (до 3 мікрон) і частину ультрафіолетового випромінювання (< 0,3 мікрона). Отже, випромінювання Сонця - короткохвильове, а земної поверхні - довгохвильове.

Механізм теплопереносу, що називається конвекцією, пов'язаний з рухом мас рідини чи газу (океанічні течії, вітри). Прикладом цього механізму є інфільтрація теплої води в холодний ґрунт.

Теплота, що надходить на поверхню ґрунту, під дією градієнта температур (нижчі шари більш холодні) розподіляється у профілі ґрунту з тією чи іншою швидкістю.

Процеси переносу тепла в ґрунті називаються теплообміном, а здатність самого ґрунту проводити тепло (з тією чи іншою швидкістю) називається **теплопровідністю**.

Теплообмін залежить від теплопровідності, як видно з рівняння термодифузії:

$$dQ = - \lambda_m dt/dz \cdot S dt,$$

де Q - потік теплоти, Дж, через площу поверхні S , см²; t - час, с; T - температура різних шарів ґрунту, град; z - глибина шарів ґрунту, см; λ_m - коефіцієнт теплопровідності, Дж/смсград. Знак мінус означає, що перенос теплоти відбувається в бік зниження температури.

Так як теплопровідність складових частин ґрунту коливається в широких межах, коефіцієнт X - дуже динамічна величина. Нижче подається його значення в Дж/см/с/град(табл.27).

Теплопровідність складових частин ґрунту

| Складова частина ґрунту | Теплопровідність , Дж/см/с/град |
|-------------------------|---------------------------------|
| Повітря | 0,000210 |
| Торф | 0,001107 |
| Вода | 0,005866 |
| Лід | 0,020950 |
| Кварц | 0,00984 |
| Базальт | 0,02132 |
| Граніт | 0,03362 |

Теплопровідність повітря в 30 разів менша, ніж теплопровідність води. В середньому теплопровідність мінеральної частини в 100 разів вища, ніж повітря. Щільні ґрунти мають вищу теплопровідність, ніж пухкі, добре оструктурені. Тому вони швидше втрачають тепло. Чим вологіший ґрунт, тим вища його теплопровідність. При накопиченні вологи в ґрунті восени запаси тепла з нього витрачаються повільно, що оберігає посіви озимих культур від ранніх заморозків.

Мірою акумуляції тепла ґрунтом є теплосвоюваність ґрунту (β), яка розраховується за формулою А.П.Чудновського:

$$\beta = \sqrt{Cv-\lambda}$$

Тепловий режим та баланс

Основним показником теплового режиму ґрунту є його температура. У зв'язку з добовою та річною циклічністю надходження сонячної радіації на поверхню ґрунту, для кожного ґрунту характерними є добовий та річний ходи температури.

Добовий хід температури. Максимальна температура поверхні ґрунту спостерігається близько 13 год, а мінімальна - перед сходом сонця. Вдень поверхня ґрунту нагрівається, його температура з глибиною зменшується.

Вночі поверхня ґрунту охолоджується найбільше, а з глибиною охолодження зменшується. Найбільша амплітуда коливань температури характерна для шару 3-5 см, а на глибині 35-100 см добові коливання повністю припиняються. Максимум і мінімум добових температур на кожні 10 см глибини «запізнюються» на 2-3 години.

В річному ході температури ґрунту виділяють два періоди: літній з потоком тепла від верхніх горизонтів до нижніх та зимовий з потоком тепла від нижніх до верхніх горизонтів.

Замерзання ґрунту відбувається при температурі дещо нижчій від 0°C, оскільки в ґрунтового розчині завжди є розчинні речовини:

$$\Delta t_{зам} = KС,$$

де К - криоскопічна стала, а С - моляльна концентрація розчину.

Для характеристики температурного режиму (теплозабезпеченості) ґрунтів беруть суму активних температур (>10°C) в ґрунті на глибині 20 см, де розміщена основна маса коренів рослин. В.Н.Дімо запропонував таку класифікацію теплозабезпеченості (табл.28).

Таблиця 28.

Теплозабезпеченість ґрунтів

| Теплозабезпеченість | Оцінка |
|---------------------|-----------------|
| <400 | низька |
| 400-800 | дуже слабка |
| 800-1200 | слабка |
| 1200-1600 | нижче середньої |
| 1600-2100 | середня |
| 2100-2700 | вище середньої |
| 2700-3400 | добра |
| 3400-4400 | дуже добра |
| 4400-5600 | висока |
| > 5600 | дуже висока |

Співвідношення надходження і витрати сонячної радіації називається *радіаційним балансом* ($T\bar{b}$). Прихідна частина балансу складається з прямої та розсіяної короткохвильової сонячної радіації (Q_p), а також довгохвильового випромінювання атмосфери (Q_d). Витратна частина балансу - це відбита поверхнею короткохвильова радіація (Q_{vid}) та довгохвильове температурне випромінювання підстиляючої поверхні (Q_{vin}). Рівняння радіаційного балансу має вигляд:

$$T\bar{b} = Q_p + Q_d - Q_{vid} - Q_{vin}$$

Він може бути як позитивним, так і негативним. Він визначає переважне нагрівання чи охолодження поверхні ґрунту. Для нього характерна як добова, так і річна періодичність. Сонячна радіація, досягаючи поверхні ґрунту перетворюється в теплову енергію. Тепловий баланс складається із таких статей: показника радіаційного балансу ($T\bar{b}$); витрат тепла на трансформацію та випаровування, що можуть досягати 70-80% радіаційного балансу (T_m); затрат тепла на теплообмін між поверхнею ґрунту і глибшими шарами (T_n); кількості тепла, що витрачається на нагрівання повітря (T_k).

Згідно з законом збереження енергії, тепловий баланс виражається рівнянням:

$$T\bar{b} + T_m + T_n + T_k = 0$$

Типи теплового режиму ґрунтів. В.Н.Дімо (1972) виділяє 4 типи теплового режиму: 1) мерзлотний, 2) тривало сезонно-промерзаючий, 3) сезонно-промерзаючий та 4) непромерзаючий.

Для першого характерна мінусова середньорічна температура, а промерзання товщі ґрунту відбувається аж до шару постійної мерзлоти; для (2) характерне переважання плюсової середньорічної температури, але ґрунт промерзає не менше, ніж на 5 місяців; для (3) - сезонне промерзання ґрунту триває не довше 5 місяців, а підстиляючі породи - не мерзлі; (4) характерна відсутність промерзання профілю ґрунту.

Ґрунти України умовно поділяються на ґрунти високої, середньої та низької теплоємності. До першої групи належать середньогумусовані чорноземи важко суглинкового та глинистого гранулометричного складу (холодні ґрунти). Ґрунти низької теплопровідності (піщані, супіщані) називаються теплими ґрунтами. Але слід пам'ятати, що так звані холодні ґрунти мають вищу тепло засвоюваність, ніж теплі, бо коефіцієнт тепло засвоюваності за А.П. Чудновським дорівнює середньому геометричному показникові двох величин – теплопровідності та об'ємної теплоємності

$$(\beta = V\lambda \cdot c_v).$$

На переважаючій частині території України, тепловий режим складається сприятливо для росту і розвитку рослин. Ґрунти не потребують спеціальних теплових меліорацій. Лише на піщаних, торф'яних та лучних ґрунтах інколи вдаються до заходів покращення теплових властивостей ґрунтів та мікрокліматичних умов вирощування рослин.

С.І. Веремєєнко (1997) зазначає, що ґрунти Полісся відносять до сезонно-промерзаючих з тривалістю мерзлого періоду менше 5 місяців. Найвищі теплові ресурси (2500 - 3500 °) мають легкі дерново-підзолисті ґрунти, найнижчі (2400 ° і менше) – торфові та болотні неосушені ґрунти. Глибина промерзання коливається від 10 – 20 см в неосушених торфово-болотних до 50 – 100 см в дерново-підзолистих піщаних ґрунтах.

Регулювання теплового і світлового режимів ґрунту повинно орієнтуватися на поліпшення умов життя культурних рослин. Воно в залежності від умов зони може бути спрямовано на збільшення потоку тепла і світла до поверхні ґрунту (північні райони) або на зменшення такого (південні райони).

Прийоми активного впливу на тепловий режим ґрунту можна розділити за характером дії на: агротехнічні, агро меліоративних і агрометеорологічні.

До групи *агротехнічних* прийомів відносяться наступні; способи обробки ґрунту: глибоке розпушування, прикочування, гребнювання, залишення стерні, мульчування.

Агромеліоративні прийоми включають лісонасадження, боротьбу з посухою, зрошення, осушення.

Агрометеорологічні прийоми спрямовані на зниження випромінювання тепла з ґрунту, боротьбу із заморозками і т. д.

Глибина обробітку ґрунту суттєво впливає на її тепловий режим. При глибокій оранці створюється різка неоднорідність ґрунту по глибині: змінюються щільність і вологість, загальна пористість і пористість аерації. Все це впливає на зміну теплопровідності і теплоємності. Прикочуванням ґрунту можна викликати підвищення її середньодобової температури на 3 - 5 ° С в 10-сантиметровому шарі, залягає нижче ущільненої прошарку. Це пояснюється більш високою теплопровідністю ущільненого шару.

Температуру ґрунту можна змінити мульчуванням поверхні. Мульчують покриття міняє відбивний і випромінювальний елементи радіаційного балансу, тобто альbedo і константи випромінювання поверхні ґрунту. Чорна мульча зменшує альbedo ґрунту на 10-15%. Біла мульча може служити засобом зниження надлишкового нагрівання ґрунту. Застосування в якості мульчирующего покриття прозорих плівок призводить до більш інтенсивного нагрівання ґрунту, ніж використання темних плівок. Це відбувається тому, що прозорі плівки пропускають видиму частину сонячного спектра і інфрачервону радіацію до поверхні ґрунту і зменшують витрату тепла.

Ґрунт швидше і більше на прогрівається при застосуванні в умовах достатнього та надлишкового зволоження гребневих та грядкових посівів. Для кращого прогрівання гребенів їх формують із сходу на захід. На поліпшення температурного режиму за таких умов позитивно впливає комплекс заходів по осушуванню ґрунтів.

Застосування великих доз органічних добрив викликає підвищення температури ґрунту. Створення гребенястих поверхні сприяє кращому прогріванню ґрунту, забезпечує велику акумуляцію розсіяної радіації. Температура ґрунту на гребенястих поверхні більш висока. Це особливо важливо для північних областей, так як на гребені протягом дня температура ґрунту вище на 3-5 ° С, ніж на вирівняних ділянках.

Теплові характеристики ґрунтів легкого гранулометричного складу покращуються під впливом органічних добрив, сидератів, внесення мінерального мулу; торф'яних – під впливом добавок мінерального ґрунту (глинування, піскування); важких глинистих ґрунтів – при піскуванні, мульчуванні, внесенні деревної тирси (подрібнених галузок) та регулярному внесенні матеріалів, що містять кальцій.

Лісові смуги надають комплексну дію на тепловий і водний режими ґрунтів. Вони сприяють накопиченню снігу на полях і скорочують стік талих вод, безпосередньо впливаючи на температуру ґрунту. Лісові насадження змінюють мікроклімат місцевості, знижують швидкість вітру в межполосном просторі в порівнянні з відкритою місцевістю на 20 - 40%. Полезахисне лісонасадження поліпшує тепловий режим ґрунту тим, що сприяє нагромадженню снігу і рівномірнішому розподілу його на полях, послаблює взимку дію холодних вітрів, а влітку - гарячих та суховіїв.

Зрошення знижує відбиту радіацію на 20%. Після поливу також зменшується випромінювана радіація. Все це збільшує прихід теплової енергії до ґрунту. Зрошення збільшує теплопровідність ґрунту, що сприяє більш рівномірному її прогріванню і зменшенню температурних коливань.

Доступним для виробництва заходом щодо регулювання теплового режиму ґрунту є снігозатримання. Добра перезимівля озимих культур спостерігається за умов неглибокого промерзання ґрунту і при температурі не нижче - 10 ÷ 12°C і не вище - 5°C. Краща потужність снігового покриву від 20 см в південних районах до 70 см у північних. Внаслідок снігозатримання сніг рівномірно нагромаджується і розподіляється по

полю. Прискорюючи танення снігу шляхом затемнення або уповільнюючи його ущільненням, регулюють його температурний режим і забезпечують нагромадження води в ґрунті.

До заходів, що максимально знижують пагубну дію низьких температур на стан посівів належать також добра заправка ґрунту органічними добривами, мульчування ґрунту, гребеневі технології, утеплювальні посіви, туманний полив, влаштування димових завіс, тощо.

Агротехнічні та меліоративні заходи підвищують температуру ґрунту на $0,5 - 4,0^{\circ}\text{C}$, суми температур зростають на $50 - 300^{\circ}\text{C}$. Обігрів – найефективніший спосіб регулювання температурного режиму, підвищує температуру ґрунту на $5,5 - 6,0^{\circ}\text{C}$, а суму температур – на $548 - 785^{\circ}\text{C}$.

ЗАПИТАННЯ ДЛЯ САМОПЕРЕВІРКИ

1. Джерела тепла у ґрунті.
2. Теплопоглинальна властивість ґрунту
3. Теплоємність ґрунту.
4. Теплопровідність ґрунту.
5. Поняття про тепловий режим ґрунту.
6. Типи теплового режиму
7. Регулювання теплового режиму ґрунтів.

РОДІЛ 6. ФІЗИЧНІ ВЛАСТИВОСТІ ОРНИХ ҐРУНТІВ УКРАЇНИ І ЇХ ТРАНСФОРМАЦІЯ В УМОВАХ ІНТЕНСИВНОГО СІЛЬСЬКОГОСПОДАРСЬКОГО ВИКОРИСТАННЯ

6.1. Типологія і нормативи деградацій ґрунтів

Термін «деградація» походить від латинського слова «*degradatio*», що буквально означає «зниження» і є сукупністю природних і антропогенних процесів, що приводять до зміни функцій ґрунтів, кількісного і якісного погіршення їхнього складу, властивостей, режимів і природно-господарської цінності (А.Л. Іванов і ін., 2013).

Уявлення про небезпечний стан ґрунтового покриву України через розповсюдженість процесів ерозії, втрати гумусу, інші антропогенні несприятливі перетворення ґрунту давно відомі. Разом з тим у країні за останні роки практично не впроваджується заходів, щоб стримувати деградаційні процеси. Скоріше за все негативні зміни ґрунтів в Україні недооцінюються. Натомість домінує інша думка – про невичерпні можливості й родючість українських ґрунтів. За цих умов потрібна об'єктивна неупереджена оцінка стану ґрунтів.

Отже, актуальним завданням є розробка типології небезпечних явищ, що вражають ґрунтовий покрив України, їхніх критеріїв, діагностики, класифікації, а також попередніх оцінок розповсюдженості. Крім того, важливо окреслити передумови виникнення негативних явищ і визначити чинники, що сприяють або стримують їхній розвиток.

Небезпечні (кризові) явища – це виражений характер деградованості ґрунту, коли інтенсивність ґрунторуйнівних процесів перевищує інтенсивність ґрунтоутворення або ґрунтовідновлення. Отже, визначити кризову ситуацію можна через типізацію і параметризацію процесів деградації ґрунту. Ґрунт, у якого необоротно порушено екологічні функції і що протягом тривалого часу (за свідченням van G. W. J. Lynden, 1997, не менше 15 років), відзначався пониженою продуктивністю

сільськогосподарських культур (порівняно з еталоном), слід визнати деградованим. Найчастіше ґрунт стає деградованим за умов надмірних антропогенних навантажень – механічних, хімічних, гідрологічних, мішаних тощо.

Оцінюючи схильність земель до виникнення кризових явищ, слід підкреслити значимість природних і соціально-економічних передумов. Серед природних передумов – властивості ґрунту, які можуть протистояти чи сприяти кризовим явищам. Якщо ґрунт багатий на гумус, мінеральну дрібнодисперсну частину, має повноцінний мікробіологічний пул, сприятливі фізико-хімічні та хімічні параметри, він здатний активно протистояти негативному антропогенному впливу. Такий ґрунт має помітно більший потенціал відновлення. Навпаки, ґрунт, бідний на органічну і мінеральну дрібнодисперсну частини, такий, що має інші несприятливі фізико-хімічні і біологічні властивості, швидше і необоротно змінюється.

Соціально-економічні чинники, а саме:

- інтенсивність антропогенного навантаження, якість виробництва (“чисті” чи “брудні” підприємства і технології);
- наявність нормативно-правових документів та їх дієвість, освіченість населення і загалом економічний рівень країни – все це важливі аргументи, що протистоять (або сприяють) деградаціям і зменшують (чи збільшують) ризик кризових явищ.

За негативним процесом, що домінує, кризові явища ділять на такі групи:

- фізична деградація – комплекс процесів, що викликає руйнування, переміщення, відкладення частинок та маси ґрунту або внутрішнє їхнє перегрупування і спрощення будови ґрунту;
- хімічна деградація – процеси надходження до ґрунту чи міграції у ґрунті хімічних речовин техногенного або природного походження у твердому, газоподібному і рідкому стані;

- фізико-хімічна деградація – процеси, пов’язані з обміном іонів у колоїдній системі або зміною окисно-відновного стану ґрунту;

- біологічна деградація – негативні зміни у кількості і складі мікроорганізмів, що спричинюють дегуміфікацію, зміну якості гумусу, накопичення різноманітних токсинів мікробіологічного походження (ґрунтовтома).

- група геоєкоаномальних явищ (зсуви, карсти, селі тощо), включаючи підтоплення.

Кризові явища доцільно розрізняти також за розповсюдженістю – суцільні: (на всій площі, площі сільгоспугідь, орній площі), регіональні (у межах окремих масивів, ґрунтово-кліматичних зон, зон вирощування культур, адміністративних областей), локальні (навколо підприємств, транспортних магістралей, окремих меліоративних систем, населених пунктів) – табл. 6.1. 1.

Таблиця 6.1.1.

**Експертна оцінка розповсюдження деградаційних процесів
(на орних землях України)**

| Суцільне | Регіональне (окремі масиви) | Локальне (імпактне) |
|--|---|---|
| Дегуміфікація (включаючи спрацювання торф’яних ґрунтів) | Ерозія Забруднення (радіонуклідами) | Забруднення (важкими металами) Замулення |
| Знеструктурення | Кіркоутворення | Намивання |
| Переущільнення (орного шару у рівноважному стані і підорного шару) | Брилоутворення Осолонцювання Засолення Підкислення Підлуження | Алюмінізація Озалізнення Окарбоначення ґрунтовтома Геоєкоаномалії |

Деградаційні явища слід розрізняти за швидкістю змін, які можуть бути бурхливими (наслідки аварій, гідротехнічні катастрофи, геоєкоаномалії), швидкими (ерозія) або повільними (втрати гумусу, ущільнення тощо).

За екологічними наслідками - помірні (вихідний стан ґрунту може

бути відновлено); значні (земельні ресурси необоротно зруйновано, сформовано антропогенно перетворені ґрунти з новою якістю і властивостями); побічні (відчувається суттєвий вплив на сусідні компоненти біосфери – водні ресурси, повітря, літосферу).

За економічними наслідками, що може проявлятися у зменшенні кількості земельних ресурсів, погіршенні їхньої якості, ускладненні і зниженні ефективності виробництва, додаткових витратах на антикризові заходи.

Кризові явища слід розрізнявати за швидкістю змін, які можуть бути бурхливими (наслідки аварій, гідротехнічні катастрофи, геоєкоаномалії), швидкими (ерозія) або повільними (втрати гумусу, ущільнення тощо).

За екологічними наслідками - помірні (вихідний стан ґрунту може бути відновлено); значні (земельні ресурси необоротно зруйновано, сформовано антропогенно перетворені ґрунти з новою якістю і властивостями); побічні (відчувається суттєвий вплив на сусідні компоненти біосфери – водні ресурси, повітря, літосферу).

За економічними наслідками, що може проявлятися у зменшенні кількості земельних ресурсів, погіршенні їхньої якості, ускладненні і зниженні ефективності виробництва, додаткових витратах на антикризові заходи.

Експертне оцінювання кризових явищ в Україні подано у табл. 6.1.2.

Діагностичні критерії деградації опрацьовані співробітниками ННЦ «ІГА імені О.Н. Соколовського» і іншими авторами наведені у таблиці 6.1.3.

Деградованим потрібно визнати ґрунт, властивості якого необоротно погіршені в порівнянні із природним аналогом, цілиною або перелогом, що не розорювали тривалий час (або ренатуралізованим варіантом того ж ґрунту). За неможливості отримати такі порівняльні дані прийнятний підхід (але тільки для орієнтовного оцінювання), коли як нульова оцінка використовуються середні показники для того ж орного ґрунту (модальні

параметри), що перебуває в подібних природно-кліматичних і господарських умовах.

Таблиця 6.1.2.

Основні кількісні і якісні оцінки кризових явищ у ґрунтовому покриві України

| Критерії | Тип деградації | | | | | | | | |
|---|------------------------------|--------------|----------------|----------------|------------------------|-----------------|---------------|--|---------------------------|
| | Фізична | | | Хімічна | | Фізико -хімічна | | Біологічна | Геоеконаномалії (сумарно) |
| | Негативні зміни властивостей | Водна ерозія | Вітрова ерозія | Забруднення | | Підкислення | Осолонцювання | Дегуміфікація мінеральних і органічних ґрунтів | |
| | | | | Радіонуклідами | Важкими металами | | | | |
| Розповсюдженість, % площі ріллі | 35 | 6-7 | 2-3 | 1 | 5 (площі території) | <1 | <2 | 10 | |
| Схильність до подальшого розвитку деградації, бали ¹ | ▼▼▼ | ▼▼ | ▼ | ▼ | ▼▼ | ▼ | ▼▼ | ▼▼ | ▼ |
| Економічні наслідки (втрати) ² | ● | ●●● | ●● | ●● | ● | ● | ● | ● | ● |
| Екологічні наслідки ³ | △△ | △△△ | △△ | △△ | △ | △ | △ | △△ | △ |
| Швидкість деградації ⁴ | □ | □□ | □□ | □□□ | □□ | □ | □ | □ | □□□ |

- 1 ▼ - найменша; ▼▼ - помірна; ▼▼▼ - найбільша;
 2 ● - < 0,5; ●● - 0,5-1,0; ●●● - > 1,0 млрд грн. у рік
 3 △ - помірні; △△ - значні; △△△ - дуже значні; □ - побічні
 4 □ - повільно; □□ - швидко; □□□ - дуже швидко.

**Критерії, показники і нормативи деградації орних ґрунтів
(ННЦ «ІГА імені О.Н. Соколовського»)**

| Тип деградації | Вид деградації | Показник | Діагностичні параметри |
|--|---------------------------------------|---|---|
| 1 | 2 | 3 | 4 |
| Фізична | Знеструктурення | Фактор дисперсності | 8-10 і вище |
| | Переуцільнення | Рівноважна щільність будови орного шару, г/см ³ | >1,4 |
| | - | Індекс фізичного стану (інтегральний), частка від 1 | <0,7 |
| | Ерозія водна | Інтенсивність середньорічних втрат ґрунту, т/га | 10- 15 |
| | | Показник ерозії ґрунтів(визначається залежно від величини поверхневого зливого стоку), % | 15-20 |
| | Ерозія вітрова | Перевищення потенційно можливих втрат ґрунту над нормою ерозії з урахуванням періодичності процесів, разів | >50 |
| Повторюваність та інтенсивність посух за періодами вегетації, зниження ГТК | | 1,5-3,5; 0,2-0,3 | |
| Хімічна | Забруднення радіонуклідами | Cs137i, Кі/км ² Sr90, Кі/км ² | 5-15 і вище 1-3 і вище |
| | Забруднення залишками пестицидів | ГДК у ґрунті й у рослинах | 1,1-1,5 і вище |
| | Забруднення важкими металами | ГДК у ґрунті, валові форми ГДК у ґрунті, рухомі форми ГДК у рослинах, валові форми ГДК у рослинах, рухомі форми Кларки, валові форми у ґрунтах | 1,1-1,5 і вище 2,0-2,5 і вище 2,0-10,0 і вище 1,1-1,5 і вище 5-6 і вище |
| Фізико-хімічна | Підкислення (декальцинація) | pHкcl, Δ | 0,8-1,0 |
| | Вторинна солонцюватість (за зрошення) | $pNa-0,5pCa$ $\frac{aNa}{\sqrt{aCa}}$ Уміст натрію від суми поглинутих катіонів, % | 0,4-0,8 >3,0 6 - 10 і вище |
| Біологічна | Дегуміфікація мінеральних ґрунтів | Щорічне зменшення вмісту гумусу, % | >1,0 |
| | Спрацювання торфовищ (за | Щорічне зменшення вмісту органічної речовини, т/га | > 20,0 |

| | | | |
|----------------|-----------------|---|----------|
| | осушення) | | |
| Геоєкоаномалії | Сейсмічність | Землетрус з інтервалом 10-30 років, бал | 7 |
| | Рух земної кори | Підняття чи опускання за рік, мм | 6-8 |
| | Селі | Кількість селів у 5-10 років | 1 |
| | Осипи | Потужність, см | 30 |
| | Вітровали | Кількість у 5-10 років | 1 |
| | Мочари | Площа від сільгоспугідь, % | > 10 |
| | Активні зсуви | Площа, що піддається зсуву, % | 5 і вище |
| | Карст | Площа, що піддається карсту, % | 7 і вище |
| | Поди, западини | Площа від сільгоспугідь, % | 10-20 |
| | Соляні куполи | Площа сильнозасолених ґрунтів | 15 |
| | Підтоплення | Підтоплена площа, % | вище |

6.2. Причини виникнення і розвитку

Як уже згадувалося, основними причинами деградації є природні і антропогенні чинники, причому перші з них, проявляються, як правило, локально, хоча й можуть мати катастрофічні наслідки (А.Л. Іванов, 2013). Нерідко ті і інші причини діють одночасно, а антропогенні можуть провокувати і прискорювати дію неантропогенних. Наприклад, оранка схилів підсилює процес водної ерозії їхніх ґрунтів, а домінування просапних культур у сівозмінах - мінералізацію гумусу.

Систематизація результатів власних досліджень і аналіз літературних джерел, особливо фундаментальних монографій, підготовлених під керівництвом Г.В. Добровольського (2002) і R. Lal (1998), дозволяють нам звернути увагу на наступні причини деградації орних ґрунтів України як наслідок:

- підвищеної схильності ґрунтів середнього і важкосуглинкового гранскладу, що домінують в країні, до втрати структури через зменшення кількості гумусу і збільшення частки у його складі молодих фракцій, більш підданих мінералізації;
- підвищеної схильності до переущільнення розорюваних ґрунтів через низьку вихідну щільність за обробітку;

– підвищеної схильності до гідрофілізації й знеструктурення (руйнування) при зволоженні через переважно смектитовий (нестійкий) склад мінеральної глинистої частини орних ґрунтів;

– можливої спадної міграції обмінного кальцію з гумусованої частини профілю як результат поступового підкислення удоброваних орних ґрунтів і, як правило, відчутного підвищення їх гідролітичної кислотності унаслідок сучасної системи землекористування.

Не менш важливі практичні аспекти, що виникають через підвищене освоєння (агрономізацію) ґрунтів України, їхню надмірну оранку, перевищення (як правило) рівня припустимого механічного навантаження і взагалі як результат інтенсивних і ненормованих технологій. Не може також не позначатися сучасна система землеробства, що характеризується незбалансованістю і недостатнім застосуванням ґрунтозахисних технологій.

Для гірських регіонів і окремих масивів дуже актуальними є геоеканомалії, які, на жаль, не вивчаються, погано картографуються і майже не враховуються у господарській діяльності.

6.3. Поширення деградації

Поширення деградації на орних землях України. Сьогодні надзвичайно актуальним є виявлення ареалів схильності ґрунтів до фізичної деградації – втрати агрономічно корисної структури, прояви брилистості, розпилення і застосування, насамперед, саме на цих територіях ефективних профілактичних заходів.

Якщо чорнозем типовий і чорнозем звичайний середньосуглинкового гранскладу обробляють у стані фізичної спілості, вихід структур агрономічно корисного розміру (10-0,25 мм) лише ненабагато менше оптимальних параметрів – 60-80 %. Але навіть незначне ущільнення або відхилення від вологості фізичної спілості істотно погіршує якість обробітку.

Утворення брил. На жаль, брилистість ґрунту, що розорюється

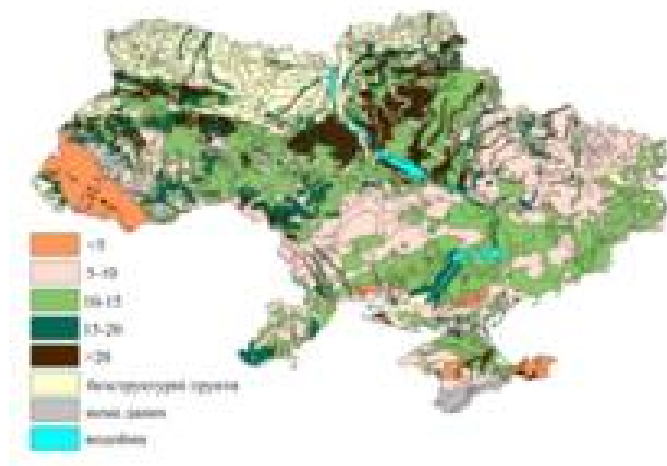
давно, стає його майже обов'язковою характеристикою на відміну від цілини, де брил не буває ніколи. Брила являє приклад помилкової агрономічно шкідливої структури. Нагадаємо, що негативний вплив брил очевидний. У брилистій ріллі неможливо створити достатній запас доступної вологи – вона або провалюється в нижні шари ґрунтового профілю або випаровується. Неможливо здійснити якісну сівбу польової культури. Сходи рослин виходять недружніми, а їхній розвиток нерівномірним.

Відразу ж звернемо увагу на те, що майже всі орні ґрунти країни потенційно здатні утворювати брили – грудки більше 10 мм у діаметрі (рис. 6.3.1). Навіть у чорноземних відносно добре гумусованих ґрунтах при проведенні основного обробітку може утворитися до 30 % брил. Відомо (за В.Р. Вільямсом), що така кількість брил здатна погасити всі позитивні властивості структурного ґрунту, однак уже навіть 5 % брил у посівному шарі значно впливають на водно-повітряний режим (особливо в умовах посухи), якість сівби, проростання й наступний розвиток коріння і надземної маси.



Розподіл орних ґрунтів України за вмістом макроагрегатів більше 10,0 мм (брилистість)

| Оцінка можливої брилистості | Уміст фракції, % | Площа ґрунтів | |
|-----------------------------------|------------------------|------------------|-----------|
| | | % | млн га |
| Дуже низька | <10 | 5,9 | 1,8 |
| Низька | 11-30 | 71,7 | 21,5 |
| Середня | 31-50 | 11,0 | 3,3 |
| Висока | 51-70 | 1,1 | 0,3 |
| Безструктурні ґрунти | – | 9,6 | 2,9 |
| Немає даних | – | 0,8 | 0,2 |



Площі ґрунтів із різним умістом фракцій <math><0,25\text{ mm}</math>

| за структурною ознакою ґрунтів | | |
|--------------------------------|----------|---------------|
| Уміст фракцій, % | Площа, % | Площа, млн га |
| <5 | 1,7 | 0,5 |
| 5-10 | 33,7 | 10,1 |
| 10-15 | 38,1 | 11,4 |
| 15-20 | 7,0 | 2,1 |
| >20 | 8,8 | 2,6 |
| Безструктурні ґрунти | 9,95 | 3,0 |
| Немає даних | 0,8 | 0,2 |

Рис. 6.3.1. Розповсюдження і площі орних ґрунтів України з ризиком прояву брилистості і розпилення

Анізотропність структури й порового простору. У процесі тривалого впливу на ґрунт ґрунтообробних робочих органів змінюється розмір, форма й поровий простір агрегатів. Якщо цілині найчастіше властива ізотропна (або близька до неї) будова, за якої властивості ґрунту майже не залежать від напрямку - вектора, то для ріллі характерна анізотропна будова, властивості якої розрізняються залежно від обраного напрямку. Ілюстрацією цього факту служать результати вимірювання ґрунтових агрегатів і порового простору у шліфах, виготовлених у двох орієнтаціях - горизонтальній й вертикальній. Анізотропність будови, як це логічно припустити, обумовлена анізотропністю розмірів структурних грудочок.

За обробітку порушується характерна для цілини стабільність порового простору, зменшується довжина пор одного діаметра. Пори заповнюються мікроагрегатами й дрібнодисперсним неагрегованим матеріалом. В оброблюваному шарі формуються два типи скупчень агрегатів: індивідуальні відособлені й штучно зближені. За обробітку відбувається різке розпушення окремоостей, їхнє руйнування (у шліфі в цій фазі виявляється велика кількість пор і окремих макро- і мікроагрегатів), далі окремості зближаються по вертикальній осі, щільність швидко наростає й формуються макроагрегати. Характерні зміни будови агрегатів

у процесі відновлення рівноважної щільності: зростає їх порядковість внаслідок агрегації неагрегованого матеріалу, поліпшується оформленість (очевидно, у результаті росту корінь і діяльності ґрунтової фауни).

За обробітку різко зростає кількість міжагрегатних пор (звичайно пори розміром 15-20 мк), які навіть за зволоження, яке дорівнює найменшій вологоємності (28-32% від маси ґрунту) не можуть утримати капілярну вологу (розрахунок за формулою Жюрена). Пори такого розміру характеризуються високою вологопровідністю (саме тому усмоктування води на ріллі у перші години спостережень, істотно вище, ніж на цілині). Вода в них не затримується: вона або стікає у нижчі шари ґрунту, або випаровується. Цінність таких пор у забезпеченні рослин вологою невелика. Їхня роль зводиться до сприйняття опадів і здійснення процесів газообміну з атмосферою. Якщо виходити з того, що оптимальне співвідношення між- і внутрішньоагрегатних пор повинно наближатися до одиниці (А.Г. Дояренко, 1963), то отримані співвідношення вказують на надлишкову кількість міжагрегатних пор у всіх досліджених чорноземах навіть на цілині, при цьому обробіток ще більше погіршує їхнє співвідношення. Важливо підкреслити, що чим вище порядковість агрегатів, тим більше вони містять внутрішньоагрегатних обводнених пор, де відбувається водно-мінеральне живлення рослин.

У процесі релаксації (відновлення модальної щільності, характерної для цілини) анізотропність зберігається. Безпосередньо після обробітку різко зростає видима пористість у шліфах, причому її розмір у горизонтальному напрямі істотно перевищує розмір за вертикального напрямку. Надалі в міру осідання піднятого плугом шару ґрунту пористість падає, але розходження у видимій пористості у горизонтальному і вертикальному напрямках не зменшуються. Більше того, у давньоорному ґрунті осколки зруйнованих агрегатів накопичуються в горизонтальних порах, кольматуючи їх. У результаті в рівноважному стані орні ґрунтах, що характеризуються підвищеною анізотропністю порівняно із цілиною

(перелогом), мають більш високу варіабельність водно-фізичних властивостей. У той же час вертикальні пори відносно чисті. Саме цими порами пересуваються преференційні (турбулентні, хаотичні) потоки вологи, які можуть проникнути в глиб ґрунту, не взаємодіючи з ним.

Анізотропність досить добре корелює з вологостійкістю ґрунтових агрегатів. Чим вона вища, тим вища рухомість дрібнодисперсної органічної й мінеральної частин ґрунту й нижча вологостійкість агрегатів.

Переущільнення (нові переущільнені прошарки, абіотизація агрегатів). Переущільнення й консолідація - найнебезпечніший наслідок інтенсивного механічного обробітку для ґрунтів України. Незважаючи на те, що з 2007 р. в Україні діє стандарт, що обмежує навантаження на ґрунт, у країні продовжують використовувати машинно-тракторні агрегати (МТА) з неприпустимим питомим тиском. Загроза переущільнення (щодо вимог більшості ярих культур до посівного шару) існує на 60% ріллі України (рис. 6.3.2). Причиною широкого розвитку цих негативних процесів, крім МТА, є також численні ґрунтові фактори, що сприяють їм, зокрема, переважно суглинковий грансклад, низька вихідна (перед обробіткою) щільність будови й вологість навесні, близька до фізичної стиглості. Через велике число окремих технологічних операцій, виконуваних енергонасиченими тракторами й важкими комбайнами, переущільнення нерідко проявляється навіть на легких, погано сприйнятливих до ущільнення ґрунтах. Є дані (Переуплотнение..., 1987), що продемонстрували переущільнення на глибині 1 м, де воно акумулюється й може зберігатися тривалий час. Зафіксовано також нове явище - консолідація, коли ущільненню піддаються агрегати агрономічно корисного розміру. При цьому з них видавлюється продуктивна волога, різко зменшується внутрішньоагрегатна пористість і тим самим погіршується агрономічна цінність ґрунту як середовища перебування коренів рослин.



| Небезпека переущільнення за обробітку | Площа ґрунтів | |
|---------------------------------------|---------------|--------|
| | % | млн га |
| Відсутня | 2,9 | 0,9 |
| Слабо виражена | 12,2 | 3,7 |
| Помірна | 9,3 | 2,8 |
| Сильно виражена | 57,3 | 17,2 |
| Черезмірно висока | 15,5 | 4,7 |
| Немає даних | 2,7 | 0,8 |

Рис. 6.3.2. Площа ґрунтів із різною небезпекою переущільнення

Факторний аналіз причин, що викликають переущільнення ґрунтів, перевагу віддав конструктивним особливостям ходових систем і кількості проходів МТА по полю (В.В. Медведев и др., 2004). Тому для подолання переущільнення надто важливо вдосконалити МТА й технологію виконання механізованих польових робіт. Така стратегія поступово стає популярною в північних європейських країнах, США й Канаді, де все частіше можна побачити на полях МТА зі здвоєними й навіть строєними пневматичними шинами низького тиску. Важливо відзначити, що в країнах з розвиненою землеробською спеціалізацією активно обговорюються або вже уведені приблизно такі ж, як і в Україні, нормативи припустимого питомого тиску на ґрунт (I. Hakansson et al., 1995; I. Hakansson, 2005; F.G.J. Tjink et al. 2001; H. J. Durr et al., 1995). Більше того, усе популярніше стає

маршрутизація й ретельний контроль руху МТА по полях на сівбі, внесенні добрив, засобів захисту й збиранні врожаю, що ставить за мету мінімізацію площі ущільнення полів (W.T. Dumas et al., 1972). Україна, хоча й ініціювала (одна з перших) прийняття нормативу припустимого питомого тиску на ґрунт, продовжує застосовувати багатоопераційні окремо виконувані обробітки за допомогою переважно енергонасичених МТА. Те й інше вимагає більш активної модернізації. Такі технічні засоби й технології поступово повинні йти в минуле внаслідок їх очевидного деградаційного впливу на ґрунт.

Рівноважна щільність будови орних ґрунтів України в орному шарі показана на рис. 6.3.3.

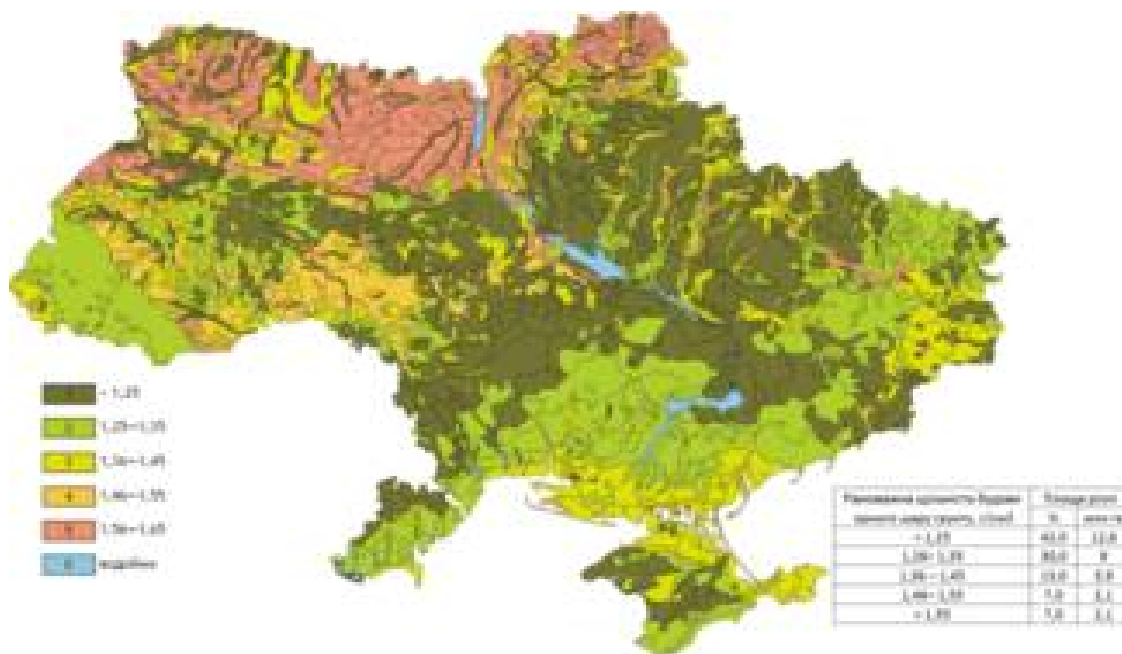


Рис. 6.3.3. Рівноважна щільність будови орного шару, г/см³

Переущільнення піднасінного прошарку. У табл. 6.3.1 демонструються результати вимірів рівноважної (приблизно через 1-2 місяці після весняних обробіток і сівби ярих зернових культур) щільності будови у над-, піднасінному прошарках, а також у плужній підшві на чорноземних ґрунтах ріллі країни. Одночасно обраховано перевищення щільності будови у піднасінному прошарку і в плужній підшві до

щільності попереднього прошарку, а також до тих самих глибин цілини (тривалого перелогу) аналогічних ґрунтів.

Таблиця 6.3.1.

Щільність будови в окремих прошарках кореневмісного шару в умовах цілини (перелогу) і ріллі (над ризкою - середні значення, під ризкою – кількість дат, залучених до розрахунку)

| Назва ґрунту та гранулометричний склад | Рівноважна щільність будови орного ґрунту (г/см ³) на глибинах, см | | | Перевищення рівноважної щільності в орному ґрунті, +г/см ³ , до попереднього прошарку | | Перевищення рівноважної щільності в орному ґрунті, + г/см ³ , до природного аналогу на глибинах, см | | |
|---|--|-------------------|-------------------|--|------------------|--|-------|-------|
| | 0-5 | 10-15 | 30-35 | у піднасіньовому прошарку | у плужній підшві | 0-5 | 10-15 | 30-35 |
| Чорноземи опідзолені легко- та середньосуглинкові | $\frac{1,25}{12}$ | $\frac{1,34}{3}$ | $\frac{1,33}{9}$ | 0,09 | 0 | - | - | - |
| Чорноземи типові середньо- та важкосуглинкові | $\frac{1,19}{29}$ | $\frac{1,24}{12}$ | $\frac{1,29}{12}$ | 0,05 | 0,05 | 0,04 | 0,07 | 0,14 |
| Чорноземи звичайні важкосуглинкові та легкоглинисті | $\frac{1,08}{50}$ | $\frac{1,18}{21}$ | $\frac{1,25}{42}$ | 0,10 | 0,07 | 0,02 | 0,06 | 0,06 |
| Чорноземи південні важкосуглинкові та легкоглинисті | $\frac{1,10}{17}$ | $\frac{1,19}{11}$ | $\frac{1,23}{5}$ | 0,09 | 0,04 | 0,10 | 0,17 | 0,18 |

З таблиці видно, що у піднасіньовому прошарку рівноважна щільність будови, хоча й зростає після проведення весняних польових робіт відносно верхнього прошарку, значної небезпеки для появи сходів і розвитку корінь не створює, за винятком чорноземів опідзолених легко та середньосуглинкових. Адже відповідно до численних літературних і наших досліджень, за щільності нижче 1,30 г/см³ безперешкодно формуються коріння 1-го, 2-го й наступних порядків. Коріння проникають у глиб ґрунту й формують глибоку розгалужену й продуктивну кореневу систему (В.В., Медведєв і др., 2004).

Далі порівняємо значення рівноважної щільності для різних орних ґрунтів із щільністю їхніх цілинних аналогів або тривалого перелогу. У цілинних (перелогових) умовах нами проводилися багаторічні

спостереження за щільністю будови на добре відомих об'єктах - заповідниках Асканія-Нова (Херсонська область, чорнозем південний важкосуглинковий) і Михайлівській цілині (Сумська область, чорнозем типовий середньосуглинковий), а також на перелозі чорнозему звичайного важкосуглинкового (Дніпропетровська область, Синельниківська дослідна станція колишнього інституту кукурудзи). Виявилося, що досліджений показник становив відповідно у прошарку 0-5 см - 1,00; 1,15 і 1,10 г/см³, у прошарку 10-15 см - 1,02; 1,17 і 1,12, у прошарку 30-35 см – 1,05; 1,15 і 1,19. Дослідження на цілинах і перелозі, що тривали протягом 30 років (з 1967 по 1997 рр.), показали, що щільність будови мало змінювалася в часі (як за роками, так і протягом сезону). Через цю причину встановлені параметри щільності можна прийняти як фонові (абсолютні, еталонні, природні) і використати як точки відліку для оцінювання змін орних ґрунтів аналогічної генези під дією агрономічної практики.

Далі наведемо результати польового дослідження з вивчення щільності ґрунту під впливом різної кількості проходів тракторів класу 3 т (таблиця 6.3.2).

Таблиця 6.3.2.

Щільність будови (г/см³) чорнозему типового важкосуглинкового в окремих прошарках кореневмісного шару під дією гусеничного і колісного тракторів класу 3т

| Тип ходової системи | Кількість проходів | Глибина вимірювання, см | | |
|---------------------|--------------------|-------------------------|-------|-------|
| | | 0-5 | 10-15 | 30-35 |
| Гусеничний | 0 | 1,15 | 1,15 | 1,17 |
| | 1 | 1,17 | 1,17 | 1,17 |
| | 2 | 1,25 | 1,23 | 1,20 |
| | 3 | 1,27 | 1,25 | 1,23 |
| | 4 | 1,27 | 1,27 | 1,23 |
| | 6 | 1,32 | 1,32 | 1,27 |
| | 8 | 1,35 | 1,35 | 1,28 |
| | 10 | 1,37 | 1,37 | 1,28 |
| Колісний | 0 | 1,15 | 1,15 | 1,17 |
| | 1 | 1,17 | 1,20 | 1,23 |
| | 2 | 1,26 | 1,27 | 1,25 |
| | 3 | 1,30 | 1,32 | 1,27 |
| | 4 | 1,33 | 1,34 | 1,30 |
| | 6 | 1,37 | 1,38 | 1,33 |
| | 8 | 1,37 | 1,38 | 1,35 |
| | 10 | 1,38 | 1,41 | 1,39 |

Якщо обрати за критерій припустимого ущільнення зазначений вище параметр ущільнення $1,30 \text{ г/см}^3$, то для гусеничного трактору класу 3т не слід використовувати весною більше 4-х проходів по одній й тій самій колії, а для колісного такого ж класу ще менше – не більше 3-х. Водночас треба підкреслити, що гусеничний трактор не впливає на ущільнення плужної підшви, тоді як колісний явно сприяє акумулюванню щільності на цій глибині, що вкрай небажано.

З літературних даних відомо про виразні зміни будови після проходу тракторів, причому зі збільшенням їхньої маси зростає щільність укладання окремих агрегатів і в цілому будова (Н. Domzal et al., 1997, 1997,a). Тривала оранка, як показують численні виміри твердості на різних ґрунтах України може перевищити $35\text{-}40 \text{ кгс/см}^2$ у плужній підшві й у більш глибоких шарах, що істотно обмежує глибину кореневмісної зони (В.В. Медведєв, 2009).

Плужна підшва. Про плужну підшву відомо лише те, що вона утворюється в результаті обробітку ґрунтів плугом на ту саму глибину внаслідок надзвичайно високих тисків у контактній зоні між лезом плуга й ґрунтом (А.С. Кушнарєв, 1987). Незважаючи на прийняті профілактичні міри (в основному шляхом періодичної зміни глибини оранки), ущільнений прошарок на границі між орним і підорним шарами присутній практично завжди.

Опираючись на зібрані нами дані (В.В. Медведєв, 2011), можна стверджувати, що якщо твердість у плужній підшві перевищує $35\text{-}40 \text{ кгс/см}^2$, ріст коренів у глибину обмежується. Це значить, що за такої твердості зменшуються адаптивні можливості культур, особливо в умовах нестачі доступної ґрунтової вологи. Адже ріст коренів у глибину ґрунту, де завжди є волога, у цих випадках украй важливий. Одночасно це ж означає, що із плужною підшвою варто боротися не тільки профілактичними засобами, але й за допомогою глибокого розпушування.

Комбінована технологія, як правило, не передбачає проводити

обробіток ґрунтів глибше 27-28 см, тому що більшість польових дослідів не супроводжувалося помітною користю від поглиблення оранки (В.П. Гордієнко й ін., 1998). Дійсно, збільшення врожаю від поглиблення оранки в більшості випадків було невеликим, часто нестабільно в часі, дуже залежало від якості дотримання інших елементів технології. Разом з тим не можна не звернути увагу на те, що в умовах дослідів дотримуються технологічні рекомендації, рідко використовуються енергонасичені МТА підвищеної маси й взагалі вище культура землеробства.

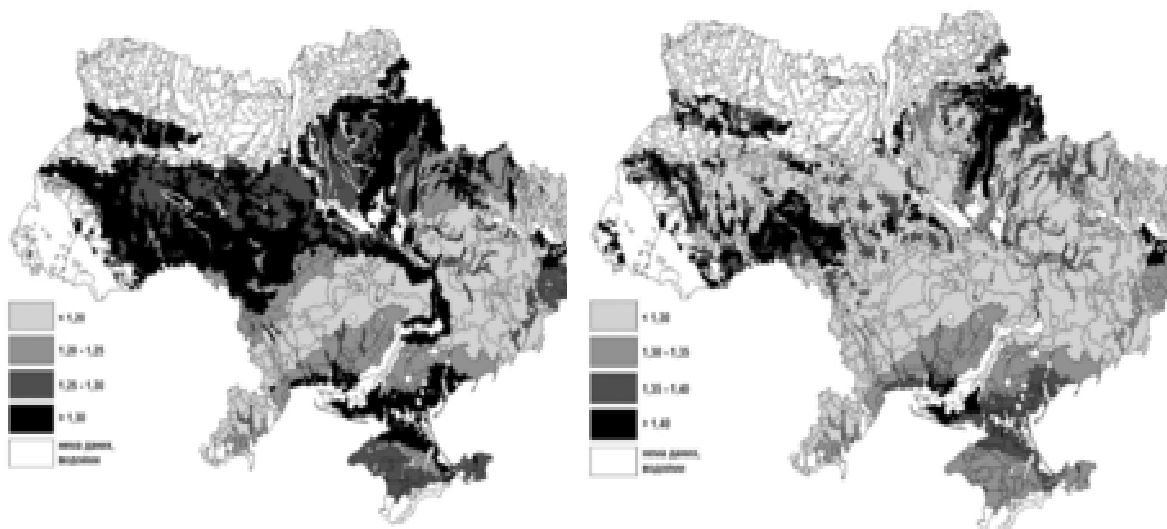
Тому, здається, доцільно провести дослід з поглибленням оранки в умовах виробництва за ретельного контролю твердості ґрунтів у плужній підшві.

Точно також, імовірно, виправдано вивчити роль підорного шару, особливо в умовах короткопрофільних ґрунтів, у живленні рослин. Адже це питання досі практично обійдено увагою й науковців, і виробничників. У зв'язку із цим доречно нагадати, що в ґрунтах з неглибоким ілювіальним горизонтом, за наявності переущільнення, викликаного осолонцюванням або залишковими явищами механічної дії на ґрунтах важкого гранскладу, а в деяких випадках і на легких ґрунтах глибоке меліоративне, переважно безвідвальне, розпушування виявляється досить корисним. В умовах широкого застосування важких МТА й частоті присутності переущільнення в підорних шарах активізація цих робіт представляється досить актуальною.

Одночасно аналіз тієї ж таблиці доводить, що рівноважна щільність на ріллі зростає у всіх досліджених прошарках, але особливо помітно у плужній підшві. Характерно, що щільність у плужній підшві наблизилася до 1,30 г/см³ – величини, що істотно обмежує можливості самого ґрунту розущільнюватися під дією об'ємних змін. Як було встановлено, за такої величини ущільнення коріння і волога гірше проникають у консолідовані агрегати, що істотно гальмує розущільнення ґрунту (В.В. Медведев и др., 2004). За даними (там само), у суглинковому

чорноземі вже за щільності $1,29 \text{ г/см}^3$ аерація досягає критичної межі у 15%. Легко припустити, що саме у плужній підшві акумулюється ущільнення й створюються умови для поступового формування переущільнення в активній частині кореневмісного шару.

У той же час у піднасіньовому прошарку внаслідок формування лише помірних рівнів щільності не створюються умови для гальмування процесів розущільнення. Однак висновок про відсутність переущільнення у піднасіньовому прошарку орних ґрунтів був би поспішним і необґрунтованим. Про можливість переущільнення у цьому прошарку свідчить карта щільності, побудована за масовими вимірами цього показника на чорноземних ґрунтах. Виявляється що майже на 7,9 млн. га щільність ґрунту після проведення весняних польових робіт і сівби перевищує припустиму величину $1,30 \text{ г/см}^3$, а на 3,5 млн. га - наближається до неї (рис. 5.3.5, таблиці під рисунками). До того з часом переущільнення просувається вглиб профілю (рис.5. 3.6). Підкреслимо, що перевищення рівноважної щільності будови припадає на найбільш цінні чорноземні ґрунти країни. Причина досить відома – у сільському господарстві на весняних польових роботах віддають перевагу важким потужним колісним тракторам підвищеного класу, бо вони дозволяють за рахунок широкозахватних причіпних знарядь і підвищеної швидкості виконати будь-яку операцію з високою продуктивністю. В умовах, коли щільність повсюдно не вимірюється, створюється помилкове уявлення про користь від використання таких тракторів. Але, на жаль, повністю ігнорується той факт, що питомий тиск ходової системи трактора класу 3 т майже удвічі перевищує державний стандарт.



**Щільність будови ґрунту
у шарі 10-15 см, г/см³**

| Щільність будови ґрунту у шарі 10-15 см, г/см ³ | Площа ріллі | |
|--|-------------|--------|
| | % | млн.га |
| < 1,20 | 20,8 | 6,2 |
| 1,20 - 1,25 | 11,7 | 3,5 |
| 1,25 - 1,30 | 11,5 | 3,5 |
| > 1,30 | 26,3 | 7,9 |
| нема даних | 29,7 | 8,9 |

**Щільність будови ґрунту
у шарі 30-35 см, г/см³**

| Щільність будови ґрунту у шарі 30-35 см, г/см ³ | Площа ріллі | |
|--|-------------|--------|
| | % | млн.га |
| < 1,30 | 42,2 | 12,7 |
| 1,30 - 1,35 | 11,2 | 3,4 |
| 1,35 - 1,40 | 8,6 | 2,6 |
| > 1,40 | 8,7 | 2,6 |
| нема даних | 29,3 | 8,8 |

Рис.6.3.5. Щільність будови ґрунту у піднасіннєвому прошарку і у плужній підшві.

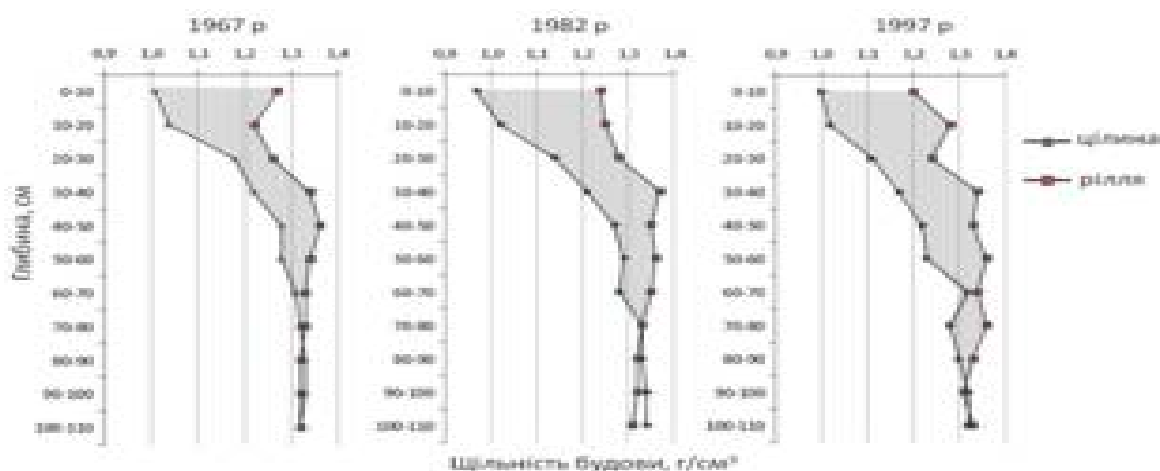


Рис. 6.3.6. Поступове просування переущільнення в глиб профілю чорнозему південного в умовах тривалої оранки (г/см³)

Використовуючи закономірності деформації ґрунту під дією навантаження (інертність, релаксація, еластичність і пластичність), визначено умови, за яких ґрунт зберігає стійкість або деградує. Умови виникнення деградації: навантаження перевищує стійкість. Умови стійкості: навантаження менше стійкості, а його норматив повинен бути меншим або дорівнювати еластичності.

На підставі порівняльного вивчення цілинних (перелогових) і ґрунтів, що розорюються, запропоновані критерії, які можуть бути використані для діагностики їх деградації:

- поступова трансформація структурних одиниць і порового простору від ізотропної до анізотропної будови;

- гальмування процесів агрегації, що супроводжується нагромадженням брил, зменшенням умісту агрономічно корисної структури, погіршенням її водостійкості й механічної міцності;

- ущільнення будови, стійке зростання рівноважної щільності й виникнення консолідованих агрегатів зі зменшеними розмірами усередині агрегатних пор;

- посилення неоднорідності ґрунтового покриву, що проявляється у формуванні специфічних горизонтальних (з ущільненням по краях полів і в знижених елементах рельєфу) і вертикальних (з формуванням плужної підшви, що поступово заглиблюється) профілів (детальніше далі) ;

- поява спадних і висхідних преференційних потоків вологи (детальніше далі);

- виражені релаксаційні процеси, що супроводжуються пульсаційною зміною властивостей і режимів у період від обробки до формування квазірівноважного стану.

Деградований орний ґрунт, виведений з ріллі на тривалий строк в умови перелогу або ренатуралізованого стану, може набути модальних параметрів, характерних для вихідного природного стану.

6.4. Деградаційні проблеми в орних ґрунтах

6.4.1. В немеліорованих ґрунтах

Оцінка деградації ґрунтів була отримана з використанням методики голландського дослідника G.W.J. van Lynden (L. R. Oldeman et al., 1991), а джерелами даних послужили матеріали агрохімічної паспортизації полів, що проводиться з 1965 р. кожні 5 років (В.О. Греков і ін., 2011), база даних інституту ґрунтознавства й агрохімії (Т.М. Лактіонова і ін., 2010), що включає інформацію про морфологічні, фізичні, фізико-хімічні і хімічні властивості більш ніж 2000 розрізів, а також матеріали тривалих польових дослідів з обробітком й добривами. Як видно з таблиці 6.4.1.1 і рис. 6.4.1.1, в Україні на орних землях домінують: втрата гумусу, переущільнення і інші прояви фізичної деградації, а також ерозія.

Табл. 6.4.1.1.

Типи і поширення деградацій ґрунтів в Україні

| Тип деградації ґрунтів | % від площі ріллі (32 млн. га) |
|---|-----------------------------------|
| Втрата гумусу й поживних речовин | 43 |
| Переущільнення | 39 |
| Замулення й кіркоутворення | 38 |
| Водна ерозія площинна | 17 |
| Підкислення | 14 |
| Заболочування | 14 |
| Забруднення радіонуклідами | 11,1 |
| Вітрова ерозія, втрата верхнього шару ґрунту | 11 |
| Забруднення пестицидами й іншими органічними речовинами | 9,3 |
| Забруднення важкими металами | 8 |
| Засолення, підлугування | 4,1 |
| Водна ерозія, утворення ярів | 3 |
| Побічна дія водної ерозії (замулення водойм і ін.) | 3 |
| Зниження рівня денної поверхні | 0,35 |
| Деформація земної поверхні вітром | 0,35 |
| Аридизація | 0,21 |

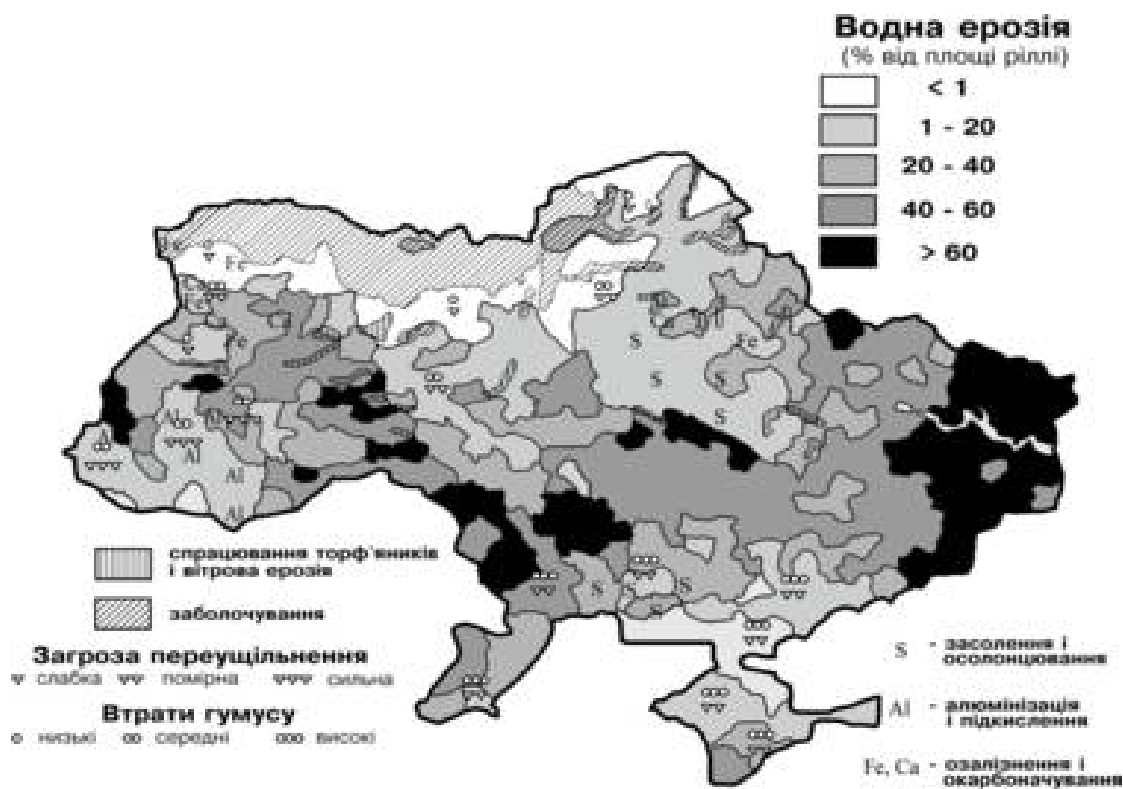


Рис. 6.4.1.1. Основні види деградації ґрунтів в Україні

Дегуміфікація. В Україні органічна речовина є традиційним об'єктом досліджень у ґрунтознавстві, починаючи з 19 століття, коли В.В.Докучаєв здійснив її перші виміри в рамках експедиції по чорноземній зоні (В.В. Докучаєв, 1883). З тієї пори інтерес до вивчення органічної речовини не падає в силу її виняткового значення для продуктивного, екологічного й соціального функціонування ґрунтів. В Україні виконані фундаментальні дослідження ролі органічної речовини в основних розділах ґрунтознавства й особливо в хімії, біології, фізиці ґрунтів, опубліковані фундаментальні монографії.

Ґрунти України характеризуються в основному середнім (2-3%) і підвищеним (3-4%) умістом гумусу. Площа ґрунтів із цим умістом становить 16,4 млн га, або біля половини площі ріллі. Ґрунти з низьким (1-2%) і дуже низьким (<1%) поширені в зоні Полісся, де зосереджено ґрунти супіщаного й піщаного гранскладу (рис. 6.4.1.2). Зіставлення гумусованості ґрунтів у часи В.В. Докучаєва із сучасним станом показали, що втрати гумусу за майже 130-

літній період досягли 22% у лісостеповій, 19,5% - у степовій і близько 19% - поліській зонах України. Щорічні втрати гумусу становлять 550-600 кг/га (Стратегія..., 2012). Це середні дані, у літературі зустрічаються й інші дані, що свідчать про більш значні втрати (через неточність визначення орієнтованості початкових вимірів, а також у силу значної строкатості вмісту гумусу).

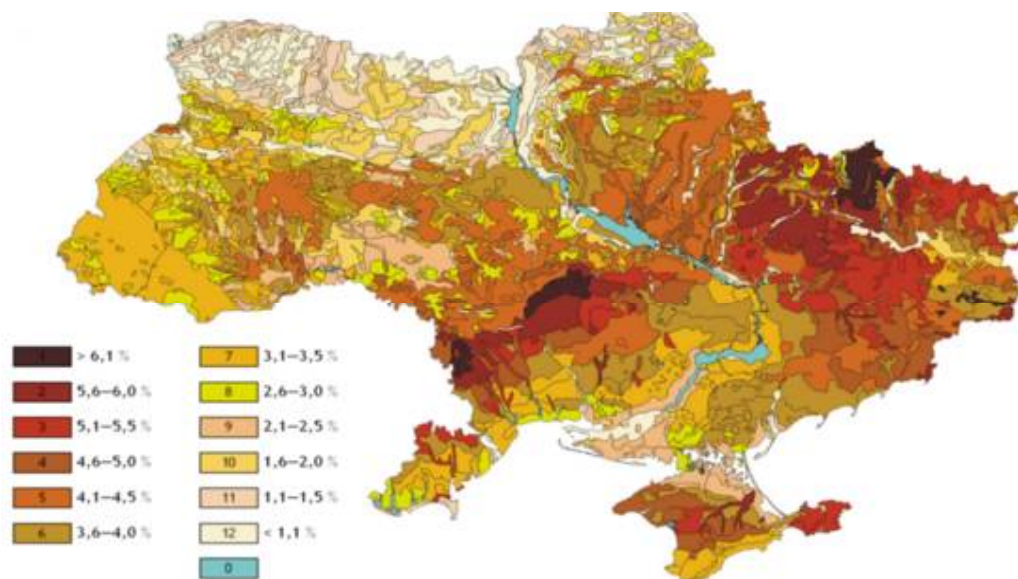


Рис. 6.4.1.2. Уміст гумусу в орних ґрунтах України (Національний атлас України, 2007)

Тривала оранка ґрунтів і їхнє сільськогосподарське використання без достатнього несення добрив приводить до значних втрат гумусу. У табл. 6.4.1.2 наведені узагальнені дані, отримані на варіантах стаціонарних дослідів з добре відомою історією. Достовірне (за $P=0,95$) зниження вмісту загального гумусу виявляється на всю проаналізовану глибину до 60 см.

Найбільші втрати гумусу в ґрунтах відбулися в період 80-х років минулого століття й були наслідком збільшення частки просапних культур у сівозмінах (у першу чергу цукрових буряків й кукурудзи).

**Уміст (%) загального гумусу в цілинних і орних чорноземах
(верхній шар 0-20 см, на цілині - без дернини)**

| Глибина, см | Чорноземи | | | | | |
|----------------|--------------------|-------------------|-----------------------|--------------------|----------------------|--------------------|
| | типовий, цілина | типовий, рілля | звичайний, переліг | звичайний рілля | південний, цілина | південний рілля |
| 0-10 | 7,76 | 4,58 | 4,61 | 4,25 | 4,39 | 3,22 |
| 10-20 | 6,08 | 4,55 | 4,35 | 4,20 | 3,58 | 3,20 |
| 20-30 | 5,05 | 4,51 | 4,28 | 4,12 | 2,65 | 2,46 |
| 30-40 | 4,79 | 4,29 | 3,74 | 3,48 | 2,00 | 1,91 |
| 40-50 | 4,05 | 3,85 | 2,80 | 2,61 | 1,22 | 1,10 |
| 50-60 | 3,82 | 3,60 | 2,65 | 2,49 | 1,18 | 1,02 |

У наступні роки, коли рівень щорічного внесення органічних добрив досяг 8,4 т/га, а мінеральних - 170 кг діючої речовини на гектар, а в окремих областях навіть перевищив 15 т/га й 200 кг/га, імовірно, уперше було досягнуто просте відтворення ґрунтової родючості (майже рівноважні баланси гумусу й рухомих поживних елементів). Однак у наступні роки у зв'язку з економічними труднощами перехідного періоду й формуванням ринкових відносин внесення добрив у ґрунт скоротилося, а баланс гумусу став негативним. Лише в самі останні роки намітилися тенденції поліпшення ситуації. Внесення мінеральних добрив збільшилося до 75 кг/га, однак відчутних зрушень відносно органічних добрив практично не сталося, що не могло не відбитися на динаміці вмісту органічної речовини в ґрунтах. В останні роки втрати гумусу відбуваються зі швидкістю 620 кг/га в рік, однак вони коректуються в залежності головним чином від структури сівозміни й застосовуваної технології (способів обробітку й норм внесення органічних добрив). (Стратегія..., 2012).

Знеструктурення (трансформація макро- і мікроморфологічної будови, зменшення кількості і водостійкості агрегатів, утворення брил, кірки і тріщин) - процес втрати переважно зернистої ізотропної форми агрегатів, властивої природному ґрунту, а також розпилення. Згідно здобутих даних тривале використання ґрунтів не приводить до значних змін потужності

окремих генетичних горизонтів, основних морфологічних ознак і в цілому не змінює суті ґрунтотворного процесу (О.М. Гринченко й ін., 1966 і інші). Разом з тим можна привести чимало інших прикладів, коли навіть короткочасні, але дуже інтенсивні опади здатні знищити гумусові шари (П.А. Гаврик, 1960), коли в основі орного шару формується плужна підшва потужністю 7-10 см, докорінно перетворюючи будову, властивості й процеси в ріллі. Інший приклад: видування (або відкладення) досить глибоких шарів у результаті пилової бури. За зрошення в міграцію нерідко утягуються величезні маси солей, формуючи нові повторно засолені горизонти. Це приклади грубої і явної трансформації морфології й будови ґрунтових профілів. У літературі можна знайти приклади поступового менш явного збільшення потужності ілювіального горизонту дерново-підзолистого ґрунту в Поліссі під впливом комплексу вдобрювальних і меліоративних заходів (Д.І. Ковалишин, 1982), або поверхневого оглинення інтенсивно розорюваних ґрунтів Молдови (И.А. Крупеников и др., 1976). Інакше кажучи, під дією головним чином факторів антропогенної природи будова ґрунту може трансформуватися. При цьому важливо підкреслити, що, якщо цілина протягом сторіччя здатна зберігати властиві їй риси, то рілля (особливо на схилі) свою стійкість втрачає.

Тому зовсім упевнено можна стверджувати, що в умовах сільськогосподарської культури, через дефіцитний баланс біофільних елементів, постійні механічні впливи, явне зниження стійкості рілля не може не зменшувати потужність верхнього горизонту. Правда, довести це важко через відсутність масових кількості спостережень. Але все-таки, використовуючи підхід С.Ю. Булигіна й ін. (1998) і дані, опубліковані в книзі В.В. Медведєва і ін. (1997), такі розрахунки нами були зроблені. Підхід полягає в розрахунку гіпотетичної потужності двох верхніх генетичних горизонтів за допомогою регресійних моделей, що описують інтенсивність ґрунтотворного процесу на підставі крутості й експозиції схилу, вмісту фізичної глини й деяких інших параметрів. Вихідні потужності цих

горизонтів були визначені за даними великомасштабного ґрунтового обстеження 1957-1961 рр. Розрахунок зроблений для домінантних зональних ґрунтів Полісся, Лісостепу й Степу, крім заплавних і гірських ґрунтів. Дані показують, що орні ґрунти менш потужні, чим цілинні. У чорноземних ґрунтах, як виявилось, більш уразливих, різниця може досягати 10 см.

Ще більш яскраві докази морфологічної трансформації виявляються при їхньому дослідженні в шліфах. Систематичний механічний обробіток приводить до морфологічної й функціональної деградації структури й порового простору. Морфологічної - тому що остаточно втрачаються генетично властиві типи структур, функціональної - тому що поровий простір спрощується, знижується його порядковість, збільшується частка міжагрегатних повітряноємних проміжків. Виходить, зменшується частка внутрішньоагрегатних пор, де відбувається водно-мінеральне живлення корінь рослин. У той же час застосування мінімальних способів обробітку (особливо нульового) стримує деструкцію ґрунту й здатне дещо поліпшити його будову. Складну, суперечливу дію роблять на ґрунт добрива - гній поліпшує мікроморфологічні оцінки структур, мінеральні добавки - скоріше погіршують, якщо застосовуються у високих дозах.

В агрегатах ріллі, як правило, відсутня майже обов'язкова для агрегатів цілини окантовка гуматною (найвірогідніше гідрофобною, що додає йому додаткової стійкості) плівкою, різко зростає рельєфність, деформованість, а разом з ними знижується досконалість їхніх поверхонь. Коефіцієнт оформленості агрегатів (за типом коефіцієнта окатаності гальок Уейделла-Кухаренко, за Атласом текстур і структур осадових порід, 1962) для агрегатів оброблюваних шарів досягає 0,15-0,30, а в чорноземі південному - нижче 0,10 проти 0,40-0,50 на цілині за максимального еталонного значення 0,90. Значно змінюються порядковість агрегатів і співвідношення агрегатів високого й низького порядків.

Отже, незважаючи на консервативність і стійкість морфологічних ознак ґрунтів сучасна система землеробства здатна зробити відчутні дії, як на

макро-, так і особливо на мікрорівні. Деякі із цих змін можна однозначно тлумачити як морфологічну й функціональну деградацію.

Утворення брил, кірки й тріщин на поверхні ґрунту практично стало характерним для давньої ріллі. Треба звернути увагу на те, що великі ґрунтові агрегати, якщо й присутні на цілині, їх міцність не перевищує 2-3 кПа, у той час як міцність брил на ріллі нерідко (в умовах зниженої вологості) досягає 30-40 кПа. Через підвищену механічну міцність і низьку пористість брили ріллі менш проникні для коріння і вологи, внаслідок чого здатні довго зберігатися практично без змін.

Як критерії знеструктурення використовуються структурний склад і різноманітні розрахункові коефіцієнти структурності, водостійкості й інші (рис. 6.4.1.3, 6.4.1.4). Всі перераховані критерії узгоджено показали помітне погіршення структури у ґрунтах, що давно розорюються (табл. 6.3.5). Навіть у добре гумусованих чорноземах після плужної оранки може утворитися до 30% брил. Майже вся рілля країни має ту чи іншу кількість брил. І якщо восени із цією кількістю брил можна примиритися, тому що взимку вони сприяють затримці снігу на полях, а до весни їхня кількість звичайно стає меншою або вони зникають зовсім, то навесні навіть невелика кількість брил неприпустима, тому що вони не дозволяють провести якісну сівбу, гальмують появу сходів і сприяють непродуктивному випаровуванню ґрунтової вологи. Та обставина, що брили утворюються навіть у чорноземах за вологості, близької до фізичної стиглості, з безсумнівною доводить наявність процесів фізичної деградації ґрунтів.

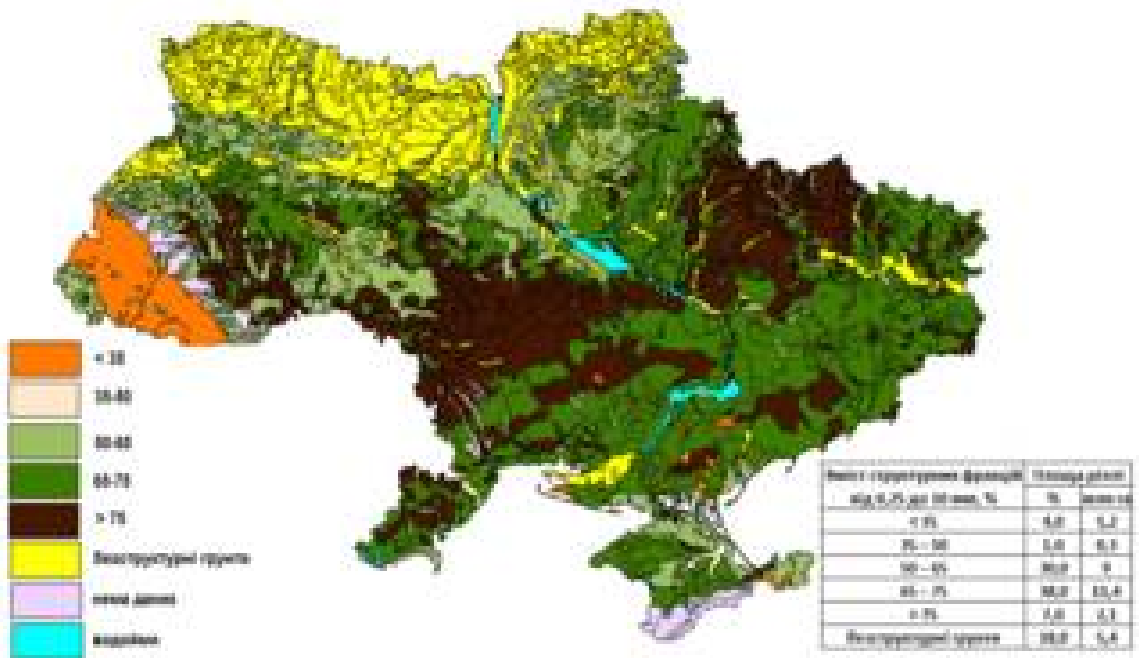


Рис. 6.4.1.3. Структурний склад орних ґрунтів України



Рис. 6.4.1.4. Водостійкість структури орних ґрунтів України

Найбільшою схильністю до утворення брил характеризуються солонцюваті ґрунти важкого гранскладу півдня України, основний обробіток яких здійснюється переважно в підсушеному стані, осолоділі й солонцюваті ґрунти Середнього Придніпров'я, еродовані ґрунти Правобережного Лісостепу, оглеєні ґрунти Передкарпаття й Закарпаття.

Кірка як вид фізичної деградації також поширена на ріллі України. Крім того, є небезпека подальшого її поширення за інтенсифікації землеробства або за умови можливих змін клімату (зокрема, наростання зволоження взимку, тепла влітку і його контрастності в цілому). Ґрунти, де можливе утворення кірки, зосереджено в західній і північно-західній частинах України. Саме там від 20 до 60% орних ґрунтів мають такі недоліки, а ступінь їхнього прояву - від сильної до слабкої (В.В. Медведєв, 2013). Утворення кірки найчастіше відзначається на початку вегетації культур.

У чорноземах типових кірка з'являється в результаті руйнування структури під впливом тривалого й інтенсивного обробітку й деякого збільшення фактора дисперсності (за Качинським), що, як відомо, характеризує потенційну здатність ґрунтів формувати мікро- і макроструктуру.

За підсихання кірка розтріскується, утворюючи тріщини, діаметр яких іноді досягає 5 см і більше. Легко собі уявити, наскільки несприятливі їхні наслідки для кореневмісного шару, рослин, їхніх корневих систем і якості наступного осіннього основного обробітку. Чим більше тріщин, тим більше втрата вологи, морфологічно менш досконала й продуктивна коренева система, зростає опір обробітку й стає більше консолидованих агрегатів у результаті кришення. Тріщини - звичайне явище в другій половині вегетаційного періоду практично на всіх орних ґрунтах Лісостепу й Степу.

Поява в поверхневому шарі ріллі брил, кірки й тріщин є наслідком погіршення процесів структуроутворення й водостійкості ґрунтових агрегатів у контрастних умовах водно-температурного режиму, властивого орним

грунтам. На жаль, комбіновані способи обробітку, що домінують в Україні, практично не сприяють зменшенню прояву несприятливих наслідків знеструктурування (утворення брил і кірки) в оброблюваному шарі ґрунту.

Таблиця 6.4.1.3.

**Коефіцієнти структурності і вологостійкості
цілинних і орних чорноземів**

| Варіанти | | Глибина, см | Коефіцієнт структурності | Коефіцієнт водостійкості |
|--------------------|---------|-------------|--------------------------|--------------------------|
| Чорнозем типовий | цілина | 4-14 | 5,9 | 0,7 |
| | рілля | 0-25 | 2,5 | 0,5 |
| Чорнозем звичайний | Переліг | 4-14 | 3,3 | 0,5 |
| | рілля | 0-25 | 2,0 | 0,2 |
| Чорнозем південний | цілина | 12-22 | 4,0 | 0,7 |
| | рілля | 0-25 | 1,4 | 0,3 |

Гальмування процесів агрегації. За тривалої оранки структурний склад досліджених чорноземів значно змінюється. Достовірне зниження вмісту в орному шарі порівняно з тією же глибиною цілини агрегатів агрономічно корисного розміру (10-0,25 мм) супроводжується одночасним збільшенням вмісту брил (>10 мм). Розпилення ґрунту при цьому менш виражено.

Коефіцієнт структурності, розрахований за відношенням вмісту агрегатів розміром від 10 до 0,25 мм до суми пилюватих і брилистих структур, знижується в 1,6-2,9 рази.

Зниження вмісту в орних ґрунтах гумусу й кальцію неминує гальмує процеси агрегації. Якщо розрахувати, скільки доводиться агрегатів агрономічно корисного розміру і яка їх водостійкість на 10% фізичної глини на цілині й ріллі, тобто, своєрідний норматив агрегації для умов спрощеної лінійної моделі, то буде знайдено істотну різницю. Для чорноземів типових і звичайних суглинкового гранскладу відповідно 1,75 і 1,60 для структурних агрегатів розміром від 10,0 до 0,25 мм і 1,60 і 1,00 - для водостійких

агрегатів крупніше 0,25 мм. Відповідні матеріали ми одержали, скориставшись експериментами, узагальненими в роботі В.В.Медведева (2008). Із цих результатів виходить, що в результаті тривалого обробітку явно помітно гальмується утворення структури й ще істотніше знижується її якість.

Водостійкість агрегатів. Характерним є різке зниження водостійкості агрегатів ріллі, причому на цьому тлі практично зникають водостійкі агрегати крупніше 3 мм. Можна стверджувати, що це є наслідком втрати органічної речовини. Адже в чорноземі типовому вміст загального гумусу у верхньому шарі 0-10 см знижується з 7,76 до 4,58, а в чорноземі південному - з 4,39 до 3,22 % (В.В. Медведев, 2008).

Механічна міцність агрегатів. У дослідженні механічної міцності агрегатів був використаний розроблений нами метод струшування й просівання певної наважки ґрунту протягом 1 год. на електричному ситовому ротаторі. Швидкість руйнування агрегатів цілини й ріллі неоднакові. Перші руйнувалися відносно рівномірно, і до кінця першої години спостережень їхній розпад був дуже малий. Другі значно швидше руйнувалися спочатку, і їхній розпад нерідко тривав протягом усього періоду коливань.

Водопроникність і водоутримуюча здатність. Відразу після обробітку чорнозем у максимально розпушеному стані характеризується високою водопроникністю (середнє за 6 год. спостережень 120-142 мм/г); у стані рівноважної щільності водопроникність знижується більш ніж в 2 рази (50-62 мм/г). На цілинних ділянках водопроникність відносно стабільна (65-93 мм/г). Таким чином, тривала оранка чорноземних ґрунтів змінює їх водоутримуюча здатність порівняно із цілиною. Розходження найбільш істотні в інтервалі низьких тисків ґрунтової вологи. Якщо оранка супроводжується нагромадженням дрібних агрегатів, потенційна водоутримуюча здатність ріллі порівняно із цілиною різко зростає, однак стійкість цього запасу доступної вологи в ґрунті невисока, за збільшення тиску вологи її зміст швидко падає. Поровий простір давньої ріллі, очевидно,

може поступово трансформуватися від до модальної будови, що характеризується перевагою (за рівноважної щільності) малих пор.

Консолідація агрегатів. Істотна особливість орного, особливо зрошуваного, ґрунту полягає у виразному прояві пластичної деформації, що є причиною підвищеної консолідації ґрунтової маси. Нагадаємо, що під консолідацією мається на увазі ущільнення ґрунту, за якого відбувається не тільки зменшення пористості (ця стадія називається власне ущільненням), але й видавлювання вологи із внутрішньоагрегатних проміжків (R. Horn et al., 2000). Так, щільність окремих структурних агрегатів чорнозему південного розміром 5-3 мм на цілині становить 1,50, ріллі – 1,60, а при зрошенні – 1,68 г/см³. Фактично мова тут уже йде про утворення переущільненого ґрунту, у якому досягається дуже висока щільність упакування мікроагрегатів за рахунок їхньої взаємної орієнтації (В.В. Медведєв, 2013).

Крім цього, тривала оранка чорнозему вірогідно знижує вміст і істотно збільшує мобільність органічної речовини. Це в більшій мірі відбивається на міцності макроагрегатів, чим мікроагрегатів, і є причиною зміни фізичних властивостей і режимів (В.В.Медведєв, 2008).

Отже, тривала оранка чорноземів приводить до глибоких змін у їхній структурі, будові, процесах мікро- і особливо макроагрегації, фізичних і водних властивостях. Найбільш важливим представляється майже відсутній на цілині своєрідний пульсаційний процес зміни основних компонентів будови, за якого в ґрунті відразу після обробітку різко збільшується, зменшується частка твердої фази в одиниці об'єму, а потім за рахунок релаксаційних процесів відбувається відновлення рівноважної щільності до більш високого рівня, чим на цілині. Наслідком цього є, видимо, такий же пульсаційний хід всіх інших процесів, функціонально пов'язаних із щільністю будови ґрунту. У результаті орний чорнозем помітно відрізняється фізичними параметрами від цілини

Роль структури в стійкому забезпеченні населення ґрунту вологою. Добре відомо, що структурний ґрунт здатний у сотні й навіть тисячу разів

ефективніше убирати вологу, чим безструктурний, розпилений. Про це свідчить експонентна залежність (П.В. Вершинин, 1959), причому розходження між ґрунтами, що мають неоднаковий структурний склад, починають відчуватися вже за мінімальної кількості в ньому пилу. Якщо при цьому структурний ґрунт має ще й водостійкі в часі агрегати, це забезпечить величезні екологічні переваги такому ґрунту. Адже такий ґрунт за рахунок головним чином преференційних потоків вологи здатний зволожитися практично дуже швидко на всю глибину кореневмісного шару. Неважко передбачати подальшу долю цієї вологи. З міжагрегатних проміжків за рахунок перепаду тисків вона поступово переміститься у внутріагрегатні пори, де буде збережена й стане доступною для численних мешканців у ґрунті. Звичайно, у реальних умовах, де в ґрунті, особливо в її поверхневому шарі, завжди є деяка кількість пилу, а в профілі майже обов'язково присутні перешкоди (у вигляді плужної підшви або переущільнених ілювійованих горизонтів) для безперешкодного спадного преференційного потоку, зволоження проходить не настільки швидко й не настільки закономірно. Але все-таки безпосередні спостереження за такими процесами доводять, що описана схема підтверджується (В.В.Медведев і ін., 2003).

Роль структури в зменшенні швидкості мінералізації. Добре оструктурений ґрунт, як ми встановили, має бімодальну структуру порового простору, причому зі збільшенням у складі структур дрібних агрегатів частка тонких пор зростає. Відповідно до цього погіршуються умови для мінералізації, і частина органічних речовин виявляється захищеною від процесу прискороного розкладання. Адже в цьому процесі беруть участь винятково анаеробна мікрофлора, а в тонких порах умови для її активної життєдіяльності несприятливі. Прямих досліджень у цьому напрямку ми не проводили, але в літературі на цей рахунок є чимало доказів. Так, A.G. Seech et al. (1988) і J.A. Van Veen et al. (1990) установили, що присутність у ґрунті невеликих пор зменшує доступність органічних матеріалів для розкладання, тим самим знижуючи мінералізацію вуглецю й азоту. Незалежно від цих

робіт J.D. Jastrow et al. (1991) установили просторову локалізацію мікробів і мезофауни залежно від розміру структурних агрегатів. Бактерії також приурочені до пор різних розмірів у межах ґрунтового агрегату, вибираючи їх залежно від аерації й обводненості (Т. Hattori et al., 1976; А. Winding, 1994). Так, високий рівень денітрифікації відзначається в центральній частині макроагрегатів невеликих розмірів (А. J. Sextone et al., 1985).

Роль структури в підтримці біорізноманіття. Наявність у ґрунті структурних одиниць і відповідно пор різного розміру обумовлює просторову різноякісність умов і, насамперед, у забезпеченості вологою й повітрям. Ця обставина служить основною причиною неоднорідності, точніше, локалізації фауни в ділянках з підвищеною або зниженою гідроморфністю й ксероморфністю відповідно їхнім вимогам до середовища. Таким чином, у ґрунті створюються умови для збереження біорізноманіття в роки з несприятливими кліматичними умовами. Чисельність фауни в несприятливих роках, хоча й скорочується, при відновленні модальних умов мікробіологічний пул здобуває колишні риси. На цю особливість структурного ґрунту звернули увагу Є. В. Шеїн і ін. (2001). Згодом С. Я. Трофимов і ін. (2004) констатували, що неоднорідний розподіл вологи в ґрунтовому просторі (додамо від себе, що є наслідком наявності структур і пор різного розміру) з'явився фактором еволюції, що привів до формування найпростіших мініатюрних розмірів, адаптованих до життя у водних примікроагрегатних плівках.

Підкреслимо: внутрішні і міжагрегатні проміжки по-різному забезпечені водою й повітрям, тут по-різному здійснюються обмінні процеси, трансформація органічних речовин, різні трофічність і в цілому умови життя. Так, поверхневі зони агрегатів завжди збагачені аеробною, внутрішні, навпроти, - анаеробною мікрофлорою. У посушливих умовах на чорноземах у внутріагрегатному просторі завжди зберігаються умови для виживання вологолюбних мікроорганізмів.

Роль структури в секвестрації вуглецю. На жаль, роль структури

ґрунтів, як і особливо способів їхнього обробітку, у балансі атмосферного й ґрунтового вуглецю досліджена в Україні зовсім недостатньо, що варто було б виправити у зв'язку з міждержавними дискусіями на цей рахунок. Є всі підстави припускати, що підтримка поверхневого шару ґрунтів у добре оструктуреному стані буде сприяти консервації вуглецю ґрунту на існуючому рівні. Тут доречно згадати роботу австралійських дослідників, виконаних ще в 50-і роки минулого сторіччя (A.V. Rovira et al., 1957). У ній було показано, що підтримка ґрунту в агрегованому стані запобігала втратам поживних речовин із ґрунту, доступ мікроорганізмів до органічної речовини, розташованої усередині агрегатів. Навпроти, штучне руйнування агрегатів підвищувало уміст у ґрунті рухомих елементів живлення й стимулювало мікробіологічну активність.

Досвід довгострокового застосування мінімальних способів обробітку й особливо його нульового варіанта, що супроводжується поліпшенням структурного стану ґрунту, доводить не тільки можливість призупинення втрат гумусу, але й деякого збагачення ним орного ґрунту (В.В.Медведев і ін., 2006).

Наші припущення виправдані, якщо звернутися до закордонного досвіду дослідження секвестрації вуглецю. Виявилось, що ця проблема в останні роки привертає увагу багатьох учених. Секвестрація вуглецю ґрунту - його здатність утримати вуглець від емісії в атмосферу й тим самим зм'якшити парниковий ефект. Секвестрація вуглецю розглядається як важлива частина проблеми охорони навколишнього середовища. У США видана книга (російською мовою), у якій уперше оцінений потенціал орних земель відносно можливості секвестрації вуглецю (Р. Лал і ін., 1998). Як і слід було сподіватися, у секвестрації вуглецю вирішальне значення має якість поверхневого шару ґрунтів, що залежить від способів їхнього обробітку, а із властивостей ґрунтів - від умісту в них гумусу й структурного складу. У книзі приводиться ряд посилань на дослідження, які показали наявність тісного зв'язку між секвестрацією вуглецю й розміром

структурних агрегатів (Angers, 1992; Beare et al., 1994; Tisdal, 1996). Агрегати ґрунту розглядаються як органо-мінеральні утворення, у яких вуглець захищений від мікробного розкладання, і, отже, від емісії.

6.4.2. В меліорованих ґрунтах

За зрошення

Стан ґрунтів за довготривалого зрошення узагальнено С.А. Балюком і ін. (2009) за результатами спеціального еколого-меліоративного моніторингу (П.І. Коваленко і др., 1999). У цілому на зрошуваних землях України склався такий розподіл площ за глибиною залягання РГВ: менше 1 м – 0,2 %, 1-2 м – 3-4 %, 2-3 м – 10-12 %, 3-5 м – 15 % і більше 5 м – 70 % від загальної площі зрошення; щодо мінералізації ґрунтових вод: менше 1,1 г/л – 25-28 %, 1,1-3 г/л – 30-32 % і більше 3,1 г/л – 30-33 %.

Аналіз наявного матеріалу свідчить про те, що в основному засолені ґрунти, приурочені до морських терас, дельт, заплав і низових терас річок, а також до днищ великих балок, найчастіше мають генетичне походження.

Основні площі середньо- і сильнозасолених ґрунтів в Одеській, Херсонській, Запорізькій і Донецькій областях і Автономній Республіці Крим розташовані в приморській зоні в границях морських терас. Вони зустрічаються між оз. Сасик і Алібей, між Хаджибейським і Куяльницьким лиманами, уздовж Каркинїтської затоки, Молочного лиману, Феодосійської затоки й ін. У Дніпропетровській, Запорізькій і Луганській областях такі ґрунти приурочені до заплав великих річок, таких як Орель, Самара, Сіверський Дінець, а також до їхніх притоків (рр. Бик, Янчул, Гайчур, Деркул, Айдар, Євсуг і ін.). Найнижчу засоленість мають заплави рік Південного Бугу і його притоків, Тилигула, Великого Куяльника, Інгулу й Інгульця.

Основна ж частина ґрунтів заплав рік і низьких терас степової зони України має слабкий ступінь засоленості.

На зрошуваних масивах Одеської й Миколаївської областей на захід від Південного Бугу, де для зрошення використовували води підвищеної

мінералізації (зрошення на місцевому стоці), спостерігається слабка засоленість. У Херсонській області, у районах Інгулецького, Червонопрапорного й Каховського каналів поширені незасолені ґрунти зі слідами соди. Кількість сильно- і середньозасолених ґрунтів на масивах зрошення обмежена й зустрічається у вигляді окремих плям. Таким чином, процеси вторинного засолення мають обмежений розвиток. У цілому на зрошуваних землях України площі зі слабким ступенем засолення представляють 6-8 %, середнім – 1-2 % і сильним – 0, 5-1,0 %.

У регіональному плані ділянки з негативним еколого-меліоративним станом земель приурочені до заплав річок, схилів річкових долин і балок, низьких надзаплавних терас, прибережних і приканальних зон, подів і мікрозападин, а також до зрошуваних земель.

Негативний стан земель у границях заплав річок півдня України обумовлений, головним чином, засоленістю ґрунтів (південно-західна приморська частина Одеської області, ліві притоки Сіверського Дінця в Луганській області, лівобережна частина Дніпропетровської області, заплави річок Орель, Самара, Вовча). На окремих площах незадовільний стан викликаний дуже близьким заляганням ґрунтових вод, підтопленням або заболочуванням земель. У Присивашші до цих показників додається ще й солонцюватість ґрунтів, а також висока мінералізація ґрунтових вод. На окремих ділянках заплав рік (Донецька область) відзначені активні процеси карстоутворення (відкрита форма карсту).

У границях крутих схилів річкових долин і балок незадовільний стан земель обумовлений інтенсивним розвитком площинної ерозії, яроутворення, зсувів і обвалів. На півночі Одеської і Миколаївської областей на деяких ділянках при практично суцільному поширенні зрошуваних земель незадовільний стан викликаний активно діючими карстовими процесами на схилах, рідше – суффузією. Інтенсивно ці процеси розвинені уздовж Каховського водоймища в границях Херсонської області. Місцями, переважно в Миколаївській області й у Криму, незадовільний стан земель на

схилах пов'язаний з розвитком у їхніх границях середньзасолених ґрунтів (на ущільнених глинах).

На вододільних просторах ділянки з незадовільним еколого-меліоративним станом приурочені, головним чином, до зрошуваних площ, як наслідок підйому РГВ вище критичних оцінок і підтоплення території (Миколаївська, Дніпропетровська, рідше – Одеська області, Крим). Іноді ці процеси підсилюються високою мінералізацією ґрунтових вод. У границях південної частини Дунай-Дністровського межиріччя (Одеська область), у Херсонській, рідше в Запорізькій областях причиною незадовільного стану земель є осідання лесових ґрунтів на зрошуваних площах. В окремих регіонах Херсонської, Дніпропетровської, Луганської областей і Автономної Республіки Крим активний розвиток здобувають суффозійно-карстові процеси й процеси гідроморфної трансформації ґрунтів.

У границях Херсонської області райони незадовільного еколого-меліоративного стану нерідко приурочені до подів (як давніх, так і новоутворених), де проходить гідроморфна трансформація ґрунтів і лесових порід.

Значна частина як зрошуваних, так і прилеглих до них богарних земель, які зазнають впливу від іригації характеризується задовільним станом. Найбільше таких земель у Дніпропетровській, Херсонській, Миколаївській і Одеській областях.

У границях заплав рік і днищ балок такий стан викликаний як неглибоким заляганням ґрунтових вод (практично повсюдно), так і слабкою засоленістю ґрунтів (межиріччя Дунай-Дністер, Крим, південь Запорізької області, лівобережна частина Дніпропетровської області, заплави майже всіх річок Донецької й Луганської областей).

У межах терасових і вододільних рівнин півдня України задовільний еколого-меліоративний стан обумовлений переважно розвитком зсувних процесів (північно-західна частина Одеської області), площ змиву ґрунтів і підґрунтя (схили балок, річкових долин і великих подів), підвищеною

мінералізацією ГВ (Миколаївська, Херсонська, Запорізька області), подоутворенням (Херсонська, у меншій мірі Одеська й Миколаївська області). Рідше погроза погіршення стану викликана розвитком негативних процесів (карсту, суффозії, осідання, еолових процесів і ін.), засоленістю й солонцюватістю ґрунтів.

У результаті різних причин, з 2,2 млн га зрошуваних земель у цей час зрошується лише 600-700 тис га. На іншій площі зрошення тимчасово або остаточно припинено. Із причин ґрунтово-деградаційного характеру відзначаються як найпоширеніші: підняття рівня ґрунтових вод (біля 13-15 % площі зрошуваних земель), активізація процесів засолення верхнього метрового шару (до 10 % площі), підлугування й утворення соди (повсюдно в межах зрошуваних масивів Одеської, Херсонської, Миколаївської й інших областей), осолонцювання (практично домінуюча частина зрошуваних ґрунтів – близько 1,5 млн га – має природні або антропогенно викликані ознаки солонцюватості). Крім того, частина зрошуваних ґрунтів забруднена важкими металами, схильна до формування кірки або переущільнена.

За осушення

Спеціальний моніторинг осушених ґрунтів здійснюється приблизно в такий же спосіб, що й зрошуваних ґрунтів. Для цього на всіх осушених масивах створена постійна мережа спостережень (площадок і скважин). Звичайно мережа охоплює зону впливу осушення й прилеглих площ.

Кризові ситуації на осушених землях створюються в результаті спрацювання торфовищ, дренажування пухкопіщаних глеюватих ґрунтів, верхових і перехідних торфовищ, засолення заплавних земель і солонцевих комплексів, озалізнення, окарбоначування ґрунтів, забруднення важкими металами, залишками агрохімікатів, радіонуклідами, виникнення торф'яних пожеж. Повної інформації про масштаби кризового стану осушених гідроморфних земель поки немає. Проте, узагальнення отриманих даних дозволило в першому наближенні скласти картосхему агроекологічного, у

тому числі кризового стану осушених гідроморфних земель (рис. 5.4.2.1), на якій виділено п'ять категорій якості (найбільш висока, висока, середня, низька й дуже низька). У п'яту категорію ввійшли землі кризових ситуацій, а саме: забруднені радіонуклідами землі, вторинно заболочені землі, озалізнені, окарбоначені й засолені землі, вироблені торфовища й спрацьовані торф'яні ґрунти, торф'яні пожежі. На жаль, немає обліку дефляційно порушених земель. Осушені землі із кризовим агроекологічним станом присутні майже у всіх регіонах їхнього поширення. Це землі радіоактивного забруднення, вироблених торфовищ і торф'яних пожеж, сильного озалізнення й окарбоначування осушених земель, переосушених і спрацьованих торфовищ, виходи на поверхню мінеральної породи, вторинного засолення осушених ґрунтів. Серед різних видів кризових ситуацій на осушених землях є види, які характерні тільки для певного геохімічного регіону (наприклад, засолення для Лівобережного Лісостепу, алюмінізація для поверхово оглеєних ґрунтів Прикарпаття й Закарпаття) і види, які присутні в усіх без винятку природних регіонах осушених земель (наприклад, дегуміфікація ґрунтів, спрацьовання торфовищ тощо).

Значна частина осушених земель (до 10 %) піддано радіонуклідному забрудненню. Площа вироблених торфовищ досягла 105 тис. га. Це непридатні для сільськогосподарського виробництва землі, які вимагають відповідної рекультивації й вибору напрямку використання.

Кризові ситуації виникають у результаті зняття верхнього гумусового шару під час культуртехнічних робіт, що приводить до різко вираженої гетерогенності ґрунтового покриву (поява на поверхні світлих малопродуктивних плям ґрунотвірної породи).



Рис. 6.4.2.1. Категорії гідроморфних ґрунтів за їх екологічним станом

На думку Р.С. Трускавецького, що узагальнив наявні матеріали про стан осушуваних ґрунтів Полісся України, дані Держводгоспу звичайно прикрашені насамперед тому, що не враховують всіх явищ деградації в цій зоні. Крім того, погіршуються умови для двостороннього регулювання водно-повітряного режиму й рівня ґрунтових вод.

Наприклад, за даними Чернігівської гідролого-меліоративної експедиції (<http://chggme.org.ua/vyrobnycha/eksplyat.html>), в останні роки отримані численні факти низької ефективності роботи більшості осушувальних систем. Ростуть площі з рівнем ґрунтових вод нижче 1,5 м. Якщо в 2000 році вони становили 29,9 тис. га, то в 2008 році – 83,5 тис. га. Відповідно зменшуються площі із глибиною ґрунтових вод більше 1,5 м. Причина – низький технічний стан внутрішньо- і міжгосподарських дренажних систем і гідротехнічних споруд на них.

Унаслідок підйому ґрунтових вод і просто безгосподарності площі ефективно функціонуючих осушених земель у Поліссі країни поступово зменшуються. За даними Держводгоспу із загальної площі осушених земель 3,170 млн га використовується не більше 0,6 млн га.

За хімічної меліорації

Хімічна меліорація відноситься до числа факторів, здатних зробити значний вплив на фізичні властивості і особливо на структуру ґрунтів. В 30-і роки минулого сторіччя велася жвава дискусія про роль вапнування в поліпшенні структури дерново-підзолистих ґрунтів (Основи агрофізики, 1959), яка, однак, не привела до ясності. З одного боку, вапно коректувало рН, підвищувало мікробіологічну активність і врожай рослин, вимогливих до реакції ґрунтового розчину. З іншого, це слабо відбивалося на поліпшенні фізичних властивостей і, зокрема, структурного складу. Більше того, відразу ж після внесення вапна (особливо в малих дозах) заміна в ґрунтовому вбирному комплексі водню (або алюмінію) на кальцій збільшувала електричний подвійний шар колоїдів, що могло викликати утворення ґрунтової кірки при підсиханні поверхні ґрунту. І тільки більші дози вапна стискали колоїдні міцелли й сприяли формуванню нових агрегатів. У цих умовах підсилювалася гуміфікація й ґрунт у цілому ставав більш окультуреним. При тривалому застосуванні вапна (одночасно з органічними й мінеральними добривами) дерново-підзолисті ґрунти зовсім міняли свій вигляд і властивості й у результаті класифікації могли бути віднесені до нового типу – агроземів, як це відбулося в Білорусі (Н.И. Смеян і ін., 2007).

Аналогічні дослідження ми виявили в деяких закордонних публікаціях. На думку R.J. Haynes et al. (1998), тільки тривале внесення вапна в порівняно великих дозах викликає поліпшення структури ґрунтів. У цьому випадку за рахунок іонної сили Ca^{2+} електричний подвійний шар колоїдів стискується, у результаті відбувається осадження агентів, що цементують ґрунт і формують структурні агрегати. При малих дозах вапнування викликає лише диспергацію колоїдів глини й утворення ґрунтової кірки.

Разом з тим, меліорація відповідно до змісту цього поняття дійсно може сприяти істотному поліпшенню властивостей ґрунтів. Більше того, вона здатна, як про це мріяв ще К.К. Гедройц (1975), наблизити властивості ґрунтів до еталону, у якості якого він розглядав чорнозем. Однак, і сам

чорнозем у зв'язку з погіршенням фізичних властивостей, втратою зернистої структури й частково гумусу й кальцію має потребу в поліпшенні. Саме тому логічно припустити, що внесення органічних і кальціємістких речовин здатне призупинити деградацію чорноземних ґрунтів. Гіпсування чорноземів (малими дозами по 2-4 ц/га в рядки) було, як відомо, запропоноване О.М. Грінченко й ін. (1958) і експериментально підтверджено в дослідженнях О.А. Чесняк і ін. (1971), В.Д. Мухи (1978) і інших. Так, у роботі Г.Я. Чесняка (1977) рекомендовано для поліпшення структурного стану чорноземного ґрунту вносити 3 т/га кальціємістких речовин один раз в 10 років.

Нами також проведені подібні дослідження (В.В. Медведєв і ін., 1986). Внесення гіпсу разом із гноєм виявилось досить ефективним. Причому, якщо зміст агрономічно корисних агрегатів за результатами сухого просіювання практично не змінювався, то вологостійкість зростала досить відчутно (табл. 6.4.2.1).

Таблиця 6.4.2.1.

Вплив гіпсу й гною на структурно-агрегатний склад чорнозему типового

| Варіант | Кількість повітряно-сухих агрегатів, %, за їх розміру, мм | | | | Кількість вологостійких агрегатів,%, за їх розміру, мм | |
|-------------|--|---------|-------|------|---|------|
| | >10 | 10-0,25 | <0,25 | >1 | >0,25 | >1 |
| Контроль | 22,6 | 74,2 | 3,2 | 83,4 | 57,6 | 9,3 |
| Гіпс | 26,5 | 69,9 | 3,6 | 84,5 | 52,1 | 15,6 |
| Гній | 21,7 | 75,7 | 2,6 | 85,5 | 55,5 | 18,0 |
| Гіпс + гній | 20,1 | 76,2 | 3,7 | 82,5 | 58,2 | 19,3 |

Наведені в таблиці дані отримані після 3-місячної експозиції. Дози гіпсу й гною відповідали 3 (розрахунок на СаО) і 30 т/га.

Аналогічні й не менш переконливі дані про вплив гіпсу (разом із гноєм) на структурний стан чорнозему приводить В.Д. Муха (2004). У табл. 6.4.2.2 демонструється помітне збільшення змісту вологостійких агрегатів більше 0,25 мм і зниження ступеня дисперсності особливо на тлі «гній + гіпс».

Як показали результати досліджень, під впливом гіпсу не відбулося

істотних змін у загальному вмісті органічної речовини, визначеної за методом Тюрина. У той же час виявлене зниження ступеня рухомості органічної речовини в 0,2 Н розчині NaOH і кількості рухомих гумінових кислот у порівнянні з контролем. Можна думати, саме ця обставина обумовила поліпшення структурного стану чорнозему.

Таблиця 6.4.2.2.

Вплив гіпсу й гною на структурний стан чорнозему типового

| Варіант | Фактор дисперсності | Вологостійкі агрегати, % | | Співвідношення агрегати > 0,25 мм / агрегати < 0,25 мм |
|------------|---------------------|--------------------------|---------------|--|
| | | Більше 0,25 мм | менше 0,25 мм | |
| Контроль | 5,1 | 59 | 41 | 1,4 |
| Гній | 4,7 | 60 | 40 | 1,5 |
| Гіпс | 4,3 | 62 | 38 | 1,7 |
| Гній+ гіпс | 3,8 | 64 | 36 | 1,8 |

Результати вегетаційного дослідження були підтверджені в полі, де також при внесенні гіпсу (і особливо разом із гноєм) відзначалося поліпшення структурно-агрегатного складу. Крім того, явно ефективніше витрачалася волога, і був вище врожай проса.

Особливо важливого значення набуває внесення кальціємістких матеріалів у кислих ґрунтах на нелесових породах. Такі ґрунти, бідні від природи на кальцій, до того ж, схильні до подальших його втрат, тому що перебувають в умовах перезволоження й промивного водного режиму. За даними, узагальненими А. І. Гуменюком (1968), ґрунти здатні втратити до 500 кг СаО в рік навіть при помірній кількості атмосферних опадів. Для Ротамстедської дослідної станції втрати за 100 років склали майже половину всього запасу ґрунтового кальцію. Аналогічні дані є для ґрунтів Німеччини, Прибалтики, Білорусі. Тому навіть у природних умовах нерідко відзначаються факти посилення кислотності ґрунтів з часом, тому що висхідний потік кальцію через його нестачу у ґрунотвірних породах не компенсує вимивання.

Вирощування культурних рослин підсилює дефіцитний баланс кальцію. Досить відзначити, що за середнього врожаю зернові можуть винести до 50 кг кальцію, а трави набагато більше. Також діють і фізіологічно кислі добрива. У літературі є дані Ф.В. Турчина для Люберецького дослідного поля (за А.І. Гуменюком, 1968), що свідчать про повну втрату родючості опідзоленого супіщаного ґрунту при тривалому внесенні сірчаноокислого амонію й аміачної селітри.

На жаль, у більшості робіт з вивчення впливу вапнування на властивості ґрунтів приводиться дуже мало даних про зміну фізичних властивостей і структури ґрунтів. Але тут, видимо, варто згадати основні експериментальні роботи О.Н. Соколовського (1919, за 1971) про роль кальцію як вартового ґрунтової структури і її негайному й неминучому погіршенні при зменшенні вмісту в ґрунті кальцію.

У результаті структура, звичайно, губиться й для запобігання цього процесу надто важливо внесення в ґрунт кальціємістких матеріалів.

6.4.3. Спустелення

Незважаючи на популярність тематики опустелювання, велика кількість питань, що його стосуються, залишаються неясними або дискусійними. Вибір і застосування заходів боротьби залежить від причин, типів, індикаторів, ступеню розвитку опустелювання. Тільки дослідження механізмів процесу опустелювання дає підставу рекомендаціям конкретних меліоративних заходів. Рівною мірою вибір і застосування того або іншого методу боротьби залежить від конкретних особливостей територій, від зміни природних комплексів і від форм і ступеню впливу людей на природне середовище. Наприклад, у Туреччині й Ірані, де опустелювання дуже поширено, у системі заходів з боротьби проти опустелювання важливе місце займають: зміцнення механічними способами рухомих пісків, зміцнення гірських схилів для того, щоб запобігти ерозії, вирощування чагарників, фруктових садів, культурних рослин і т.і., дотримання норм випасання худоби, поліпшення видового асортименту пасовищ, усіляке поліпшення

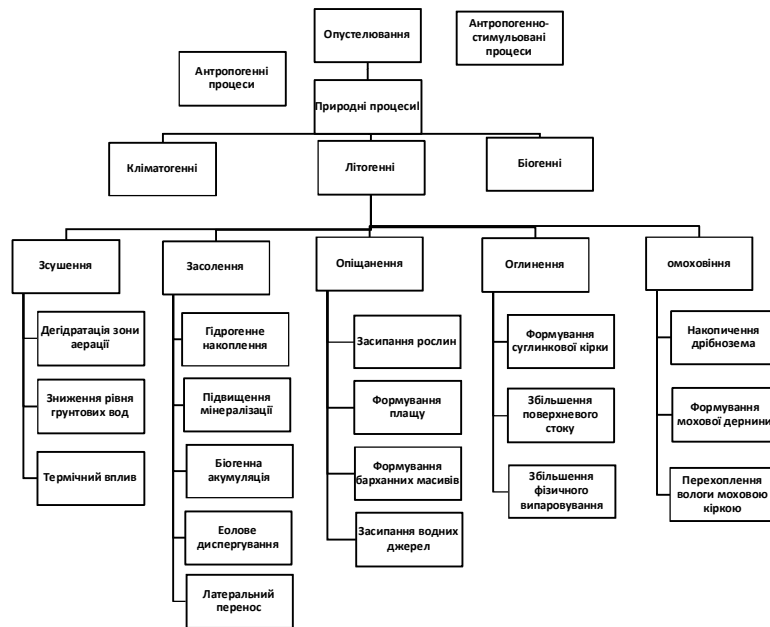
водопостачання, регулювання ґрунтових вод, строге дотримання норм і режимів зрошення й ін.

Складність діагностики опустелювання пояснюється значною його регіональною розмаїтістю. Потрібні критерії, нормативи, оцінки інтенсивності, найбільш адаптивні й ефективні способи подолання й всі вони повинні враховувати особливості природних умов і господарської діяльності.

Про те, наскільки складна проблема опустелювання, різноманітні процеси і механізми, що її супроводять, свідчить узагальнення, здійснене П.Г. Гуніним (1991) - табл. 6.4.3.1 Основними найпоширенішими формами прояву опустелювання вважаються висушування, засолення, оглинення, опіщанення і омовіння. Висушування відноситься до комплексної форми і визначається як ендегенними, так і екзогенними причинами, що обумовлюють сукцесійний розвиток екосистем. Процеси засолення, оглинення й опіщанення протікають у більшості аридних екосистем і визначаються як гідрогенними, так і літогенними факторами середовища. Свою негативну роль як процесів опустелювання вони починають грати тільки при досягненні у верхніх горизонтах ґрунту або на його поверхні певної кількості солей, фізичної глини, пилу або піску. Омовіння як форма опустелювання викликається біогенними факторами, але його широка експансія в пустелях пов'язана з господарською діяльністю людини і може бути віднесена із цієї причини до антропогенно стимульованих процесів (П.Д. Гунин, 1991).

Таблиця 6.4.3.1.

Процеси та механізми спустелення



Стосовно до України, під опустелюванням варто розуміти комплекс природних і антропогенних процесів, пов'язаних із ксерофітізацією або знищенням природної рослинності, зменшенням біорізноманіття, різними проявами деградації ґрунтового покриву, зменшенням продуктивності ґрунтів. На жаль, в Україні немає систематичної узагальненої інформації про опустелювання. Більше того, в останні роки навіть у науковому середовищі внаслідок значних валових зборів зернових культур нерідко можна почути сумніви в тім, чи є взагалі опустелювання й деградація. У результаті ця проблема не вивчається й недооцінюється. Практично не здійснюються заходи проти ерозії, переущільнення, перезволоження, посухи, підкислення, осолонцювання, практично припинена лісова меліорація.

6.5. Особливості прояву деградації в природних зонах України

Полісся

Ґрунти Полісся, з огляду на переважний піщаний і супіщаний грансклад, можна назвати пасивними в реологічному відношенні, тому що перехід з текучого у твердий стан здійснюється в них дуже швидко й у досить вузьких границях пластичності, майже не проявляється липкість, низька деформація (внаслідок високої вихідної рівноважної щільності будови). Ці ґрунти в силу домінування піщаної фракції сприяють абразії

(зношуванню) робочих органів ґрунтообробних машин, а за швидкого наростання температур навесні схильні утворювати кірку. Домінуючі в Поліссі слабо структурні ґрунти, до того ж, схильні до розпилення й вітрової ерозії за інтенсивного механічного обробітку. Підвищена кількість атмосферних опадів, наявність знижень у рельєфі й ілювіальні горизонти, які залягають неглибоко й збагачені тонкодисперсними компонентами, викликають явища поверхневого оглеєння, що не сприяє якісному обробітку таких ґрунтів. Короткий період релаксації, прискорене відновлення вихідних несприятливих показників щільності будови (через відсутність водостійкої структури) обумовлює необхідність частого розпушування й збагачення поживними речовинами цих бідних ґрунтів. Наявність неглибоких ілювіальних горизонтів також обмежує глибину обробітку й обумовлює необхідність застосування додаткових заходів з окультурення ґрунтів, якщо глибину обробітку потрібно збільшити. Таким чином, у Поліссі формуються специфічні вимоги до особливостей землеробської практики, вибору адаптованих до даних умов культур, сівозмін, обробітку й добрив. Легкий ґрансклад визначає для Полісся інтенсивну систему землеробства, насичену численними й різноманітними агрозаходами. Можливості для мінімалізації тут обмежені.

З огляду на значну просторову строкатість у межах поля сівозміни індикаторів обробітку (структурного складу, щільності будови і твердості) у Поліссі існують значні перспективи розвитку точного землеробства, особливо в період підготовки посівного шару й основного обробітку. Брилистість, вміст агрономічно корисної структури, глибина й ступінь прояву плужної підшви – всі ці властивості характеризуються достовірною просторовою варіабельністю й на тій або іншій частині поля мають сприятливі параметри, що утворюють досить певні можливості для економії ресурсів (Неоднорідність ґрунтів..., 2009).

Лісостеп

Ґрунти у Лісостепу внаслідок одночасно більш високого рівня

гумусованості й сприятливих фізико-хімічних властивостей мають виражену структурність і, головним чином, завдяки цьому характеризуються цілим рядом позитивних якостей. Вони мають оптимальний рівень щільності будови, гармонічне поєднання пор різного функціонального призначення, досить тривалий період перебування ґрунтів у стані фізичної спільності. Остання обставина сприяє високоякісному обробітку посівного шару у весняний період. У ґрунтах Лісостепу практично не діють фактори, що ускладнюють обробіток (щебенюватість, солонцюватість, оглеєння). Разом з тим, знижений рівень вихідної рівноважної щільності робить ґрунт середнього гранскладу дуже чутливим до переущільнення під дією ходових систем сучасних мобільних машинно-тракторних агрегатів, особливо у весняний період. Загальною особливістю землеробської практики на суглинкових ґрунтах є мінімізація агротехнологічних операцій (зменшення їхньої частоти й глибини) з метою максимально можливого зниження механічного навантаження на ґрунт. У цьому випадку небезпека переущільнення, розпилення й утворення брил усувається.

Тут потрібні й інші профілактичні заходи щодо збереження сприятливого рівня структури. Доцільні також і заходи, спрямовані на максимальне забезпечення рослин поживними компонентами, тому що на відміну від механічної, хімічна (екологічна) стійкість суглинкових ґрунтів висока.

У цілому можливості мінімізації обробітку в Лісостепу максимальні. Домінуючі тут суглинкові гумусовані, оструктурені, несолонцюваті, неоглеєні й помірно ущільнені ґрунти в найбільшій мірі придатні для впровадження нульового обробітку, тобто, повної відмови від обробітку взагалі. Тут і без обробітку складаються близькі до оптимальних фізичні умови в кореневмісному шарі. Більше того, для цих ґрунтів перспективні нові ґрунтообробні знаряддя, здатні оптимізувати структурний склад і щільність будови в насінневому й піднасінневому шарах у початкові найбільш відповідальні етапи розвитку рослин.

У Лісостепу цілком певні перспективи має точний обробіток, особливо для опідзолених ґрунтів, схильних до формування просторової варіабельності структурного складу в посівному шарі (особливо брилистості) і не суцільного характеру прояву плужної підшви.

Степ

Ґрунти Степу – найбільш важкі в землеробському аспекті. Вони також строкаті в технологічному відношенні, причому складність умов чітко нарастає до півдня й до сходу, де відповідно солонцюватість і щебенюватість не сприяють якісному обробітку. Крім того, позначається важкосуглинковий і глинистий, як правило, гранулометричний склад. Саме ці якості ґрунтів роблять обробіток в Степу найбільш витратною операцією. Головні проблеми, які створює важкий грансклад – висока міцність у сухому стані й липкість у вологому, тобто, підвищена реологічна активність, невелика тривалість періоду, коли ґрунт перебуває в м'якопластичному (спілому) стані. Недостатня зволоженість (а цих ґрунтів найбільша в Степу) і підвищена небезпека прояву дефляції підсилює їхні негативні характеристики. У цілому умови для ощадливого і якісного обробітку ґрунтів у цій зоні істотно гірші, ніж у Лісостепу. Тут необхідно більше уваги приділяти складанню агрегатів при виконанні машинно-тракторних операцій, їхньому нормуванню, оплаті праці механізаторів. Можливості мінімалізації обробітку в Степу помірні й незрівнянно менші, ніж у Лісостепу. Також помірні можливості для точного обробітку, хоча інформації про просторову варіабельність відповідних індикаторів для цих ґрунтів недостатньо.

6.6. Економічні, екологічні і соціальні наслідки

Отже, тривале сільськогосподарське використання ґрунтів і особливо оранка приводить до глибоких змін у їхній структурі, будові, процесах мікро- і особливо макроагрегації, фізичних і водних властивостях. Найбільш важливим представляється майже відсутній на цілині своєрідний пульсаційний процес зміни основних компонентів будови, за якого в ґрунті

відразу після обробітку різко збільшується повітроємність, зменшується частка твердої фази в одиниці об'єму, а потім за рахунок релаксаційних процесів відбувається відновлення рівноважної щільності до більш високого рівня, чим на цілині. Наслідком цього є, видимо, такий же пульсаційний хід всіх інших процесів, функціонально пов'язаних із щільністю будови ґрунту. У результаті орний ґрунт помітно відрізняється багатьма фізичними параметрами від цілини.

Не менш важливі зміни хімічних, фізико-хімічних і біологічних властивостей, з яких потрібно підкреслити зміни реакції ґрунтового розчину, ємності поглинання, співвідношення обмінних катіонів, мікробного пула і мікробіологічної активності. Про правомірність висловлених міркувань можна судити з великої кількості різноманітних публікацій, наприклад, з фундаментального узагальнення, виконаного за редакцією В.А.Ковди та О.М.Самойлової «Русский чернозем. 100 лет после В.В. Докучаева» (1983).

Розходження між природним і орним ґрунтом виявилися настільки суттєвими і стійкими, то це дозволило стверджувати - під впливом тривалого землеробського використання природний ґрунт трансформується в агроґрунт, має принципово інші властивості і режими і цілком може називатися новим полігенетичним (природно-антропогенним) утворенням. Підставою для такого твердження послужили результати порівняння мікробудови пор і агрегатів, горизонтального, вертикального й часового профілів, а також, головним чином, фізичних властивостей.

Особливості агроґрунту як нового ґрунту в порівнянні із цілиною: анізотропність, бімодальність порового простору, консолідація ґрунтових агрегатів, сезонна і багаторічна динаміка щільності будови і властивостей, порушення оборотності ґрунтів унаслідок часткової утрати і лабілізації органічної речовини, виникнення нових горизонтальних, вертикальних і часових профілів і аридизація. Агроґрунт втрачає здатність відновлювати властиві йому модальні, характерні для природного аналога, параметри. Внаслідок посилення просторової неоднорідності (гетерогенності) для

агрогрунту характерний поступовий перехід від континуальності до дискретності ґрунтового покриву, і в цілому - локальне послаблення дернового - стосовно до чорноземів - процесу ґрунтоутворення. Агрогрунт як новий тип ґрунту вимагає відбиття в номенклатурі та класифікації, урахування в районуванні і диференційованої системи використання.

Полігенетичність - основна причина формування агроґрунтів. Агрогрунт - продукт природних, економічних (виробничих, технологічних) і соціальних факторів. Сьогодні людина і його діяльність на землі стає провідним чинником формування нових ґрунтів.

Еколого-генетичні й агровиробничі наслідки деградації на прикладі чорноземних ґрунтів відбито у табл. 6.6.1 і 6.6.2.

До цього можна додати не розглянуті інші несприятливі еколого-генетичні наслідки деградації, а саме: погіршення якості поверхневих вод і питної води, відмічена в країнах з підвищеним рівнем оранки - південний схід Великобританії, південні регіони Норвегії, Швеції, райони центральної й східної Європи (В.В. Медведєв, 2010).

На жаль, деградація має не тільки еколого-генетичні негативні наслідки. У гіршу сторону міняються практично всі властивості й режими ґрунтів, що не може не відбитися на врожайності сільськогосподарських культур.

Таблиця 6.6.1.

**Еколого-генетичні наслідки деградації
на прикладі чорноземних ґрунтів**

| Критерії | Зміна змісту й спрямованості процесів | Наслідки |
|-----------------------------|---|---|
| Гуміфікація – мінералізація | Нагромадження усередині агрегатів продуктів неповного розкладання і їхнє включення в гумусові сполуки | Ослаблення чорноземного процесу ґрунтоутворення |

| | | |
|--|--|--|
| Мікробіологічна й біохімічна діяльність | Зниження активності | Часткова (мозаїчна) абіотизація внаслідок підвищення рівноважної щільності |
| Трансформація елементів у системі «тверда фаза – розчин» | Звуження співвідношення «грунт-розчин», збільшення обсягу термодинамічно зв'язаної вологи й елементів | Консервація елементів в агрегатах, зниження їх висхідної й спадної міграційної здатності |
| Перетворення речовин у рамках великого й малого колообігів | Зменшення швидкості перетворення речовин, маси речовини, що бере участь у перетворенні, глибини «активних» шарів | Ослаблення чорноземного ґрунтоутворення |
| Твердий і рідкий поверхневий і внутрішньо-ґрунтовий стік | Просторова диференціація речовин у ландшафті | Посилення ерозії |
| Забруднення знижених елементів ландшафту й водойм | Перенесення забрудників | Акумуляція забрудників і підвищення ймовірності екологічного ризику |

Далі спробуємо, використовуючи власні і літературні дані, знайти поправні коефіцієнти, які унормовують зниження родючості ґрунтів (за врожайними даними) від дії різноманітних деградаційних процесів. Нам удалося зібрати чимало експериментальних оцінок зниження продуктивності ґрунтів від дії негативних факторів. На жаль, деяких з них явно недостатньо, для того, щоб виробити обґрунтовані поправні коефіцієнти до родючості вихідного ґрунту, не порушеного дією негативних процесів. Це стосується дії кірки, вітрової ерозії, забруднення.

Таблиця 6.6.2.

Агровиробничі наслідки деградації на прикладі чорноземних ґрунтів

| Критерії | Основні напрямки змін | Наслідки |
|---|---|-------------------------------|
| Агрохімічні властивості й поживний режим | Зменшення доступності елементів живлення | Погіршення трофності ґрунту |
| Водно-повітряні властивості, режим вологи й повітря | Погіршення надходження вологи в агрегати, зменшення вологоємності, доступності вологи рослинам, | Аридизація ґрунтового профілю |

| | | |
|--|---|--|
| | посилення фізичного (непродуктивного) випару | |
| Фізичні, фізико-механічні властивості, умови для обробітку й оструктурення ґрунтів | Зміцнення ґрунту й окремих агрегатів, зменшення міжагрегатного простору, погіршення процесу розуцільнення маси | Зниження агрономічної цінності ріллі |
| Умови для росту й розвитку кореневих систем | Зменшення загальної маси коріння, їхнє зосередження у верхній частині профілю, домінування тонких корінь малих порядків | Погіршення морфологічних, фізіологічних, ґрунтозахисних і продуктивних показників кореневих систем |
| Умови для росту й розвитку надземних частин рослин | Відставання в появі сходів, настанні інших фенофаз, зниження врожаю | Погіршення якісних і кількісних показників урожаю |

У той час оцінки зниження родючості від водної ерозії, підкислення, осолонцювання, засолення здаються цілком надійними. Загальну закономірність зниження родючості можна виразити так: слабкий ступінь - у межах 10-15 %; середній - 15-30 %; сильний - вище 30 (40) %. Відповідно до цього визначені поправні коефіцієнти. Якщо поправний коефіцієнт досягає значної величини, використання такого ґрунту в ріллі стає недоцільним. Тому у всіх випадках підвищена величина поправного коефіцієнта може використовуватися як важливий аргумент на користь виведення такого ґрунту з ріллі.

У таблиці 6.6.3 і на рис. 6.6.1 ми спробували узагальнити знайдені дані. Для помірних ступенів зниження родючості (слабкої й середньої) отримані дані в більшості випадків підтверджуються експериментом, для найбільш сильного ступеня - найчастіше вони приблизні, експертні, тому що, сильний ступінь зниження родючості - недостатньо ясна категорія, до того ж для багатьох факторів вона важко діагностується. Однак у всіх випадках такий ступінь супроводжується найбільш високим поправним коефіцієнтом. Добре помітно, що деякі фактори на тлі слабого ступеня прояву коректують родючість незначно. Більше того, у цьому випадку зниженням родючості

можна навіть зневажити, тому що поправні коефіцієнти невеликі. При посиленні ступеня прояву негативних процесів поправні коефіцієнти, як правило, стрімко ростуть, а для таких процесів як перезволоження, підкислення, кірка - настільки швидко, що роблять невідповідним використання таких ґрунтів у ріллі. Тут треба або застосовувати меліоративні заходи, або дійсно вивести ґрунт із ріллі під пасовище або під залісення.

Разом з тим підкреслимо: зібрані нами поправні коефіцієнти мають потребу в перевірці, зональній диференціації, урахуванні особливостей культур, які, як відомо, здатні їх істотно коректувати.

Особливості трансформації ґрунтів за деградації. Виходячи з порівняння структурного складу, щільності будови і деяких інших властивостей на цілині і ріллі, варто визнати, що всі давньоорні ґрунти варто вважати деградованими. Для цього досить звернутися до табл. 5.6.4, щоб переконатися, які істотні втрати агрономічно корисної структури, її водостійкості та зміни інших властивостей на ріллі в порівнянні із цілиною. Це значить, що такий висновок буде справедливий для всіх орних ґрунтів Лісостепу і Степу країни, принаймні, для тих з них, які перебувають у ріллі не менше 100 років, тому що саме такого віку рілля була об'єктом нашого дослідження (Сумська область, чорнозем типовий середньосуглинковий, Михайлівська цілина і суміжна з нею рілля).

Таблиця 6.6.3.

Зниження родючості ґрунтів від дії негативних факторів (середні дані для орних ґрунтів України, на прикладі зернових колосових культур)

| Фактор, що знижує родючість ґрунтів | Ступінь зниження родючості | | | | | |
|-------------------------------------|----------------------------|----------------------|----------|----------------------|---------|----------------------|
| | слабкий | | середній | | сильний | |
| | % | поправний коефіцієнт | % | поправний коефіцієнт | % | поправний коефіцієнт |
| Водна ерозія | 15-20 | 1.18-1.25 | 35-55 | 1.54-2.22 | 60-65 | 1.67-2.86 |

| | | | | | | |
|------------------------------|-------|-----------|-------|-----------|-------|-------|
| Вітрова ерозія | 10 | 1.11 | 15 | 1.18 | >15 | >1.2 |
| Кірка | 15-20 | 1.18-1.25 | 20-50 | 1.25-2.00 | >50 | 2-3 |
| Переуцільнення | 10 | 1.09 | 25 | 1.20 | 40-50 | >1.40 |
| Перезволоження | 10-15 | 1.25 | 20-30 | 1.40-1.50 | >50 | >2.00 |
| Підкислення | 10 | 1.10-1.15 | 20-30 | 1.30-1.40 | >30 | >1.50 |
| Засолення | 12-18 | 1.15-1.20 | 20-35 | 1.25-1.35 | >40 | >1.50 |
| Осолонцювання | 20-30 | 1.40-1.50 | 40-50 | 2.00-2.50 | 60-80 | >2.50 |
| Забруднення важкими металами | 5-10 | 1.02-1.10 | 15-20 | 1.11-1.19 | >30 | >1.40 |
| Забруднення нафтопродуктами | 20 | 1.25 | 30-40 | 1.30-1.50 | >50 | >2.00 |
| Наявність каменів | 15 | 1.18 | 30 | 1.40 | >60 | >2.50 |
| Рекультивовані ґрунти | 40-50 | 1.40-1.60 | 60-80 | 1.50-2.00 | 85-90 | >5.00 |
| Опустелення | 20 | 1.40 | 20-30 | 1.40-1.50 | >30 | >1.50 |

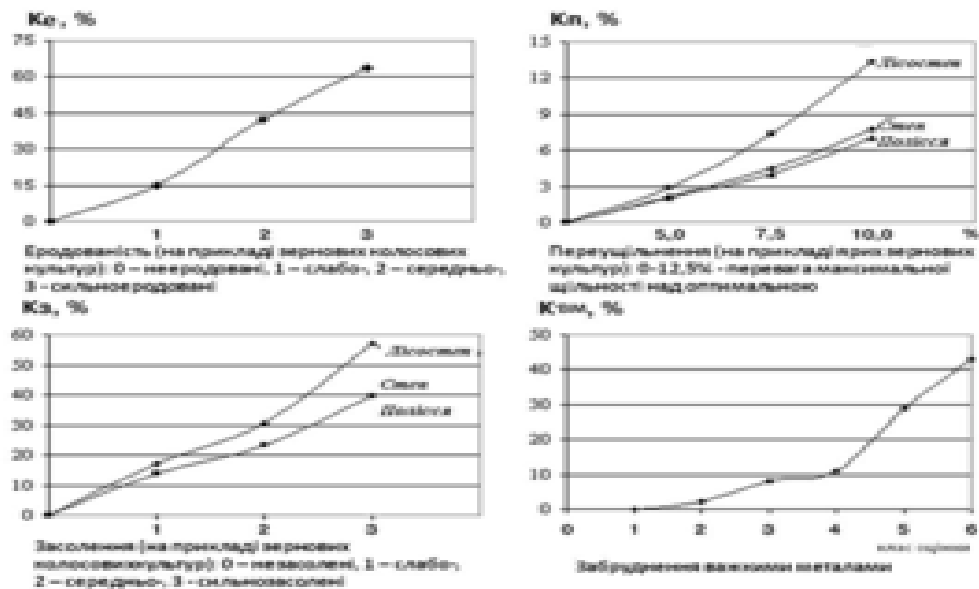


Рис. 6.6.1. Поправні коефіцієнти на зниження родючості ґрунтів від дії негативних чинників

Таблиця 6.6.4.

Усереднені параметри 0-30 см шару цілинного (природного) і давньоорного (деградованого) чорнозему типового середньосуглинкового (Сумська область)

| Параметри, одиниці виміру | Природний ґрунт | Деградований ґрунт |
|---------------------------|-----------------|--------------------|
| Структура: | | |

| | | |
|--|-----------|-----------|
| брилистість (>10 мм), % | 5-7 | 18-20 |
| агрономічно корисні агрегати (10-0,25 мм), % | 80-85 | 50-60 |
| пил (<0,25 мм), % | 8-10 | 14-16 |
| коефіцієнт водостійкості | 0,7-0,8 | 0,5 |
| механічна міцність агрегатів,% | 92 | 66 |
| Щільність будови: | | |
| під час сівби ярих культур, г/см ³ | 1,0-1,1 | 1,1-1,2 |
| рівноважна, г/см ³ | 1,1-1,2 | 1, 2-1,3 |
| Уміст гумусу, % | 6,3 | 4,6 |
| Водопроникність за рівноважної щільності: | | |
| за 6 годин, мм/година | 65-70 | 50-52 |
| коефіцієнт загасання | 1,1-1,2 | 3,5-4,0 |
| Фактор дисперсності | 4,0 | 7,5 |
| Ґрунтово-гідрологічні константи за рівноважної щільності, %: | | |
| ВЗ | 11,0-11,5 | 12,0-12,5 |
| ВРК | 16,0-17,0 | 18,0-19,0 |
| НВ | 25,0-26,0 | 24,0-25,0 |
| ДАВ | 9,0 | 6,0 |
| Мікробудова агрегатів і пор: | 0,40-0,50 | 0,10-0,25 |
| коефіцієнт оформленості | 5-6 | 2-3 |
| порядковість | | |
| співвідношення агрегатів високого й низького порядків | 15:5 | 10:10 |
| кількість неагрегованого матеріалу в порах, % | 8 | 32 |

Важлива діагностична ознака деградації – порівняно тривалий період, що потрібно ґрунту щоб відновити властиві йому показники в природних умовах. Для цього потрібно не менш 15-25 років, тому що тільки за цей час можуть поступово сформуватися характерні для цілини процеси трансформації органічної речовини і гуміфікації і розуцільнитися консолідовані агрегати. Як доказ того, що потенційні можливості давньоорного чорнозему до реанімації структури зберігаються, служать результати розрахунків фактора дисперсності Н.А. Качиньського, які на цілині й ріллі практично однакові.

Водна ерозія і дефляція. Ерозія ґрунтів відома тисячі років. Адже терасування схилів як протиерозійний захід вже застосувалося у Римській імперії, а в долині річки Мозель є виноградники на терасах ще з романських часів, яким більше 1000 років. Так само в Іспанії тераси віком 300-400 років,

було побудовано за майже сучасними розрахунками. Не менш цікава історія вивчення ерозії в Росії, СРСР і в Україні. Ми можемо впевнено стверджувати, що ерозія – найбільш популярна проблема в ґрунтознавстві і землеробстві. Наукові конференції з ерозійної тематики – найбільш багатолюдні, а їхні праці цілком співставні з матеріалами з'їздів.

Зусиллями багатьох учених проблема ерозії набула актуальності, але не стала пріоритетною. Особливо останнього часу, коли обсяги наукових робіт значно скорочено, майже не ведуться польові експериментальні спостереження. Не зважаючи на численні наукові опрацювання і безперечні досягнення, багато теоретичних і практичних фундаментальних питань залишається без відповідей. Зокрема, тривають дискусії щодо процесів діагностики руйнування ґрунту, регіональні особливості, інтенсивність ерозії. Тому, підкреслимо, побудувати сучасний захист ґрунтів від ерозії на основі застарілих і методично недосконалих матеріалів дуже важко. Для цього треба передбачити обов'язковий контроль процесу ерозії. Через те, що в країні не провели повторного ґрунтового обстеження і фактично не має тривалих спостережень за процесом ерозії у різних природних і господарських умовах, нема й даних про реальні масштаби ерозії. Тому гостро потрібні польові експерименти на постійних майданчиках хоча б в основних природних зонах. Треба задіяти методично більш коректний підхід до визначення протиерозійної характеристики ґрунту. Нагадаємо, що ерозія виникає тоді, коли кінетична енергія води чи вітру перебільшує структурну зв'язність чи опір ґрунту до зсуву. Але ці фундаментальні характеристики не вивчають в наших лабораторіях. Тому при оцінці протиерозійної характеристики ґрунту і у багатьох моделях, що намагаються описати цей процес, використовують посередні властивості (уміст гумусу, грансклад, поглинні катіони тощо), які пов'язані з ерозією слабо, а інколи дають про протиерозійну стійкість ґрунту навіть спотворене уявлення. Наприклад, чорнозем за умістом гумусу, глини, кальцію, наявністю агрегатів і їхньою водостійкістю можна було б назвати ідеально стійким ґрунтом. Але у

дійсності через підвищені параметри міжагрегатної пористості він схильний до руйнування і зсуву навіть за невеликих механічних навантажень. Тому у дослідженнях з ерозії потрібні систематичні фізико-механічні вимірювання. Доходить до парадоксу: у відомій гідромеханічній моделі Мірцхулави ґрунт позначається одним коефіцієнтом, а всі його особливості просто ігноруються. І це не якийсь там рядовий вчений – це беззаперечний авторитет, академік, на роботи якого посилаються майже усі ерозіознавці. До речі, у відомій і більш прогресивній американській моделі WEPP передбачено використання фізико-механічних параметрів, але наші винахідники і тут вдалися до спрощення і посередніх оцінок замість прямого оцінювання. Отже, при вивченні ерозії треба вживати методи, які дають адекватне, а не спотворене уявлення про процес.

За даними суцільного обстеження поширення водно- і дефляційно еродованих ґрунтів в Україні значне (табл. 5.6.5-5.6.6, рис. 5.6.2 – 5.6.5). До того ж, якщо врахувати, що чимало площ, розташованих на схилах, продовжують розорювати без попереднього терасування, то площа еродованих земель може зрости.

Найбільшу стурбованість відносно водної ерозії ґрунтів викликають райони Донбасу й у смузі уздовж границі Лісостепу з Північним Степом. Крім того, у такій же мірі це стосується й Малого Лісостепу й ще деяких районів.

Нагадаємо, що раніше було встановлено: якщо коефіцієнт еродованості перевищує 1,15, небезпека ерозії надзвичайно висока.

Передкризовим станом відносно вітрової ерозії характеризуються Львівський і передгірний Лісостеп, північ Лівобережного Полісся, деякі райони Донбасу й Присивашся. Кризовим станом характеризуються Кам'янсько-Бугський район Львівської області, північ Чернігівщини й Сумщини. У Степу - південь Херсонської, центр Запорізької, південний захід Донецької й Луганської областей. Всі зони перебувають у зоні транзиту пилового потоку.

Ерозійні втрати ґрунтів. Комбінований обробіток, що залишає хоча б на нетривалий час поверхню ґрунту в пухкому стані ущільнення й без рослинного покриву, тим самим сприяє різкому зниженню її протиерозійної стійкості й виникненню водної або вітрової ерозії. Здатність ґрунтів перелогу до утворення твердого стоку на порядок менше аналогічних показників ґрунтів ріллі (відповідно 0,071 і 0,78 г/с/м), отриманих шляхом штучного дощування (С.Г. Чорний, 2012). У той же час достатньо на поверхні ґрунту залишити 13-20 шт./м² відрізків стебел кукурудзи довжиною 15 см або 200-300 шт./м² стернин колосових, щоб надійно захистити ґрунт від видування (Э.И. Вешко и др., 1976). Підвищити протиерозійну стійкість ґрунтів і тим самим запобігти ерозійним втратам можна, якщо на поверхні створити нерозмивні атмосферними опадами грудки, або грудки, що не утягуються у вітровий потік, або підтримувати постійний захисний рослинний покрив. Зрозуміло, такі пропозиції стали можливими після проведення численних дослідницьких робіт і їхнього успішного впровадження. Використовуючи приблизно такі підходи з різною регіональною специфікою значною мірою подолали катастрофічні прояви ерозії в США, Канаді, Аргентині, Бразилії, Росії, Казахстані. Ідеальним рішенням питання була б заміна в Україні традиційної комбінованої системи обробітку консервативною або нульовою. Актуальність цієї акції для України вкрай важлива, якщо врахувати, що біля третини ріллі уражено водною ерозією й на 19 млн. га існує загроза вітрової ерозії. І ще тому, що стійкість ґрунтів до ерозії й інших проявів фізичної деградації, тривалий час підданих плужному обробітку, з часом знижується (В.В. Медведєв, 2013), а ерозійні втрати, виходить, можуть зрости.

Таблиця 6.6.5.

**Еродовані, ерозійно небезпечні та кам'янисті орні ґрунти
(тис. га)**

| Адміністративна область | Схильні до водної ерозії (змиті) | | Дефляційно неблагополучні | | У т.ч. еродовані вітром | | Кам'янисті | |
|-------------------------|----------------------------------|---------------|---------------------------|---------------|-------------------------|--------------|------------|---------------|
| | усього | у т.ч. сильно | усього | у т.ч. сильно | усього | з них сильно | усього | у т.ч. сильно |
| | | | | | | | | |

| | | | | | | | | |
|-------------------|--------|-------|--------|-------|--------|------|-------|-----|
| АР Крим | 99,4 | 2,5 | 825,4 | 1,8 | 145,0 | 0,6 | 84,3 | 0,1 |
| Вінницька | 606,0 | 10,1 | 59,4 | 0,3 | 0,1 | 0,0 | 0,4 | 0,0 |
| Волинська | 71,5 | 10,8 | - | - | 0,0 | 0,0 | 0,0 | 0,0 |
| Дніпропетровська | 851,2 | 11,1 | 1690,6 | 15,3 | 12,0 | 0,2 | 0,3 | 0,0 |
| Донецька | 1110,3 | 71,4 | 1494,5 | 4,4 | 0,0 | 0,0 | 13,0 | 0,1 |
| Житомирська | 58,1 | 5,6 | 195,5 | 5,5 | 3,5 | 0,3 | 8,3 | 0,0 |
| Закарпатська | 8,4 | 0,1 | 0,0 | 0,0 | 0,0 | 0,0 | 9,9 | 0,0 |
| Запорізька | 540,2 | 76,2 | 1664,1 | 5,3 | 400,5 | 13,3 | 0,4 | 0,0 |
| Івано-Франківська | 91,0 | 7,7 | 0,0 | 0,0 | 0,0 | 0,0 | 17,9 | 0,0 |
| Київська | 134,6 | 14,6 | 667,7 | 6,8 | 55,5 | 5,6 | 0,0 | 0,0 |
| Кіровоградська | 855,7 | 13,1 | 983,9 | 0,7 | 0,0 | 0,0 | 0,0 | 0,0 |
| Луганська | 895,4 | 10,2 | 1265,1 | 74,1 | 359,1 | 11,2 | 20,2 | 0,0 |
| Львівська | 300,6 | 39,6 | 224,4 | 8,6 | 41,9 | 2,3 | 11,8 | 0,5 |
| Миколаївська | 750,2 | 22,0 | 1499,5 | 0,5 | 44,0 | 0,0 | 4,5 | 0,0 |
| Одеська | 955,1 | 31,6 | 1407,8 | 0,4 | 0,5 | 0,1 | 4,8 | 0,2 |
| Полтавська | 304,5 | 7,4 | 372,8 | 7,6 | 0,0 | 0,0 | 0,0 | 0,0 |
| Рівненська | 130,9 | 35,2 | 227,8 | 60,6 | 5,7 | 0,2 | 11,0 | 0,0 |
| Сумська | 227,3 | 0,6 | 311,2 | 1,4 | 21,2 | 0,1 | 0,0 | 0,0 |
| Тернопільська | 334,9 | 29,8 | 0,6 | 0,0 | 0,0 | 0,0 | 15,0 | 0,2 |
| Харківська | 886,1 | 10,2 | 906,0 | 0,6 | 70,4 | 0,0 | 0,2 | 0,0 |
| Херсонська | 226,1 | 11,4 | 1569,1 | 80,4 | 348,6 | 3,6 | 0,3 | 0,0 |
| Хмельницька | 547,4 | 19,0 | 25,0 | 0,0 | 0,0 | 0,0 | 5,2 | 0,1 |
| Черкаська | 306,3 | 24,2 | 225,4 | 1,2 | 2,8 | 0,1 | 0,0 | 0,0 |
| Чернігівська | 143,4 | 11,3 | 2,7 | 0,0 | 0,0 | 0,0 | 1,5 | 0,0 |
| Чернівецька | 50,9 | 1,4 | 782,4 | 7,9 | 7,9 | 0,0 | 0,0 | 0,0 |
| | 10485 | 477,0 | 16401 | 283,3 | 1518,8 | 37,8 | 209,0 | 1,2 |

Таблиця 6.6.6.

Площі ріллі, що розташовані на крутих схилах (тис. га)

| Адміністративна область | Площа ріллі, тис. га | |
|-------------------------|------------------------|---------------------|
| | на схилах від 3° до 5° | на схилах більше 5° |
| АР Крим | 29,3 | 17,8 |
| Вінницька | 252,9 | 114,9 |
| Волинська | 35,6 | 5,5 |
| Дніпропетровська | 107,4 | 29,0 |
| Донецька | 161,0 | 29,5 |
| Житомирська | 19,2 | 13,2 |
| Закарпатська | 12,8 | 25,5 |
| Запорізька | 19,7 | 1,5 |
| Івано-Франківська | 73,9 | 70,0 |
| Київська | 38,9 | 29,9 |
| Кіровоградська | 147,1 | 42,3 |
| Луганська | 180,3 | 27,2 |

| | | |
|---------------|--------|--------|
| Львівська | 123,8 | 187,7 |
| Миколаївська | 99,8 | 22,6 |
| Одеська | 249,3 | 130,5 |
| Полтавська | 70,4 | 26,8 |
| Рівненська | 41,5 | 52,6 |
| Сумська | 68,8 | 4,1 |
| Тернопільська | 131,4 | 88,5 |
| Харківська | 215,7 | 46,5 |
| Херсонська | 9,3 | 0,8 |
| Хмельницька | 180,5 | 152,6 |
| Черкаська | 101,0 | 64,3 |
| Чернігівська | 75,9 | 65,2 |
| Чернівецька | 14,6 | 5,8 |
| | 2460,5 | 1254,0 |

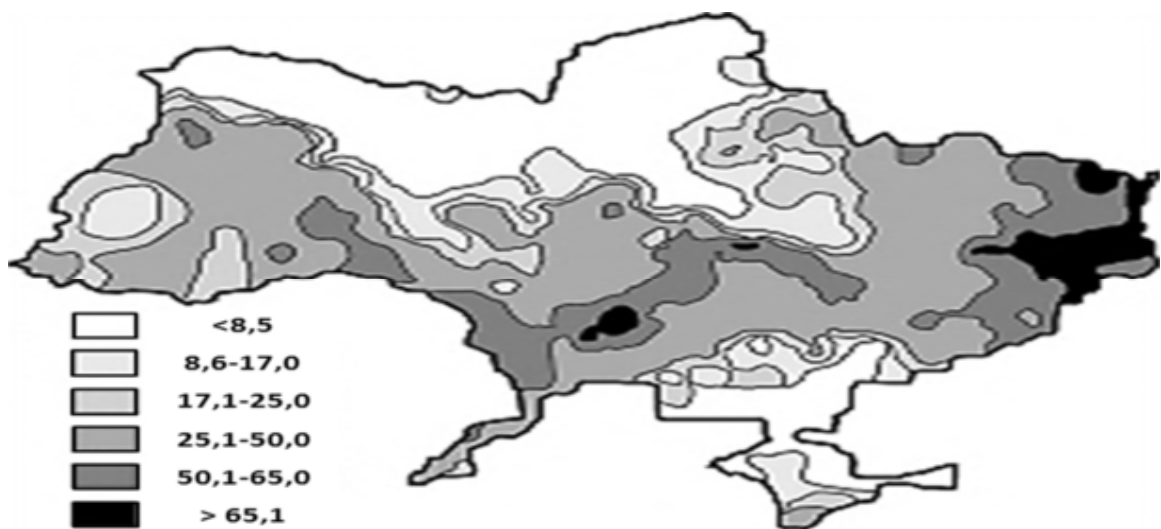


Рис. 6.6.2. Еродованість ріллі в Україні (%)

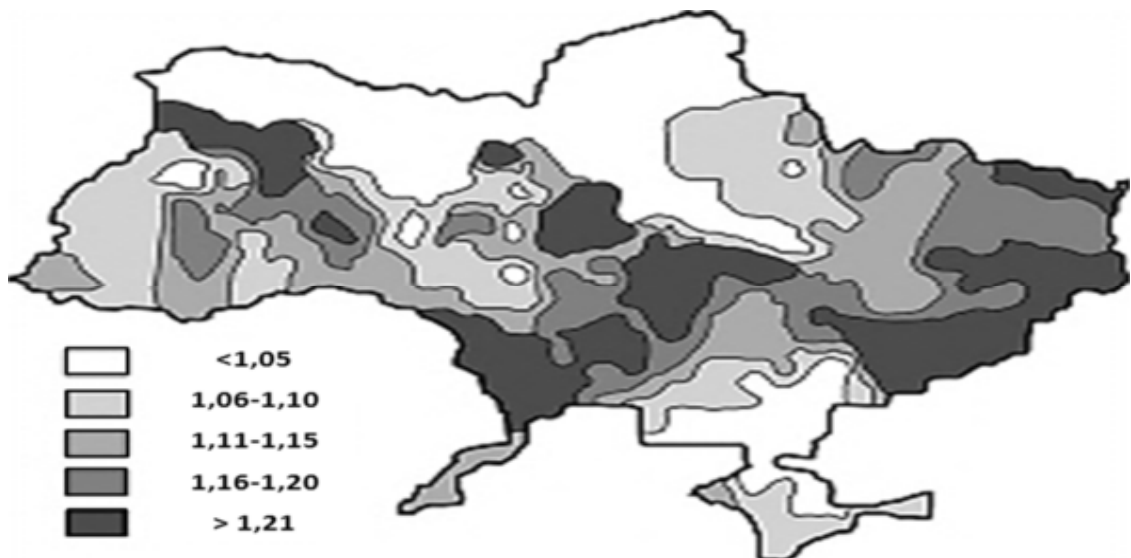


Рис. 6.6.3. Коефіцієнт еродованості ґрунтів



Рис.6.6.4. Змивання ґрунту 10%-ної забезпеченості (т/га)

Важливо зауважити, що порівняльні морфометричні дослідження автоморфних і схилових ґрунтів (А.Ф. Яровенко, 1974 і багато інших), швидше за все, привели до перебільшеного уявлення про масштаби ерозії в країні. Багато дослідників відзначають недосконалість морфометричної діагностики еродованих ґрунтів, називаючи схилові чорноземи то дерновими слаборозвиненими, то ксероморфними ґрунтами. У цих умовах в Україні повинні бути створені дослідні ділянки для постійного спостереження за ерозією, тому що тільки спостереження, отримані безпосередньо у виробництві, можуть бути покладені в основу техніко-економічного обґрунтування протиерозійних заходів. Помітимо, що в США систематичні спостереження за ерозійними процесами здійснюються на майже 2000 площадках. У ФРН їх 192, зростає кількість стокових площадок у Китаї.

У вітчизняних публікаціях ерозію ґрунтів нерідко оцінюють не за фактичним проявом, а лише її потенціальну можливість, небезпеку, ризик.

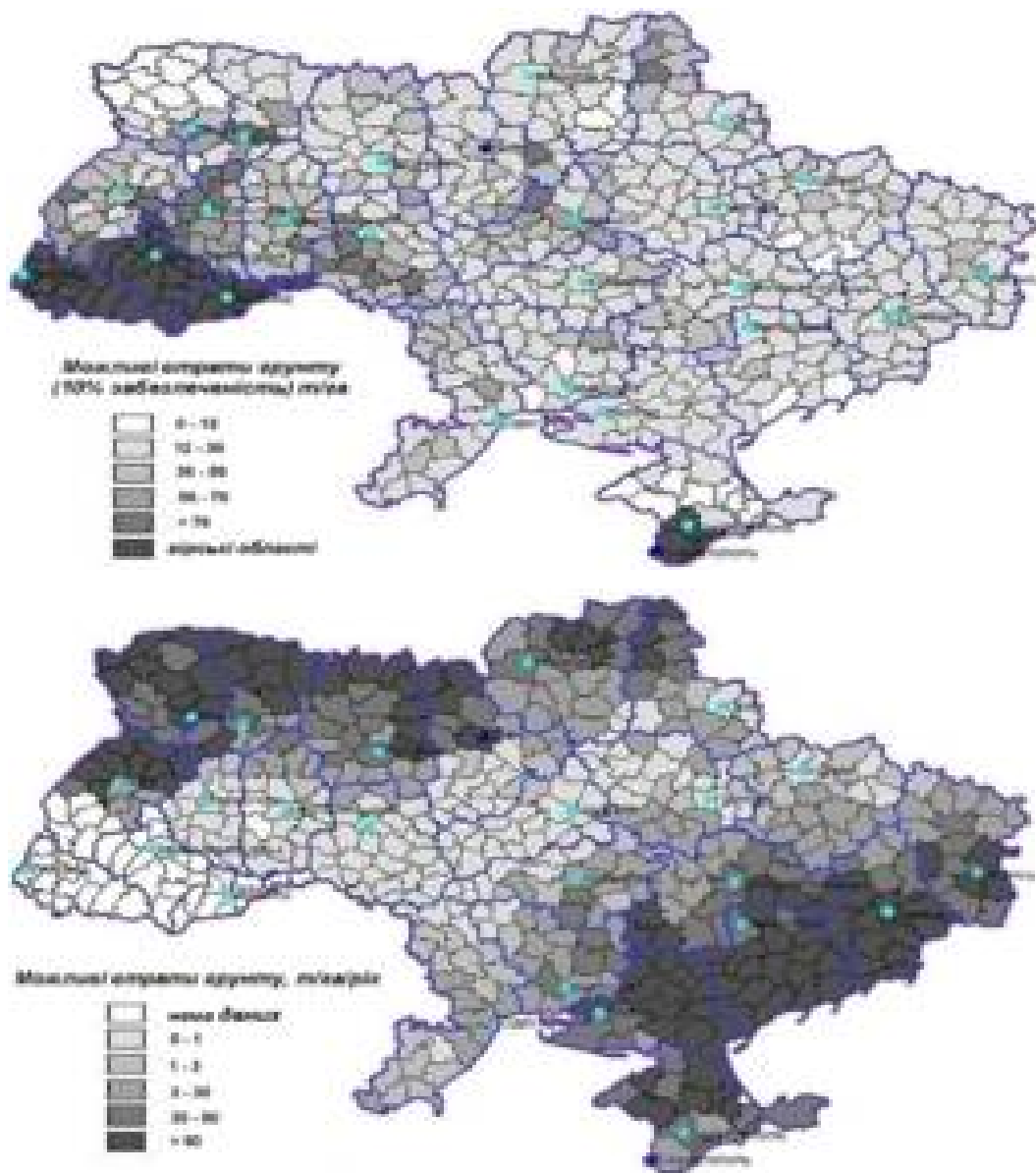


Рис. 6.6.5. Ризик прояву водної і вітрової ерозії в орних ґрунтах України

На деяких картах замість ерозії демонструється співвідношення площ із різними ухилами, або горизонтальна і вертикальна розчленованість рельєфу, або ймовірна небезпека на підставі розрахунків. Ґрунт, розташований на схилі, який має вкорочений профіль через особливості ґрунтоутворення, помилково трактується як еродований. На жаль, роботи багатьох дослідників, у яких була звернена увага на особливості ґрунтоутворення на схилах, пов'язані з іншими в порівнянні з автоморфною територією умовами

зволоження і температури, не приймаються до уваги (О.М. Каштанов і ін., 1997). Діагностика еродованості, заснована на морфометрії гумусового горизонту, непридатна. І дотепер через недосконалість діагностики близько 1/3 площі орних ґрунтів України вважаються еродованими. Скільки їх у дійсності, залишається невідомим. І, здається, така невизначеність буде й далі через відсутність коректного методу оцінювання еродованості. «Якщо фактичного зниження потужності ґрунту як природного тіла не відбувається, тобто, видалення його поверхневих шарів компенсуються приростом унаслідок внутрішніх термодинамічних процесів, фіксувати факт ерозійного процесу немає підстав» - написано, на наш погляд, в одній з кращих робіт з ерозії ґрунту останніх років (В.О. Белоліпській, 2012). Тому потрібні регіональні еталони реальної швидкості процесів еродованості і ґрунтоутворення, причому встановлені не експертним шляхом, як це поки здійснюють фахівці з ерозії навіть високої кваліфікації (М.К.Шукула і ін., 1973; Ф.Н. Лисецький, 1987), а експериментально. Можливий і інший шлях - формалізація рівняння ґрунтоутворення Докучаєва-Ієнні, зрозуміло, з урахуванням регіональної природної і господарської специфіки.

ЗАПИТАННЯ ДЛЯ САМОПЕРЕВІРКИ

1. Типологія, нормативи, причини виникнення і розвитку деградацій ґрунтів
2. Небезпека фізичної деградації у різних ґрунтово-кліматичних зонах України
3. Типи і поширення деградацій у немеліорованих ґрунтах України
4. Деградаційні проблеми в меліорованих ґрунтах
5. Процеси та механізми спустелення
6. Особливості прояву деградації в природних зонах України

7. Економічні, екологічні і соціальні наслідки фізичної деградації ґрунтів

РОЗДІЛ 7 . ОРГАНІЗАЦІЙНІ, ТЕХНОЛОГІЧНІ, ТЕХНІЧНІ І ВИХОВНІ АСПЕКТИ БЕЗДЕГРАДАЦІЙНОГО ЗЕМЛЕРОБСТВА

7.1. Загальні принципи

Загальні принципи побудови системи подолання деградації встановлюються досить просто, тому що вони засновані на використанні добре відомих прийомів. Потрібно «усього лише» не допустити дегуміфікації і переущільнення і погіршення структурності ґрунтів. Якщо параметри цих властивостей перебувають у ґрунті в сприятливому інтервалі значень, то основна спрямованість землеробських технологій повинна складатися в застосуванні профілактичних засобів з метою їхнього збереження. У міру

погіршення властивостей ґрунтів, що розорюються, насиченість поліпшувальними прийомами повинна зростати. І, нарешті, якщо ґрунт необоротно погіршений (відповідні критерії відомі), ґрунт варто вивести із сільськогосподарського використання. Зрозуміло, це лише загальна схема, у яку необхідно вносити уточнення залежно від реального стану властивостей, генетичних, кліматичних, орографічних, літологічних і багатьох інших особливостей ґрунтового покриву, а також від спрямованості і інтенсивності його господарського використання.

Якщо ґрунт суглинкового гранулометричного складу має рівноважну щільність будови в орному шарі не вище $1,3 \text{ г/см}^3$, а вміст агрономічно корисних агрегатів 60% за їх водостійкості не менше 50%, не утворює брили після оранки і не має плужної підшви з параметрами твердості більше $20\text{-}25 \text{ кгс/см}^2$, такий ґрунт можна визнати високоокультурним. Головна мета тут - не допустити його погіршення всіма можливими способами - агротехнічними, організаційними, іншими. Якщо в такому ґрунті, до того ж, утримується не менше 4,5-5,0% гумусу, а ємність насичення обмінними катіонами кальцію й магнію не менше 80-85%, він здатний підтримувати сприятливі властивості невиразно довго. Землеробство на такому ґрунті повинно бути організоване так, щоб не порушити цієї його здатності. Останнє досягається за рахунок створення бездефіцитного балансу гумусу, мінімізації механічного впливу і дотримання правил висококультурного господарювання. В останні десятиліття зміст останнього поступово міняється - обов'язкова раніше щорічна основна глибока оранка поступається місцем різноманітним поверхневим і навіть нульовій технологіям. Найважливішими принципами нульового обробітку є повна відмова від обробітку взагалі і цілорічне збереження надґрунтового рослинного покриву. Це означає заборону спалювання стерні, розміщення на поверхні ґрунту мульчі, сівбу так званих покривних культур. У такій системі небажані не тільки оранка, але й дискування, і культивація. Сіяти потрібно спеціальними знаряддями, які не руйнують рослинний покрив. Мінеральні добрива і засоби захисту

потрібно вносити одночасно із сівбою в поверхневі шари ґрунту. Органічні добрива майже не вносяться. І до того ж вони і не потрібні, тому що за умови, коли всі рослинні залишки основних і пожнивних культур залишаються на полі, досягається навіть позитивний баланс органічного вуглецю і, що важливо відзначити, ощадливіше, з меншими витратами, чим коли залишки використовуються для потреб тваринництва й повертаються на поле вже як гній. До речі, не витримує критики і аргумент про солому як джерело кормів для тварин і необхідність із цієї причини її вилучення з поля. Солома в країнах з розвиненим сільським господарством давно вже не розглядається, як цінний корм в умовах високотехнологічного тваринництва.

Важливо відзначити, що підтримка постійного рослинного покриву або мульчі поступово вивільнює ґрунт від бур'янистих рослин, формує своєрідний кругообіг поживних елементів подібно лісовій або степовій екосистем. Значне посилення біологічних і екологічних чинників сприяє росту біорізноманіття і взагалі стійкості агроландшафтів і землеробства, тобто, гармонії між продуктивними і екологічними функціями ґрунтів. Саме нульова технологія, упевнені, є ідеальним прийомом збереження властивостей ґрунтів у сприятливому інтервалі значень, а якщо необхідно, то й подолання деградації.

Таким чином, деградація успішно долається при застосуванні наступних заходів, перелік яких визначається, головним чином, залежно від вихідних (рівноважних) параметрів структури й щільності будови ґрунтів:

- мінімізації механічного впливу на ґрунт аж до повної відмови від обробітку взагалі (зрозуміло, там, де для цього є відповідні передумови);

- дотримання прийомів високої культури землеробства, мета яких повинна складатися в підтримці бездефіцитного балансу органічної речовини, біофільних елементів і збереженні агрономічно корисної структури.

Далі ми докладніше розглянемо перелік заходів, частина з яких, повторюємо, добре відома, частина також відома, але за різних причин не

знаходить застосування у виробництві. Нарешті, розглянемо деякі нові заходи, що відкривають, як здається, принципово інші підходи до управління властивостями ґрунтів.

7.2. Зменшення розораності

Проблема скорочення ріллі й трансформація її частини в пасовища або під залісення в Україні відома давно. Дискусію викликає лише площа, на яку необхідно скоротити ріллю. Існує кілька рекомендацій із цього приводу. В.Ф. Сайко й ін. (2000), опираючись на площі орних еродованих і засолених земель у межах водоохоронних зон і малопродуктивних земель, визначили, що ця площа повинна дорівнювати 8629,4 тис. га. У

Л.Я. Новаковського й ін. (2000), які опиралися на результати великомасштабного обстеження ґрунтового покриву 1957-1961 рр. (а це були, головним чином, морфологічні, хімічні й фізико-хімічні дослідження), ця площа склала 5133,7 тис. га. Ще раніше в нашій роботі, виконаній

разом із С.Ю. Булигіним (1992) встановлена більш значна площа ріллі, що вимагає скорочення – близько 10 млн га. Якби таке скорочення відбулося, співвідношення ріллі й інших угідь, які стабілізують ландшафт (лісу, пасовища, косовиці й т.п.) в Україні відповідало б аналогічному співвідношенню в сусідніх країнах Європи. Для цього потрібно припинити розорювати ландшафти, розташовані на ухилах більше 2°. Характерно, що між площею ріллі на ухилах 0-2° й еродованістю ріллі знайдений майже функціональний зворотний зв'язок. Тобто, якщо не розорювати ухили більше 2°, можна усунути головну передумову розвитку ерозії. Зрозуміло, що 10 млн га виглядає як дуже віддалена перспектива. Тому на першому етапі була запропонована площа скорочення ріллі в 5530 тис. га.

Тепер у нас є можливість уточнити наведені рекомендації, використавши згадану базу даних лабораторії геоекоекофізики ґрунтів ННЦ «ІГА імені О.Н. Соколовського», що включає фізичні, деякі фізико-механічні й технологічні параметри майже 2000 ґрунтових розрізів із всіх природних зон і провінцій країни (Т.М. Лактіонова й ін., 2012).

Для визначення несприятливих фізичних, фізико-механічних і технологічних властивостей ґрунтів використані такі дані:

- уміст піщаної фракції гранскладу ($> 0,25$ мм) – більше 35 % (позначимо цей фактор кодом 1);
- уміст фракції фізичної глини ($< 0,01$ мм) – більше 75 % (2);
- уміст мулу ($< 0,001$ мм) – більше 40 % (3);
- фактор дисперсності Н.А. Качинського – більше 25 (4);
- уміст брил (структурна фракція розміром більше 10,0 мм) після основного плужного обробітку – більше 70 % (5);
- уміст агрономічно корисної фракції розміром 10-0,25 мм – менше 40 % (6);
- уміст пилу за структурного аналізу (менше 0,25 мм) – більше 20 % (7);
- питомий опір ґрунту за основного обробітку – більше 0,60 кгс/см² (8);
- вологість ґрунту в орному шарі під час основного обробітку – $< 0,7$ і $> 1,2$ найменшої вологоємності (9);
- середньозважений ухил земель – більше 3,0° (10);
- рівноважна щільність будови орного шару – $> 1,55$ г/см³ (11).

Перераховані критерії несприятливого стану ґрунтів були отримані нами (В.В. Медведєв, 2002; В.В. Медведєв і ін., 2004, 2006, 2007) на підставі робіт Н.А. Качинського, С.І. Долгова, П.У. Бахтіна, І.В. Кузнецової, Є.В. Шеїна, С.Ю. Булигіна, власних досліджень. Використані також офіційні матеріали Дежземагенства й довідники Державної гідрометеорологічної служби України.

Витягнуті зі згаданої бази даних і інших джерел відповідні параметри були занесені в кожний контур дигіталізованої ґрунтової карти України масштабу 1:1500000. Далі, за допомогою програмного забезпечення MapInfo здійснені картографування й підраховані площі з несприятливими властивостями ґрунтів щодо більшості з поіменованих критеріїв

Індивідуальні карти були синтезовані в інтегральну за допомогою розрахунку геометричного середнього, що дозволило в інтегральній оцінці адекватно відбити всі несприятливі властивості ґрунтів без маскуванню навіть мало значущими факторами. Геометричне середнє підраховано при використанні певних кодів, які одержали властивості ґрунтів залежно від їхніх значень. Далі розраховали узагальнену оцінку площ ґрунтів з несприятливими властивостями в адміністративних областях, що рекомендується погодити з картографо-аналітичними матеріалами, які є на місцях, і використовувати у відповідних програмах консервації деградованих і малопродуктивних ґрунтів, які повинні бути в кожній області.

Опираючись на вибрані критерії і їхні просторові характеристики була підтверджена надзвичайно висока строкатість ґрунтового покриву України й значна поширеність ґрунтів ріллі з несприятливими властивостями. Такі ґрунти є в кожній природній зоні, провінції або адміністративній області. Наприклад, у Поліссі через надзвичайно легкий грансклад, оглеєння, неглибоке залягання переущільнених ілювіальних горизонтів і наявність численних перезволожених знижень на полях загальна площа ґрунтів, що має потребу в консервації, досягає 53 %. У сухому Степу, головним чином, через надважкий грансклад, посушливість, що граничить із опустелюванням, і високу загрозу дефляції – 36 %. Лише в Лісостепу й посушливий (північний) Степ - відповідно 3 і 9 %.

Нами не враховані сильно кислі або сильно лужні ґрунти, середньо- і сильно еродовані, перезволожені ґрунти або ґрунти з досить вираженим оглеєнням. Нагадаємо, що ці несприятливі характеристики були враховані в цитованих роботах, виконаних під керівництвом В.Ф. Сайко й Л.Я. Новаковського. Також не враховані інші несприятливі властивості ґрунтів, такі як підтоплення, зсуви, карст, інші геокоаномальні явища, урахувати які виявилось неможливим через відсутність моніторингу цих явищ.

Площі ґрунтів з несприятливими властивостями демонструються в

табл. 29.

Внаслідок високої варіабельності вмісту в ґрунтах країни, головним чином, гранулометричних елементів і гумусу, також дуже варіабельні площі з несприятливими властивостями ґрунтів. Найбільші площі ґрунтів з високим питомим опором при плужній обробці. Таких ґрунтів 22,6 млн га. Якщо опиратися на цей критерій, то скорочувати площу ріллі потрібно було б на 75 %. Зрозуміло: це робити не слід, але потрібно мати на увазі, що здійснення традиційного плужного обробітку на ґрунтах країни – це дуже енерговитратна операція й, там, де є ґрунти з гарними або навіть задовільними водно-фізичними й хімічними властивостями, а сільськогосподарські культури не дають значного зниження врожаю при проведенні поверхневих обробітків, від основного плужного обробітку з метою збереження ґрунтів варто відмовлятися.

Таблиця 29.

Площі ґрунтів на ріллі України з несприятливими фізичними, фізико-механічними й технологічними властивостями

| Критерії відповідно номеру коду | Площі ґрунтів з несприятливими властивостями | |
|---------------------------------|--|-----------|
| | % від загальної площі ріллі (30 млн.га) | млн. га |
| 1 | 0,5 | 0,2 |
| 2 | 13-17* | 4-5* |
| 3 | 14,8 | 4,4 |
| 4 | 0, 6-0,9* | 2-3* |
| 5 | 0, 30-0,45* | 1, 0-1,5* |
| 6 | 0,8 | 0,24 |
| 7 | 8,8 | 2,64 |
| 8 | 75 | 22,6 |
| 9 | 10* | 3* |
| 10 | 12,4 | 3,71 |
| 11 | 7,2 | 2,16 |

* мають потребу в уточненні

Досить виражені інші несприятливі властивості. Наприклад, рівноважна щільність будови майже на 2,16 млн га неприпустимо перевищує вимоги навіть мало вимогливих до цього показника рослин. Така ж ситуація з погрозою розпилення ґрунтів і ризиком виникнення дефляції, обробітком

пересушених або перезволожених немеліорованих ґрунтів, якість якого в цих умовах надзвичайно низька, а перевитрата ресурсів, навпаки, надзвичайно велика.

Зовсім незрозумілий той факт, що, незважаючи на численні застереження науковців, в Україні продовжують розорювати схили більше $3,0^\circ$ і навіть більше $5,0^\circ$. Припинити це неподобство (інше слово підібрати важко) потрібно було б уже давно.

Інтегрування площ ґрунтів з несприятливими фізичними, фізико-механічними й технологічними властивостями за пропонованою методикою (з використанням геометричного середнього) дозволило встановити необхідну площу, що склала 6770 тис. га. Як бачимо, вона близька до площ ґрунтів, які мають потребу в консервації, установлених іншими авторами й використанні інших критеріїв. Тому вважаємо факт надмірної площі під ріллею в Україні коректно й вичерпно доведеним. Її скорочення повинне, нарешті, стати необхідним заходом. Адже очевидно: використання ріллі з несприятливими властивостями ґрунтів економічно неефективно й створює погрозу подальшого погіршення ґрунтів внаслідок незбалансованості сучасного землеробства. За даними Г.В. Добровольського й ін. (2000), 30 % (а краще 40 %) території потрібно підтримувати в непорушеному природному стані. Приблизно такий же відсоток земель можна розорювати й тільки тоді агроландшафт має бути захищений від ерозії (А.А. Світличний і ін., 2004). За іншими даними, між екологостабільними вгіддями (ліс, пасовище, косовиця, водойма) і вгіддями, які дестабілізують ландшафт (ріллею), повинне бути співвідношення, щонайменше, 1:1 (Guidelines, 1983) і в більшості країн світу, за винятком Угорщини, України, окремих штатів США й деяких країн південно-східної Азії, воно відповідає цим рекомендаціям ФАО.

Установлені нами ґрунти з несприятливими фізичними, фізико-механічними й технологічними показниками мають загальну ознаку, пов'язану з ослабленим потенціалом утворення агрономічно корисної

структури, або відсутністю структури взагалі. Тобто, у таких ґрунтах відзначається явна нестача водостійких, пористих, механічно міцних агрегатів. Через цетакі ґрунти мають негативні режими – водний, повітряний, тепловий і поживний. Головна причина недоліків – надмірна кількість у ґрунтах піщаних або мулистих часток.

Піщані й супіщані ґрунти можна назвати пасивними в реологічному відношенні, тому що перехід з текучого у твердий стан здійснюється в них дуже швидко й у досить вузьких границях пластичності, майже не проявляється липкість, низька деформація (через вихідну високу рівноважну щільність будови). Ці ґрунти в силу збагачення піщаною фракцією сприяють абразії (зношуванню) робочих органів ґрунтообробних машин, а при швидкому наростанні температур навесні схильні утворювати кірку. Підвищена кількість атмосферних опадів у Поліссі, де такі ґрунти переважають у ґрунтовому покриві, наявність у рельєфі знижень і ілювіальних горизонтів, які залягають неглибоко й збагачені тонкодисперсними компонентами, викликають явища поверхневого оглеєння, що не сприяє якісному обробітку таких ґрунтів. Короткий період релаксації, прискорене відновлення вихідних несприятливих показників щільності будови (через відсутність водостійкої структури) обумовлює необхідність частого розпушування й збагачення поживними речовинами цих бідних ґрунтів. Наявність неглибоких ілювіальних горизонтів обмежує глибину обробітку й вимагає застосування додаткових заходів з окультуренню ґрунтів, якщо глибину обробітку потрібно збільшити.

Ґрунти, збагачені мулом, – найбільш важкі в землеробському аспекті. Головні проблеми, які створює такий грансклад, – висока міцність у сухому стані й липкість – у вологому, тобто, підвищена реологічна активність, невелика тривалість періоду, коли ґрунт перебуває в м'якопластичному (спілому) стані. Недостатня зволоженість (а цих ґрунтів найбільше в Степу) і підвищена небезпека прояву дефляції підсилює їхні негативні характеристики.

Використовуючи ту ж методику й базу даних, ми розрахували площу ґрунтів з недостатнім потенціалом формування структури (або його відсутністю взагалі), тобто, ґрунтів з несприятливими властивостями, які обмежують ефективне функціонування орних ґрунтів. Сумарна площа таких ґрунтів виявилася рівної 5990 тис га (В.В. Медведєв і ін., 2007). Тобто, використовуючи інший підхід, ми знову одержали майже таку ж площу ґрунтів з несприятливими властивостями. Думаємо, що збіг площ не випадковий. Видимо, які б підходи не використовували, властивості ґрунтів (у тому числі несприятливі) визначаються одними й тими фундаментальними характеристиками, а саме: гранскладом, умістом органічної речовини, складом обмінних катіонів, реакцією ґрунтового розчину й т.п.

Зважаючи на те, що рішення про скорочення ріллі має бути прийняте на рівні області, приведемо дані про такі площі в кожній області (табл. 30).

Таблиця 30.

Площі ґрунтів з несприятливими фізичними, фізико-механічними й технологічними властивостями в областях України

| Адміністративне утворення | Орієнтовні площі ґрунтів з несприятливими властивостями в областях України (% до загальної площі ріллі в області) | Несприятливі властивості ґрунтів, що домінують в області |
|---------------------------|---|--|
| АР Крим | 24 | 2-5, 9 |
| Вінницька | 1 | 10 |
| Волинська | 46 | 1, 4, 6 |
| Дніпровська | 1 | 8 |
| Донецька | 4 | 2 |
| Житомирська | 55 | 1, 6, 9, 11 |
| Закарпатська | 100 | 3-5, 8, 9 |
| Запорізька | 8 | 2, 7-9 |
| Івано-Франківська | 76 | 1, 9, 10 |
| Київська | 6 | 1, 4, 6 |
| Кропивницька | 0 | - |
| Луганська | 24 | 1, 4, 8, 9 |
| Львівська | 63 | 1, 4, 6, 9, 10 |
| Миколаївська | 2 | 2, 5 |
| Одеська | 8 | 10 |

| | | |
|---------------|----|---------------|
| Полтавська | 32 | 6, 10 |
| Рівненська | 52 | 1, 4-6, 9, 11 |
| Сумська | 10 | 1, 4 |
| Тернопільська | 0 | - |
| Харківська | 5 | 2, 5, 8 |
| Херсонська | 3 | 1, 9 |
| Хмельницька | 4 | 10 |
| Черкаська | 0 | - |
| Чернігівська | 17 | 1, 4-6 |
| Чернівецька | 14 | 5, 8-10 |

Надзвичайно висока строкатість площ ґрунтів з несприятливими властивостями по областях – від 0 до 100 % – має потребу в коментарі. По-перше, у нашій роботі використана дигіталізована ґрунтова карта країни масштабу 1:1500000, яку не можна використовувати для роботи з окремими областями. Тому наведені в таблиці дані умовні, фактично експертні, які потрібно уточнити, використовуючи обласні карти масштабу 1:200000, а краще більш детальні. Але, більш-менш упевнено можна стверджувати, що в областях, де відсоток ґрунтів у ріллі з несприятливими властивостями перевищує 20-30, скорочувати площу ріллі потрібно обов'язково, не відкладаючи цю справу на майбутнє. Від цього ефективність господарювання тільки зросте, тому що надмірна розораність не сприяє позитивним економічним результатам і взагалі не потрібна. Стереотип поклоніння ріллі потрібно перебороти.

Ґрунти, перебуваючи в умовах перелогу (тимчасово) або залісення, стануть тільки краще. Більше того, загроза деградації для ґрунтів ріллі істотно зменшиться. Виведення частини земель із ріллі – одна з небагатьох можливостей розширити природні ландшафти, а не консервувати вже деградовані непридатні до використання землі. Мають потребу в освоєнні принципово нові підходи до землеустрою територій – насичення їх екологостабільними компонентами (залісення, створення захисних зон, штучних водойм, так званих «плям» або «коридорів екологічної безпеки» і природними кормовими вгіддями). Стійкість території від цього значно зросте й відповідно покращаться умови функціонування агросфери. Тоді

замість хаотичного землекористування, що існує зараз, буде уведено більш гармонічне з урахуванням вимог охорони земель. Важливу частину в інфраструктурі природних і культурних ландшафтів повинна зайняти зона відновлення природних (у минулому орних) ландшафтів.

Потрібно виправити помилку, допущену під час проведення земельної реформи, коли роздержавлення земель і їхня приватизація відбулися в зафіксованих до цього границях категорій земельних угідь. Зменшення площі ріллі не відбулося навіть в очевидних випадках (коли приватизували деградовані й малопродуктивні землі). Тепер було б доцільно прийняти Постанову Уряду про консервацію деградованих і малопродуктивних земель, визначивши (із залученням фахівців обласних центрів охорони родючості й землевпорядних установ) уточнені обсяги й строки виконання робіт.

Таким чином, для обґрунтування площ ріллі, що вимагають скорочення, доцільно застосувати два критерії для оцінювання несприятливих властивостей ґрунтів. Фактично це сумарна площа деградованих і малопродуктивних земель, використання яких у ріллі економічно нераціонально й екологічно небезпечно. Перший – фізичні, фізико-механічні й технологічні параметри; другий – нездатність або недостатня здатність ґрунтів утворювати агрономічно корисну структуру. Площі орних ґрунтів з несприятливими властивостями відповідно склали 6770 і 5900 тис. га, що близько до площ, визначених раніше іншими авторами за допомогою інших критеріїв – 8629, 4 тис. га (В.Ф. Сайко й ін.), 5133,7 тис. га (Л.Я. Новаковський і ін.), В.В. Медведєв і ін. (5530 тис. га).

Визначено орієнтовні площі ґрунтів з несприятливими властивостями в кожній адміністративній області, які потрібно уточнити на базі детальних картографічних матеріалів і включити в плани робіт з консервації земель.

З огляду на економічну недоцільність розорювати ґрунти з несприятливими параметрами й необхідність оздоровлення навколишнього середовища пропонується прийняти Постанову Уряду про консервацію деградованих і малопродуктивних земель.

7.3. Нормування механічного навантаження

Незважаючи на те, що з 2007 р. в Україні діє стандарт, що обмежує навантаження на ґрунт, у країні продовжують використовувати машинно-тракторні агрегати з неприпустимим питомим тиском. Загроза переущільнення існує на 75 % ріллі України (В.В. Медведєв і ін., 2007). Причиною широкого розвитку цих негативних процесів, крім МТА, є також численні ґрунтові фактори, зокрема, переважно суглинковий грансклад, низька вихідна (перед обробіткою) щільність будови й вологість навесні, близька до фізичної спільності. Через велике число роздільних технологічних операцій, виконуваних енергонасиченими тракторами й важкими комбайнами, переущільнення нерідко проявляється навіть на легких, погано сприйнятливих до ущільнення ґрунтах. Є дані (Переущільнення ..., 1987), що продемонстрували переущільнення на глибині 1 м, де воно акумулюється й може зберігатися досить тривалий час. Зафіксоване також нове явище – консолідація, коли ущільненню піддаються агрегати агрономічно корисного розміру. При цьому з них видавлюється продуктивна волога, різко зменшується внутріагрегатна пористість і тим самим погіршується агрономічна цінність ґрунту як середовища перебування коріння рослин.

Факторний аналіз причин, що викликають переущільнення ґрунтів, перевагу віддав конструктивним особливостям ходових систем, кількості проходів МТА по полю (В.В. Медведєв і ін., 2004). Тому для подолання переущільнення надто важливо вдосконалити МТА й технологію виконання механізованих польових робіт. Така стратегія поступово стає популярною в північних європейських країнах, США й Канаді, де все частіше можна побачити на полях МТА зі здвоєними й навіть строєними пневматичними шинами низького тиску. Важливо відзначити, що в країнах з розвинутою землеробською спеціалізацією активно обговорюються або вже уведені приблизно такі ж, як і в Україні, нормативи припустимого питомого тиску на ґрунт (I. Hakansson et al., 1995; I. Hakansson, 2005; F.G.J. Tijink et al., 2001; H.J. Durr et al., 1995). Більше того, усе популярніше стає маршрутизація й

ретельний контроль руху МТА по полях при сівбі, внесенні добрив, засобів захисту й збиранні врожаю, що переслідує мету мінімізації площі ущільнення полів (W.T. Dumas et al., 1972). Україна, хоча й ініціювала (одна з перших) прийняття нормативу припустимого питомого тиску на ґрунт, продовжує застосовувати багатоопераційні роздільно виконувані обробітки за допомогою переважно енергонасичених МТА. Те й друге потребує більш активної модернізації. Такі технічні засоби й технології поступово повинні йти в минуле внаслідок їх очевидного деградаційного впливу на ґрунт.

Уведення обмеження на механічне навантаження МТА є зовсім очевидним, тому що багато несприятливих наслідків дії ходових систем і ґрунтообробних знарядь на ґрунт здобули широке поширення. Хоча цей аспект взаємодії МТА із ґрунтом уже давно відомий, тільки в 80-і роки минулого сторіччя вперше розпочаті роботи в цьому напрямку. Були проведені різнобічні дослідження процесу ущільнення й розущільнення різних ґрунтів після навантаження й його зняття. Вивчали дію МТА на ґрунт у статичних і динамічних умовах, на моделях і в полі, під дією практично всіх мобільних агрегатів, що використовуються при вирощуванні сільськогосподарських культур. У результаті були обґрунтовані вимоги до питомого тиску МТА, які в узагальненому виді можна сформулювати так:

- при проведенні основного обробітку ґрунту, збиранні врожаю й інших польових робіт (транспортних, із внесення добрив або засобів захисту рослин), коли використовуються машини з найбільшою масою, переущільнення не повинне проникати глибше орного шару, де процеси розущільнення вповільнені або не відбуваються зовсім і тим самим створюються умови для акумуляції переущільнення в активній частині кореневмісного шару. Недотримання цієї агрономічної вимоги може привести до зменшення потужності кореневмісного шару, погіршення водного живлення рослин, особливо в умовах посухи, і зростання ризику недоодержання врожаю;

- при проведенні будь-яких польових робіт ущільнення орного або

посівного шарів повинне бути таким, щоб до початку сівби культури його рівень установився в межах припустимого для культури, що висівається. Це значить, що помірне ущільнення ґрунту припустиме, але воно не повинне порушувати (перевищувати) здатність ґрунту до саморозущільнення. Наприклад, добре відомо, що чорнозем середнього гранскладу, ущільнений до $1,30-1,35 \text{ г/см}^3$, здатний розущільнитися до рівноважної щільності, рівної приблизно $1,15 \text{ г/см}^3$, досить швидко, усього після декількох циклів зволоження й висушування. У той же час той же чорнозем, ущільнений до $1,40-1,45 \text{ г/см}^3$, не розущільнюється протягом декількох років. І зрозуміло, чому. Адже в переущільнені ґрунти не проникає волога, коріння, у них мало активні біологічні процеси, тобто, всі ті агенти, які сприяють об'ємним змінам і розущільненню, у таких умовах стають не ефективними;

- при проведенні будь-яких польових робіт не повинне відбуватися грубого руйнування (зминання, здрібнювання) структурних агрегатів, після якого їхнє відновлення утруднене й навіть, якщо й відбувається, то супроводжується зниженням внутріагрегатної пористості. У результаті різко погіршується агрономічна цінність ґрунту як середовища для рослин, тому що саме в цих порах звичайно здійснюється водно-мінеральне живлення їхніх кореневих систем. Такі процеси звичайно спостерігаються за обробітку перезволоженого ґрунту, при буксуванні ходових систем і навіть при обробітку підсушеного ґрунту, коли використовуються особливо важкі машинно-тракторні агрегати або шини з ґрунтозачіпами, у місцях контакту яких із ґрунтом виникають виражені деформаційні явища;

- звичайно обробіток переущільненого ґрунту супроводжується підвищеним виходом агрономічно шкідливих брил і додатковими енергетичними витратами. Ясно, що одержувати низькоякісну рілля в результаті обробітку не можна. Виходить, так само не можна допускати, щоб оброблявся переущільнений ґрунт.

Виявляється, що всі перераховані агропомоги виконуються, якщо питомий тиск машинно-тракторного агрегату під час обробітку не буде

перевищувати якоїсь припустимої величини, за якої у ґрунті після проведення механічної операції буде зберігатися достатня кількість повітря, не буде порушуватися його здатність до кришення, сприйняттю вологи атмосферних опадів (без утворення стоку й ерозії), здатність до саморозуцільнення, не будуть, нарешті, істотно рости витрати на наступний обробіток. Звичайно, ця якась припустима величина залежить, насамперед, від властивостей самого ґрунту, її гумусованості, гранскладу, якісного складу тонкодисперсної частини. Ми, провівши серію модельних досліджень, а також узагальнивши літературні дані, одержали шукані величини припустимого ущільнення (В.В. Медведєв і ін., 2004).

Виявилося, що у важко- і середньосуглинкових ґрунтах, за вмісту гумусу 4, 5-5,5 % величини припустимого ущільнення перебувають в інтервалі 1,15-1,25 г/см³. Такі параметри характерні для типових, звичайних і опідзолених чорноземів, а також лучно-чорноземних ґрунтів. Ці ґрунти особливо сприйнятливі до переущільнення й тому використання МТА на них повинне здійснюватися з особливою обережністю.

Якщо вміст гумусу знижується до 3,5-4,5 % (темно-сірі, сірі, темно-каштанові й каштанові ґрунти), параметри припустимої щільності перебувають у межах 1,29-1,42 г/см³.

У ясно-сірих і дерново-підзолистих ґрунтах легкосуглинкового гранулометричного складу, за вмісту гумусу в оброблюваному шарі 2,5-3,5 % величина припустимого ущільнення підвищується до 1,47-1,52 г/см³.

Нарешті, у супіщаному й глинисто-піщаному дерново-підзолистому ґрунтах шуканий параметр щільності найбільш високий – 1,58-1,71 г/см³.

Відповідно до названих параметрів припустимого ущільнення знайдені (з використанням залежності між питомим тиском МТА й величиною ущільнення) величини питомого тиску – від найбільш до найменш високих. Вони і є припустимими параметрами питомого тиску на ґрунт, які й склали основу відповідного стандарту (табл. 31).

Таблиця 31.

Норми припустимого максимального тиску ходових систем на ґрунти ріллі середнього й важкого гранскладу залежно від параметрів щільності будови й вологості ґрунтів під час проходу

| Вологість ґрунту в шарі 0-30 см, у частках від найменшої вологоємності | Припустимий максимальний тиск на ґрунт ходових систем, кПа, не більш ніж | | | |
|--|--|--|--|--|
| | навесні | | улітку, восени | |
| | за пухкої будови шару 0-10 см, (<0,9 г/см ³) | за помірно ущільненої будови шару 0-10 см (0,9-1,0 г/см ³) | за помірно ущільненої будови шару 0-10 см (1,1-1,2 г/см ³) | за рівноважної щільності в шарі 0-10 см (1,2-1,3 г/см ³) |
| >0,9 | 40 | 50 | 60 | 80 |
| 0,7-0,9 | 50 | 60 | 80 | 100 |
| 0,6-0,7 | 60 | 100 | 120 | 140 |
| 0,5-0,6 | 80 | 120 | 140 | 180 |
| 0,4-0,5 | 120 | 160 | 180 | 210 |

Аналізуючи здобуті норми, варто звернути увагу на неприпустимість використання ходових систем з питомим тиском, що перевищує зазначені в таблиці величини, особливо навесні за пухкого й помірно ущільненої будови оброблюваного шару, а також у всіх випадках з вологістю ґрунту, рівної або, тим більше, що перевищує фізичну сплість. У деяких випадках тиск на ґрунт повинний бути ще нижче. Так, на необроблюваних ґрунтах із травостоєм і вологістю більш ніж 0,9 НВ тиск ходових систем на ґрунт повинний бути у весняний період від 20 до 40 кПа. У літньо-осінній період – від 40 до 60 кПа. Під час обробітку просапних культур, наприклад, цукрового буряка, тиск не повинний перевищувати 60 кПа в одному міжрядді. У цих випадках дотримувати норми найбільш складно технологічно, якщо врахувати, що

більшість наявних вітчизняних мобільних засобів мають більш високий питомий тиск.

Цей стандарт, що прийнятий у СРСР за участі українських учених, став першою у світі спробою обмежити механічний тиск на ґрунт (В.А. Русанов і ін., 1986). Стандарт переглянутий і прийнятий в Україні (В.Г. Євтенко й ін., 2007). Як було встановлено в дослідженнях розроблювачів стандарту, розуцільнення ґрунту після досягнення ґрунтом певного рівня ущільнення відбувається досить повільно, підвищена щільність стабілізується на багато років (В.В. Медведєв і ін., 1987). Стандарт усуває можливість ушкодження структурної зв'язності й внутріагрегатної пористості, завдяки чому ґрунт не втрачає здатності до відтворення агрономічно корисної структури. Адже волога може проникати в такий агрегат і за рахунок об'ємних змін при висушуванні або розмерзанні (а також розвитку корінь і мікробіологічної діяльності) відновлювати модальні параметри структури й щільності.

Найбільш жорсткі умови стандарту припадають на найцінніші в агрономічному відношенні ґрунти – чорноземи типові. Ці ґрунти характеризуються найкращою агрегованістю й тому їхня щільність перед обробіткою, як правило, мінімальна. Через це вони здатні до переущільнення в більшій мірі, чим інші ґрунти. Думаємо, що інженери-механіки з розумінням сприймуть нові агровимоги і їх цілком аргументований жорсткий рівень, і прикладуть максимум зусиль до розробки відповідних конструкторських і технологічних рішень, які реально усунуть небезпеку переущільнення найцінніших об'єктів.

До речі, у Німеччині, Нідерландах і Швеції існують або обговорюються аналогічні параметри припустимого питомого тиску (H. Durr et al., 1995; R. Horn et al., 2000; F.G.J. Tjink et al., 2001; I. Hakansson, 2005). У цих країнах, а також у Канаді й північних штатах США звичайно прибігають до здвоювання й навіть до строювання коліс або до використання пневматичних широких шин низького тиску. У такому випадку виконується навіть найбільш жорстка вимога стандарту. За нашими даними, щільність посівного

шару чорнозему типового важкосуглинкового гранскладу після одного й чотирьох проходів трактора ХТЗ-120, обладнаного подвійними шинами Дніпровського заводу «Дніпрошина», не перевищила $1,25 \text{ г/см}^3$, тобто, була в межах припустимих параметрів. Глибше по профілю ґрунту показники щільності на контрольних і тестових ділянках були рівними.

Але стандарт лімітує лише вертикальне середнє навантаження, а інші види деформації, які виникають при русі МТА, регулювати не передбачає. Зокрема, при буксуванні, при дії ґрунтозачіпів шин комбайнів, за обробітку перезволожених ґрунтів виникають деформації, після яких ґрунт тривалий час не може відновитися. Адже максимальний тиск, що утворює колісна техніка внаслідок нерівномірного його розподілу по опорних поверхнях, досягає 500 і вище кПа. Ще вище – до 800-1000 кПа – контактний тиск, що утворюється на лемеші плуга й інших робочих органів, що працюють за принципом плоского клина (А.С. Кушнар'ов, 1987). Саме внаслідок такого тиску формується плужна підошва й виникають дуже щільні грудочки ґрунту.

На жаль, незважаючи на виняткову важливість стандарту як ґрунтозахисного заходу, він поки не став повноцінним стримувальним фактором. Адже його дія фактично поширюється лише на МТА, які тільки проектуються, у той час як сьогодні й ще багато років на полях буде працювати велика кількість механізмів, питомий тиск яких на ґрунт перевищує стандарт. Саме тому вкрай необхідні додаткові зусилля щодо обмеження впливу МТА на ґрунт.

Наприклад, дуже бажано регламентувати рівень сумарного навантаження на ґрунт МТА в процесі вирощування сільськогосподарських культур. Не можна допускати безконтрольного використання МТА. Якщо відстань, що проходить техніка за рік, помножити на загальну масу машин, використовуваних на цих операціях, то можна одержати досить інформативний показник інтенсивності впливу ходових система МТА на ґрунт. Його можна виразити в ткм/га в рік і дати йому таку орієнтовну

оцінку:

<50 – слабкий вплив

50-100 – припустимий вплив

100-150 – умовно припустимий вплив

150-200 – неприпустимий вплив

>200 – зовсім неприпустимий вплив

Аналіз сучасних технологій показує, що тільки зернові культури (за умови, що на весняних роботах використовуються легкі й середні трактори) вирощуються із прийнятною площею ущільнення поля. У всіх інших випадках неминучі порушення, які залишають свій «слід» на властивостях ґрунтів і врожаї.

Для мінімізації площі ущільнення поля при вирощуванні польових культур і виборі відповідної техніки канд. техн. наук П.І.Слободюк за нашим проханням розробив відповідну номограму, побудові якого передували наступні аналітичні дослідження.

Площа ущільнення поля залежить від ширини колії, утвореної ходовою системою трактора, ширини захвата агрегату й числа його проходів по полю, що визначається як :

$$n = AK / P_{kp},$$

де n - число проходів агрегату; A – ширина поля, м; K – питомий опір сільськогосподарських машин, кН/м; P_{kp} – тягове зусилля трактора на гаку, кН.

Площа ущільнення поверхні за один прохід агрегату без урахування ущільнення ґрунту ходовими системами сільськогосподарських машин і при холостому ході на поворотних смугах обчислюється за формулою:

$$S_o = 2b(L_o - 2E),$$

а на всій площі поля:

де S – площа ущільнення поля за один прохід агрегату, м²;
 S_o – площа ущільнення всього поля, м²; L – довжина поля, м;
 n – ширина рушія трактора, м; b - ширина поворотної смуги, м.

Площа ущільнення поля ходовою частиною трактора при виконанні однієї операції визначається як:

$$S = \frac{2\pi R_0^2 \gamma (L_0 + B)}{1000 \cdot (R_0 - 2\pi R_0 + CA + 2\pi R_0)}$$

де L_0 —довжина одного повороту, м; B – ширина захвата агрегату, м.

На поворотних смугах (п.п.) ґрунт ущільнюється при поворотах агрегату на неодруженому (х.х.) і робітників (р.х.) ходах. Площа ущільнення поворотної смуги становить:

$$S_{\text{пов}} = S_{\text{х.х.}} + S_{\text{р.х.}} = \left(\frac{R_0}{B} - 1\right) 2\pi B + \frac{2\pi R_0^2}{B}$$

Тоді загальну площу ущільнення поля при виконанні однієї операції можна обчислити по формулі:

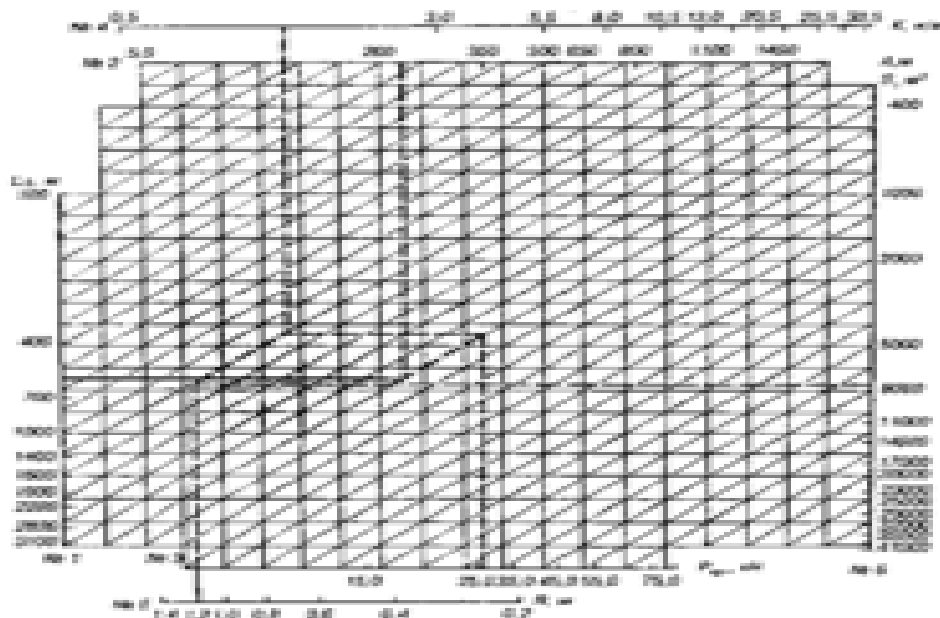
$$S_{\text{уц}} = \frac{2\pi R_0^2 \gamma (L_0 + B)}{1000 \cdot (R_0 - 2\pi R_0 + CA + 2\pi R_0)} + \left(\frac{R_0}{B} - 1\right) 2\pi B + \frac{2\pi R_0^2}{B}$$

Таким чином, знаючи розміри поля й поворотної смуги, параметри ходової частини трактора, тягове зусилля й питомий опір сільськогосподарських машин, що залежить від фізико-механічних властивостей ґрунту, можна визначити площу ущільнення поля при виконанні однієї або декількох технологічних операцій.

Для прискорення обчислень побудована логарифмічна номограма з 45-градусним ходом проміну рішення. Межі значень всіх шкал дозволяють знайти шукану величину для будь-яких значень, що зустрічаються на практиці, зазначених вище змінних (рис.8.3.1). Вихідними даними для визначення площі ущільнення поля є його довжина L і ширина A , тягове зусилля трактора $R_{\text{кр}}$, ширина ходової частини рушія b і питомий опір сільськогосподарських машин K . На практиці визначення величини тягового зусилля трактора пов'язане із значними труднощами й тому для розрахунку

площі ущільнення його зручно виразити через ширину захвата агрегату: $L = BK$, де B – ширина захвата агрегату, м.

Для знаходження величини питомого опору сільськогосподарських машин можна скористатися відповідною довідковою літературою. Відхилення останнього від реальних умов буде компенсуватися значенням тягового зусилля трактора, що й дає можливість одержання об'єктивних даних площі ущільнення поля його рушіями. Нарисунку показаний приклад знаходження шуканої величини при відомих параметрах $P_{\text{т}}$, A , $P_{\text{н}}$ і K .



**Рис. 7.3.1. Номограма для розрахунку площі ущільнення поля
(автор кандидат технічних наук П.І. Слободюк)**

Головний же висновок – вплив ходових систем МТА на ґрунт приводить до істотних втрат у врожаї. Навіть відносно ліберальна методика обліку втрат сільськогосподарської продукції від переущільнення ґрунтів, що ми використовували (В.В. Медведєв і ін., 2002), показала 159,6 млн ам. доларів втрат у середньому щорічно в Україні, а в окремі роки цілком може досягти й 0,5 млрд. ам. доларів. З такими втратами, упевнені, повинні рахуватися всі, насамперед товаровиробники. Уже хоча б із цієї причини, не

говорячи про вплив на властивості ґрунтів, повинен бути поставлене питання про обмеження впливу ходових систем МТА на ґрунт.

7.4. Мінімізація технологій обробітку

Раніше нами були продемонстровані значні можливості мінімалізації основного, передпосівного й міжрядного способів обробітку на чорноземних ґрунтах Лісостепу й Степу (В.В. Медведєв і ін., 2007). Цей висновок був зроблений на підставі фундаментального узагальнення, виконаного В.П. Гордієнко й ін., (1998). Зрозуміло, використані й власні дослідження.

У цій книзі узагальнені величезний досвід і зроблені всі необхідні висновки. Ми ризикнемо додати лише деякі судження, важливі в контексті нашої книги:

- можливості мінімалізації основного обробітку поліпшуються в умовах високої природної родючості ґрунтів, при збагаченні орного шару поживними елементами й в умовах посушливого клімату. Саме ці причини приводять до того, що різниця у врожаях багатьох культур після оранки й мінімального (поверхневого) обробітку практично відсутня, а в деяких випадках навіть відзначається перевага мілкового обробітку;

- певні обмеження для мінімалізації обробітку виникають у Поліссі, де рівень родючості низький, а також у всіх зонах при зростанні засміченості полів і захворюваності рослин, що супроводжує поверхневий обробіток;

- окремі культури (цукровий буряк, кукурудза, горох) стабільно краще відгукуються на глибокий обробіток.

Виходячи із цього, варто визнати цілком обґрунтованою рекомендацію в Україні в цей час віддати перевагу комбінованій технології основного обробітку, що сполучає різні способи з урахуванням, головним чином, вимог культур і кліматичних умов.

Разом з тим, у міру росту культури землеробства й можливостей неагротехнічних способів регулювання чисельності бур'янистих рослин,

шкідників і хвороб мінімальні способи основного обробітку можуть бути істотно розширені.

Можливості мінімалізації обробітку, визначаються фізичними властивостями ґрунтів і засміченістю поля. Чим краще фізичні властивості ґрунтів і менше бур'янів, тим менше потрібно операцій для підготовки якісного посівного шару. При сприятливому структурному складі й помірному ущільненні відпадає необхідність у додатковому кришенні, необхідність активізувати мікробіологічну діяльність. У деяких роботах, що згадуються В.П. Гордієнко й ін. (1998), і виконаних у степових і лісостепових умовах, було показано, що при сприятливих фізичних властивостях можна навіть відмовитися від традиційного боронування - «закриття вологи» і скоротити число культивацій, обмежившись однією передпосівною культивацією. Недоцільне боронування також на глинисто-піщаних ґрунтах Полісся, розташованих на підвищених елементах рельєфу. Але це, повторюємо, при сприятливих фізичних властивостях ґрунтів.

Навпроти, при неякісному структурному складі поверхневого шару, його невіривняності, переущільненні й засміченості число весняних обробітків зростає. Тут обробітки потрібні для зменшення брилистості й гребенистості. Адже невіривняна поверхня більше випаровує вологи, а її наступна обробіток, як правило, неякісний.

Особливо важлива ретельна передпосівна підготовка посівного шару для мілконасінневих культур.

Наприклад, для того щоб підготувати якісний посівний шар для сівби цукрового буряка, потрібно здійснити наступні операції: боронування (якщо поверхня тверда, то в 2 сліди й з додатковими пристосуваннями для руйнування великих грудок), шлейфування, потім кілька передпосівних культивацій і знову боронування. Якщо випав дощ і утворилася кірка, знову потрібно боронувати ґрунт. Потім сівба із внесенням добрив і прикочування. Після появи сходів знову потрібне боронування, потім не менше трьох міжрядних розпушувань. У результаті тільки для того, щоб здійснити

передпосівні обробітки, сівбу і післясходові обробітки, для цукрового буряка необхідна буквальновеличезна кількість операцій. Втім, це потребує не тільки до цукровий буряк, але практично всі просапні і взагалі ярі культури пізньої сівби. Звичайно, ця проблема добре відома й уже порівняно давно було запропоновано її вирішити за рахунок застосування комбінованих ґрунтообробних машин.

В останні десятиліття у виробництві з'явилося кілька таких машин, які дозволяють у передпосівному циклі обробок істотно скоротити число проходів МТА за рахунок об'єднання культивуації з вирівнюванням поля, сівби із внесенням добрив і гербіцидів, післяпосівним прикочуванням поверхні. Також є кілька типів комбінованих машин, що дозволяють поєднувати передпосівні операції, сівбу і прикочування. Це ґрунтообробні посівні агрегати КА-3,6, КФС-3,6, а також стерньові сівалки СЗС. Однак функціональні можливості існуючих типів комбінованих машин обмежені. Вони дозволяють сполучити тільки так звані сумісні операції, і тому багато механічних операцій як були, так і залишилися роздільними, одноопераційними. Комбіновані машини, як правило, не мають активних робочих органів і тому не можуть регулювати структурний склад посівного шару безпосередньо в шарі, куди зароблюється насіння культур. Їхня дія обмежується тільки верхнім посівним шаром. Вони не можуть, наприклад, розуцільнити піднасіньвий шар, що у результаті численних культивуацій і інших обробітківіноді до моменту проростання насіння стає переуцільненим. Крім того, машини погано пристосовані до роботи в складних ґрунтово-технологічних умовах і тому їхня надійність залишає бажати кращого. Нарешті, комбінованих машин просто мало.

На відміну від основного обробіткунімінімалізація передпосівного обробітку не викликає жвавих дискусій. У її необхідності переконані, здається, і дослідники, і виробничники, але її широке освоєння стримується нестачею ефективних машин і об'єктивними труднощами якісного виконання передпосівних операцій через строкатість ґрунтово-технологічних умов.

Навесні, залежно від рівня зволоження й умов перезимівлі, верхній шар ґрунту може перебувати у будь-якому стані– від твердого, зцементованого, що важко піддається боронуванню, до пухкого, що практично не вимагає обробітку й готового до сівби. Звичайно занедостатнього або надлишкового зволоження підготувати якісний посівний шар за допомогою боронування неможливо. У посушливих умовах неминучі брили, у перезволожених–залипання знарядь. Тому прибігають не до мінімалізації, а, навпроти, число операцій збільшують, у процесі яких посівний шар поліпшується, а піднасіньний ущільнюється, що, звичайно ж, небажано.

Далі, залежно від погоди весна може бути холодною й затяжною або швидкоплинною, знастанням буквально протягом декількох днів літніх температур. У тім і іншому випадках посівний шар перетерплює значні зміни фізичного стану (і засміченості також) і його знову й знову доводиться обробляти.

У результаті весна стає надзвичайно напруженим періодом для хлібороба (фактично ґрунт потрібно безупинно обробляти) і важким випробуванням для самого ґрунту. Обробіток не просто багато, їхнє виконання розтягується в часі й звичайно, здійснюється часто при вологості, що відрізняється від вологості фізичної спілості.

У контексті нашої роботи сформована ситуація змушує зробити кілька висновків:

- численні обробітки навесні обумовлюють екологічно несприятливі наслідки й служать основною причиною фізичної деградації ґрунтів, тому що в цей період ґрунт характеризується мінімальними параметрами міцностних властивостей і позбавлений тим самим своєрідного захисного бар'єра проти значного антропогенного преса;

- численні обробітки навесні мають економічно несприятливі наслідки, тому що підвищують собівартість продукції й роблять її неконкурентною;

- численні обробітки навесні значно підвищують обсяги польових механізованих робіт, підвищують зношування робочих органів, ускладнюють

організацію виконання й контролю робіт і в результаті знижують їхню якість;

- численні обробітки навесні – анахронізм, що потрібно перебороти або, принаймні, істотно знизити їх зовсім очевидні негативні наслідки для ґрунту й економіки господарювання.

Хіба це не доказ необхідності модернізації технології передпосівного і післяпосівного обробітків, а також МТА, використовуваних для їхнього виконання? Вихід, здається, зовсім ясний – потрібні радикальні зміни технології на основі поєднання операцій, виконання їх за один-два проходів, що, потрібно думати, може бути здійснене шляхом розробки й виробництва нових зразків комбінованих ґрунтообробних і посівних машин.

В Україні досить поширені регіони, де цьому питанню потрібно приділити максимум уваги. Одні з них – це кращі чорноземні ґрунти, що мають знижену здатність протистояти навантаженню і потребують надзвичайно обережного обробітку навесні. Інші – це ґрунти, що мають різні недоліки й тому підготовка якісного посівного шару для них, як правило, супроводжується додатковими обробітками. У цьому випадку також потрібне ретельне агрегування машин за жорсткого контролю сумарного їхнього тиску на ґрунт. В обох випадках дуже важливе значення буде мати мінімалізація технологій вирощування культур, що передбачає можливо більш широке застосування комбінованих машин із припустимим питомим тиском і ощадливим кришенням.

Не менш важливе питання про міжрядні розпушування просапних культур. Здається, прийшов час повернутися до його обговорення й з'ясувати, яким методам віддати перевагу в нових умовах – агротехнічним або хімічним. Авторів цієї книги довелося ознайомитися з технологією вирощування цукрових буряків у Німеччині. У ній всі технологічні операції були повністю механізовані, число проходів техніки в процесі передпосівних операцій було мінімальним, ніяких післяпосівних операцій не було, не говорячи вже про застосування ручної праці. Єдиний мінус технології – допуск на поле великовантажних автомобілів під час збирання врожаю, що

відзначив сам фермер. На кожному з 35 га було вирощено по 65 т продукції, а для того, щоб виробництво було рентабельним, йому потрібно було зібрати не менше 40-45 т буряка на кожному гектарі за нормативногвмісту цукру. До речі, фермер, не маючи спеціального агрономічної освіти, вирішив вирощувати буряк тільки тому, що технологія, запропонована йому, була віднесена за класифікацією до так званих «high tec» – високих технологій і гарантувала йому повернення банківського кредиту протягом одного року. Для того щоб виконати всі роботи, фермерові потрібно було орендувати МТА всього на 3 дні для виконання сівби й ще на 4 дні для збирання врожаю.

Із цього прикладу, сподіваємося, зрозуміло, які технології повинні бути в нас. Інакше, не може бути й мови про серйозну конкуренцію не тільки на світовому, але й на внутрішньому ринку. Але нас у даному прикладі ще більше цікавить екологічна сторона технології, що передбачає значне скорочення впливу на ґрунт, тому що всі важкі МТА, що застосовувалися в згаданому вище прикладі, мали здвоєні пневматичні шини низького тиску, а сумарна площа ущільнення поля була приблизно в 7-8 разів менше в порівнянні з вітчизняною технологією.

Значні можливості модернізації сучасних технологій вирощування культури закладені в організації виконання механізованих польових робіт, а саме в застосуванні маршрутизації руху всіх технічних засобів на полях відповідно до заздалегідь складеного плану. Нами ще в 80-і роки минулого сторіччя доведена корисність маршрутизації руху МТА для збереження структурного стану ґрунту, попередження переущільнення й підвищення врожайності культур, що була запозичена з північно-американського досвіду (W.T. Dumas et al., 1972; Soil studies, 1976; В.В. Медведєв і ін., 1984). Причина високої екологічної й економічної ефективності маршрутизації – у зниженні сумарної площі ущільнення поля. При вирощуванні просапних культур вона зменшується майже вдвічі, культур суцільної сівби – утрое (це навіть без урахування уборочно-транспортних робіт). До того ж таке зниження було досягнуто за умови застосування окремих операцій без

їхнього поєднання. Якщо ж були б використані комбіновані ґрунтообробні й посівні машини, площу ущільнення вдалося б знизити ще більше. Впровадження маршрутизації не створює особливих труднощів. Потрібно всього лише, щоб ширина захвата МТА, використовуваних для вирощування культури, була кратною базовій, у якості якої береться сівалка. Нами в цитованій роботі представлені необхідні рекомендації для впровадження цієї технології на прикладі вирощування цукрових буряків, кукурудзи й озимої пшениці. В.П. Гордієнко й ін. (1998) також приводять детальний опис комплектування агрегатів з метою маршрутизації руху МТА по полю. Але дотепер маршрутизація залишається невикористаним резервом поліпшення технологій вирощування польових культур головним чином через неузгодженість ширини захвата сівалки з ґрунтообробними знаряддями й машинами для внесення добрив і засобів захисту рослин.

Маршрутизація руху МТА необхідна на всій площі ріллі країни, але найбільш важлива вона на ґрунтах, особливо чутливих до ущільнення, тобто, знов-таки на найцінніших чорноземних ґрунтах, а також у перезволожених регіонах і на ґрунтах важкого грансостава.

Щодо можливостей зменшення глибини основного обробітку. Теоретично добре відомо, що глибина обробітку залежить від вимог культури, попередника, кліматичних умов, рельєфу, засміченості поля, а також властивостей ґрунту. У реальних виробничих умовах спосіб і глибина обробітку звичайно визначаються особливостями вирощуваної культури й майже однакова на всіх ґрунтах, за винятком територій з особливо несприятливими властивостями (наприклад, для схилів, або за близького залягання ілювіального горизонту, коли глибина обробітку зменшується). Опираючись на об'єктивні властивості ґрунтів можна зменшити глибину основного обробітку. Ми вважаємо цілком актуальним і обґрунтованим скорочення глибини основного обробітку, де ґрунтово-технологічні умови сприятливі. Звичайно це твердження може суперечити регіональним рекомендаціям, які базуються на результатах досліджень ефективності різної

глибини обробітку під сільськогосподарські культури, які встановлювалися обласними дослідницькими станціями (В.П. Гордієнко й ін.,1998). Хоча ми не ставимо під сумнів результати цих дослідів, але не можемо не звернути уваги на те, що збільшення врожаю від поглиблення оранки в більшості випадків невелике, часто нестабільно в часі, дуже залежить від якості дотримання інших елементів технології й, головне, дуже рідко враховує екологічну ефективність, що з поглибленням і підвищенням інтенсивності обробітку аж ніяк не зростає.

Тому ми переконані, що домінуюча в Україні тенденція проведення основного глибокого обробітку не менш чим під половину культур 10-пільної сівозміни навіть на найкращих чорноземах типових не обґрунтована ні економічно, ні тим більше екологічно. Глибину обробітку необхідно скорочувати у всіх випадках, де для цього складаються сприятливі умови.

Вибір машинно-тракторних агрегатів для виконання операцій залежить від кінцевої величини щільності будови, визначити яку допоможе розроблена канд. техн. наук П.І. Слободюком номограма (рис. 8.4.1).

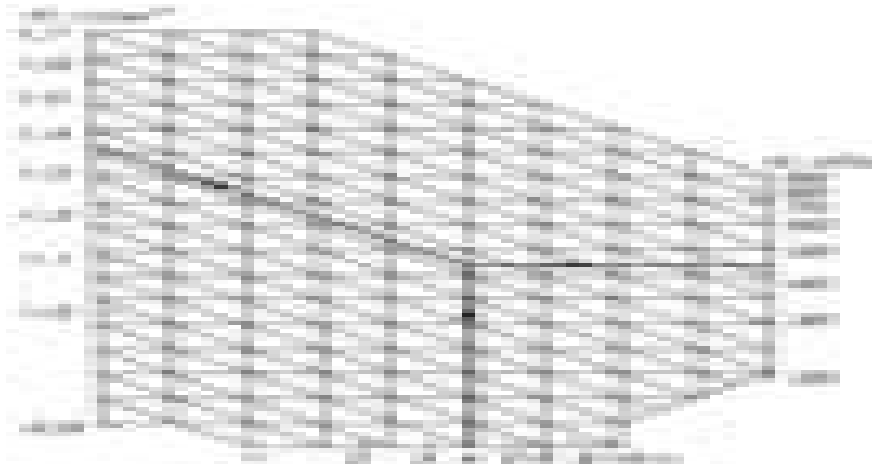


Рис. 7.4.1. Номограма для визначення кінцевої величини щільності будови ґрунту залежно від питомого опору ґрунту й числа проходів МТА (Р – щільність будови, К – питомий опір ґрунту, n – число проходів МТА)

Шукана щільність перебуває по формулі:

$$K=0,15 P_0 + 0,2 n 0,1 ,$$

де P_0 – вихідне значення щільності будови ґрунтів.

Виведення формули викладено у роботі В.В. Медведєва й ін. (1987). Вона застосовна для оцінки кінцевого значення щільності суглинкових ґрунтів після проходів будь-яких тракторів, крім класу 3 і 5 т. У прикладі на номограмі показано, що кінцева щільність будови 1,37 г/см³ чорноземи типового з питомим опором ґрунту 45 кПа вже досягається після 4-х проходів. Тому що критична щільність для такого ґрунту становить 1,25 г/см³ (В.В. Медведєв і ін., 2004), то технологію, що передбачає більше 4-х проходів по одному сліду, потрібно визнати незадовільною.

7.5. Новітні ґрунтозахисні (антидеградаційні) технології

Як можна було переконатися вище, проблема деградації в її найбільш популярних аспектах, пов'язаних з переущільненням ґрунтів і втратою структури, у світі досить широко досліджується й знаходить найрізноманітніші прикладні додатки. Причому, це вже не окремі агрозаходи, а технології й системи. Деякі з них явно орієнтовані на подолання деградації, інші – мають більш широке призначення, але аналогічна мета в них також передбачається. Далі ми маємо намір систематизувати новітні ґрунтозахисні (антидеградаційні) технології, дати їм коротку характеристику (більше повна характеристика могла б скласти спеціальну монографію) і ще раз підкреслити, наскільки значний арсенал засобів, розроблених наукою й практикою для подолання деградації.

Збалансоване землеробство – принципово новий тип стійкого змлекористування, що забезпечує гармонічне співвідношення між антропогенним навантаженням і природним потенціалом ґрунту для відновлення й повноцінного продуктивного й екологічного функціонування.

Хоча збалансоване землеробство орієнтоване в першу чергу на створення спочатку простого, а потім розширеного відтворення родючості ґрунтів і поступове формування передумов для стійкого землеробства, попередження фізичної деградації й, зокрема, недопущення перевищення

припустимих механічних навантажень, звичайно ж передбачається.

Адаптивно-ландшафтне землеробство – землеробство, яке можливо більш точно враховує типи ландшафтів і ґрунтово-кліматичні особливості території.

Хоча основи цього типу землеробства закладені ще В.В. Докучаєвим, повною мірою воно не освоєно дотепер, тому що сільськогосподарські культури, сівозміни, способи обробітку й інші елементи сучасних технологій нерідко використовуються в невласливих для них ґрунтово-кліматичних умовах і не відповідно до них. Однієї із причин фізичної деградації саме і є недотримання принципів адаптивно-ландшафтного землеробства.

Контурно - меліоративне землеробство – землеробство по контурах, а не по прямих лініях, коли границі полів, напрямки обробітків, типи сівозмін вибираються з урахуванням рельєфу місцевості.

Цей тип землеробства спрямований на зменшення головним чином кінетичної енергії води, переведення поверхневого твердого й рідкого стоку у внутріґрунтовий, безпеки ерозії як одного із проявів фізичної деградації. В Україні накопичений значний досвід обґрунтування й успішного впровадження контурно-меліоративного землеробства в Київській, Харківській, Донецькій і іншій областях.

Агролісове землеробство – організація землекористування, що забезпечує стійке (бездеградаційне) функціонування ріллі за рахунок оптимального співвідношення екологічно стійких (в основному лісів) і нестійких угідь.

Поширений в північних, збагачених лісовими вгіддями, країнах Європи й Америки. Якщо доповнюється змінами структури сільськогосподарських і несільськогосподарських угідь, мінімізації оранки, розвитком «зеленого» туризму, лісового промислу й рекреації, докорінно поліпшує привабливість місцевості (подібно Ірландії й Фінляндії, де невеликі розорювані ділянки «вкраплені» у пасовища й лісові масиви. Практично усуває всі види деградації ґрунтів. Можливе освоєння в поліській зоні України.

Консервативне землеробство – технології землекористування, спрямовані на максимально можливе збереження біорізноманіття, складу й властивостей ґрунтів, захист від деградаційних процесів (ерозії, втрат гумусу, переущільнення й ін.).

Є домінуючою системою в США, Канаді, західно- і центральноєвропейських країнах. Передбачає використання ґрунтозахисних сівозмін, мінімальних способів обробітку, інших агрозаходів, спрямованих на збереження навколишнього природного середовища, а також субсидії фермерам, що стимулюють її впровадження.

Точне землеробство – новий етап розвитку агросфери, пов'язаний з використанням геоінформаційних систем, глобального позиціонування, бортових комп'ютерів, управлінських і виконавчих механізмів, здатних диференціювати способи обробітку, норми внесення добрив, хімічних меліорантів і засобів захисту рослин залежно від неоднорідності поля. Сприяє економії ресурсів і охороні ґрунтів. В останні роки точне землеробство знаходить усе більше широке застосування в країнах з розвинутою аграрною діяльністю. Є успішні приклади освоєння цієї технології й в Україні – у Чернігівській, Київській і іншій областях.

Підтримувальне землеробство – технології зі зменшеним застосуванням агрохімікатів – головним чином пестицидів, особливо при вирощуванні найпоширенішої культури – озимої пшениці.

Застосування знижених доз агрохімікатів стримує інтенсивність мікробіологічних процесів, мінералізацію гумусу й тим самим побічно гальмує прояву фізичної деградації ґрунтів. Поширено в країнах Північної Америки і Європи, що виробляють зерно.

Органічне землеробство – технологія вирощування культур в «екологічно чистих» умовах (без застосування агрохімікатів при компенсації дефіцитного балансу біогенних елементів за рахунок природних джерел). Технологія передбачає оптимальні рішення екологічних (у тому числі підтримки родючості ґрунтів), економічних і інших питань, включаючи

переробку с.-г. продукції, її маркетинг і ціноутворення. Займає приблизно 10 % оброблюваних площ у Данії, Швейцарії, Великобританії й інших західноєвропейських країнах.

Удосконалені технології обробітку ґрунтів (еволюція способів обробітку в напрямку поступового посилення їх ґрунтозахисних функцій):

- Поверхневий основний обробіток – обробіток ґрунту, виконуваний різними знаряддями на глибину 5-10 см і менше. Уперше запропонований І. Овсиньським у кінці 19 століття, надалі знайшов широке застосування при підготовці ґрунту під озиму пшеницю й інші культури в найрізноманітніших ґрунтово-кліматичних умовах України. Добре зарекомендував себе як волого- і ресурсозберезувальний агрозахід, а також захід, що істотно зменшує утворення брил.

- Мінімальний обробіток – обробіток зі зменшеною кількістю й глибиною. Мінімальним може бути основний, передпосівний й міжрядний обробітки. Обробіток, що виконується комбінованими ґрунтообробними й посівними машинами, або міжрядний, якщо заміняється хімічним обробітком. На першому етапі впровадження цього способу для обробітку ґрунту використовували звичайні знаряддя (типу культиваторних або дискових знарядь), але, як правило, відмовлялися від плугу, надалі використовували спеціальні, переважно комбіновані машини. Мінімальний обробіток стримує мінералізацію органічної речовини й тим самим протидіє фізичної деградації ґрунтів.

- Безполицевий обробіток – технологія, що передбачає виключення плугу як знаряддя для основного обробітку ґрунту. Ця технологія передувала мінімальній і нульовій технологіям. Розглядається як технологія, здатна призупинити фізичну деградацію давньоорних ґрунтів.

- Нульовий обробіток – висаджування насіння у необроблений ґрунт шляхом нарізування борозенки потрібної ширини й глибини, достатньої для заглиблення насіння. Інші види обробки не застосовуються. Допускається лише обробіток піднасінного шару у випадку його переущільнення, але

такий обробіток проводиться спеціальними знаряддями й надґрунтовий рослинний покрив у цей час не порушується. Обов'язковим елементом нульової технології обробітку є постійний рослинний покрив з живих або мертвих (стерні або мульчі) рослин. У світі застосовується на більш ніж 100 млн га. В умовах нульового обробітку, особливо після початкового перехідного періоду, у ґрунтах відсутні будь-які прояви деградації ґрунтів – устанавлюється бездефіцитний баланс органічної речовини, припиняється ерозія, поступово зникає переущільнення, відновлюються режими трансформації речовин і енергії, властиві ґрунту в природних умовах.

- Пряма сівба – сівба безпосередньо в необроблений ґрунт. Часто невірно розглядається як нульовий обробіток. Однак ним може стати, якщо пряма сівба здійснюється не епізодично, а постійно рік у рік при наявності на поверхні ґрунту постійного рослинного живого або мертвого покриву. Якщо пряма сівба переривається традиційними способами поверхневими або глибокими обробітками, її ґрунтозахисний ефект і протидія деградації втрачається. Залишається лише економічна вигода.

- Покривна культура – культура, що утворює постійний рослинний покрив на поверхні ґрунту, що не порушується обробітками, має потужну кореневу систему для збільшення пористості й розущільнення ґрунту у верхній частині кореневмісного шару. Характеризується мінімальною конкурентною здатністю з основною культурою. Найчастіше в якості покривних використовують овсяницю, райграс, конюшину, гірчицю й інші культури. Продукцію покривних культур звичайно використовують на корм худобі або реалізують.

- Колійне землеробство – використання машинно-тракторних агрегатів винятково по маршрутах, що передбачає значне зменшення загальної площі ущільнення поля в процесі вирощування сільськогосподарських культур.

- Новітні ґрунтофільні обробні знаряддя – знаряддя, що мають мінімальний кут атаки ґрунтообробного робочого органу й мінімальна кількість поверхонь, по яких ґрунт пересувається під час обробітку.

Знаряддя, деформаційне зусилля яких не перевищують зв'язності агрегату агрономічно корисного розміру.

Безпілотне землеробство – виконання операцій з обробітку ґрунтів, інших операцій і збір урожаю безпілотними МТА. Новий спосіб високотехнологічного менеджменту, принципово придатний для організації робіт з керування родючістю ґрунтів з мінімальними витратами.

7.6. Конструювання ґрунтофільних знарядь обробітку

Інтенсивність деформації ґрунту залежить від кута атаки й числа робочих поверхонь ґрунтообробного знаряддя. Чим більше кут атаки й більше робочих поверхонь, тим сильніше кришиться ґрунт. Звичайно, у цій взаємодії мають значення властивості ґрунту, його вологість і велика кількість інших факторів, які потрібно врахувати, щоб обробітком ґрунту був створений шар оптимальної щільності й структурного складу й це не супроводжувалося зайвими (руйнівними) деформаціями. Складність полягає не тільки в численних задіяних в цьому процесі факторів і об'єктивних труднощів досягнення із цієї причини оптимального результату, але й у тимчасовій мінливості параметрів самого ґрунту і його просторовій строкатості. Це якоюсь мірою пояснює, чому дотепер вимоги до ґрунтообробної техніки залишаються нерозробленими.

Робочий орган ґрунтообробленого знаряддя, виконуючи основну роботу зі створення оптимальних для рослин параметрів структурного стану й щільності ґрунту, повинен перебороти сили зчеплення агрегату, не допускаючи його розпилення й переущільнення. Якщо обробіток буде проводитися в період, коли ґрунт перебуває в стані фізичної спілості, тобто, коли сили зчеплення мінімальні, а небезпека переущільнення велика, то вплив робочих органів на ґрунт має бути дуже помірним. У цьому складається суть обґрунтування новітніх (ґрунтофільних) знарядь. Звичайно при цьому виникає багато питань, які виходять за рамки цієї книги, – знищення бур'янів і внесення добрив - операцій, відповідальність за які також покладається на технічні засоби. Ці питання не є предметом нашого

дослідження. Скажемо лише, що у світі зараз активно шукають (і вже знайшли) нові підходи до вирішення цих питань, не пов'язані із застосуванням обробітку. Рослинні залишки після збирання врожаю подрібнюють і залишають у полі, що робить непотрібним внесення гною, мінеральні добрива вносять одночасно із сівбою, а бур'яни поступово видаляють завдяки постійній покривній культурі.

Сили зчеплення під час обробітку визначаються сумою опору, необхідного для розрізування ґрунту, подолання внутрішнього тертя й внутріґрунтового зчеплення (власне кришення). Для подолання опору суми цих сил у більшості ґрунтів легкого й середнього гранскладу досить лише клина з малим кутом атаки й однієї робочої поверхні. Однак конструктори використовують великий кут атаки й декілька робочих поверхонь, переслідуючи при цьому благі цілі – підсилити кришення й одержати сприятливий структурний стан після проходу знаряддя. Звичайно, це виправдано в ґрунтах, які характеризуються значними силами зчеплення, але є зовсім зайвим для ґрунтів, де такі сили невеликі. Тому що факторів, які визначають конкретний параметр сили зчеплення, незліченна безліч, а діапазон відповідного показника широкий (від 0 у піщаних ґрунтах до 100 кгс/см² і вище в солонцюватому глинистому ґрунті за низької вологості), виникає завдання проведення систематичних вимірів у географічному плані. На жаль, ґрунтознавці дотепер не вирішили це завдання й, мабуть, не зможуть вирішити його найближчим часом. Причини звичайні – відсутність приладів для масових вимірів і нестача фінансування для організації експедиційних робіт. Тому залишається уповати лише на наявні обмежені дані й розрахунок, опираючись на деякі інші більш доступні дані – педотрансферні моделі, які також ще потрібно розробити.

Відомо, що залежність міцностних властивостей ґрунтів від вологості має вигляд гіперболи, а від умісту в ґрунті тонкодисперсних часток – майже лінійний характер. Максимальні значення опору зрушенню – до 8-9 кгс/см² – формуються за низької вологості (при якій ґрунт взагалі не обробляють), зі

збільшенням вологості показники опору швидко знижуються, досягаючи значень менше 1 кг/см^2 при вологості, близької до фізичної спілості, і далі не зростають. Якщо обробіток більшості орних ґрунтів України буде проводитися за вологості фізичної спілості, інтенсивний вплив на них з метою поліпшення кришення не потрібний. Сумарні сили опору повністю можна перебороти за допомогою помірно активних робочих органів. Крім того, важливо помітити, що сили зчеплення, обумовлені зв'язками, які з'єднують елементарні ґрунтові частки в мікроагрегати, переборювати також не потрібно. Інакше кажучи, загальне навантаження на ґрунт у процесі кришення можуть бути ще меншими. Але, повторюємо, мова йде про обробіток ґрунтів за вологості фізичної спілості. Гіперболічний зв'язок між опором зрушенню й вологістю ґрунтів означає, що навіть невелике відхилення від цього стану у бік висушування приводить до багаторазового збільшення опору зрушенню. Тому дотримання основного агротехнічного правила – обробляти ґрунт тільки в стані фізичної спілості - є не тільки енерго- і ґрунтозберезувальним заходом у технології, але й принципово важливим положенням у конструюванні ґрунтообробної техніки.

Ще більш складна ситуація з конструюванням знарядь, які не утворюють пластичної деформації. Адже більшість ґрунтів країни (за винятком ґрунтів Полісся) внаслідок підвищеного вмісту тонкодисперсної гранулометричної фракції має схильність саме до такої деформації, особливо навесні. Виходить, потрібні легкі мобільні агрегати, здатні виконувати роботу, порівнянну з можливостями важких енергонасичених засобів.

У зв'язку із цим, здається, актуальним вернутися до обговорення завдання забезпечити сільськогосподарське виробництво потужним трактором із припустимим тиском на ґрунт. За допомогою такого трактора можна було б виконувати роботи в будь-яких ґрунтово-технологічних умовах, у тому числі весняні передпосівні операції й сівбу без переущільнення піднасінного й більш глибоких прошарків ґрунтів. Це надзвичайно важливо, адже небезпека переущільнення орних ґрунтів України

є об'єктивно прогнозованою на площі більш ніж 20 млн га.

Отже, новітні ґрунтофільні вимоги до обробної техніки такі:

– зусилля, з яким робочий орган ґрунтообробного знаряддя впливає на ґрунт, не повинне перевищувати сумарного опору зрушенню, внутрішнього тертя й зчеплення агрегату агрономічно корисного розміру. Відповідні параметри фізико-механічних властивостей ґрунтів мають потребу в уточненні щодо основних типів орних ґрунтів з урахуванням гранскладу. При дотриманні цієї вимоги ґрунт не буде зайво подрібнюватися, структурний агрегат агрономічно корисного розміру збереже свою будову й внутрішню пористість, що має велике значення в забезпеченні корінь рослин вологою й елементами живлення;

– зусилля, з яким робочий орган впливає на ґрунт, повинне регулюватися відповідно до вологості ґрунтів під час обробітку, а точніше з величиною опору кришенню, що виникає за такої вологості. Більше того, кришення ґрунтів повинне стати важливим регіональним параметром, тому що розмір агрономічно корисного агрегату, як це добре відомо ще з робіт К.К. Гедройця (1926), П.В. Вершиніна (1959) і Н.А. Качиньського (1963) залежить від рівня зволоження. Чим посушливіші кліматичні умови, тим меншим повинен бути розмір агрегатів і, відповідно, більш інтенсивним кришення. Але, звичайно, збільшення зусиль, що витрачаються на подолання сумарних сил опору агрегатів в аридних умовах, не повинне викликати розпилення поверхневого шару ґрунту;

– у посівному шарі або, принаймні, у тій його частині, що безпосередньо прилягає до насінь, необхідно по можливості, зосереджувати агрономічно корисні агрегати, причому їхній розмір не повинен набагато перевищувати розмір насінь. У такому випадку буде досягнутий помірно щільний контакт насінь із ґрунтом, швидке проростання й розвиток корінь. Вимоги до параметрів кришення поверхневого шару менш жорсткі – допускається наявність агрегатів більшого розміру, але кількість брил все-таки повинна бути мінімальною під час основного обробітку. У

передпосівний період брил (грудки більше 10,0 мм) не повинно бути взагалі, тому що навіть 5 % їх зводить нанівець переваги структурного посівного шару (Д.І. Буров, 1969);

– кількість агрономічно корисних агрегатів, що можливо й бажано нагромадити в насіннев прошарку ґрунту, встановлюється, виходячи з регіональної величини фактичної агрегації орного ґрунту. Так, у Лісостепу для чорнозему типового середньосуглинкового гранскладу потрібно прагнути до того, щоб у цьому шарі було до 60 % агрегатів оптимального розміру від 10 до 0,25 мм, у такому ж ґрунті важкосуглинкового гранскладу – до 70 %. У той же час, для темно-каштанового важкосуглинкового ґрунту агрономічно корисних агрегатів реально може бути до 50 %, а їх верхній граничний розмір бажано зменшити до 7(5) мм.

Реалізація запропонованих вимог до кришення дозволить значно поліпшити структурний склад насінневого прошарку й тим самим поліпшити умови розвитку рослин у найбільш важливий період. Суть вимог полягає в тім, щоб позбутися від великих фракцій структурних окремоостей, тобто, підсилити інтенсивність кришення, і в той же час не допустити розпилення ґрунтів. Імовірно, виконання цієї вимоги стане можливим після того, як в інженерній механіці процедура виміру й регулювання інтенсивності кришення стане звичайною рутинною практикою. Цілком імовірно знадобляться нові підходи до кришення. Не виключається, що виявиться перспективним поєднання знарядь активного й пасивного типу, пошук технічних засобів для посилення інтенсивності кришення в існуючих знаряддях (за рахунок додавання нових ріжучих площин), розробка знарядь зі змінним кутом атаки робочих органів і інші нововведення.

7.7. Підтримка бездефіцитного балансу органічної речовини

Внесення гною – універсальний засіб для запобігання майже неминучого зниження вмісту гумусу за інтенсивного сільськогосподарського використання ґрунтів. Оптимальний рівень внесення гною встановлюється виходячи з його кількості, необхідної для забезпечення бездефіцитного

балансу гумусу. Тільки в цьому випадку є гарантія того, що фізичний стан ґрунту в процесі оранки не буде погіршуватися. Звичайно, якщо буде усунута дія інших факторів, що викликають деагрегацію (механічне руйнування за обробітку, поливу, внесення азотних або калійних добрив у підвищених дозах і інші) або переущільнення.

Дози гною для досягнення бездефіцитного балансу гумусу в середньому для ґрунтів України становлять біля 10-11 т/га в рік з диференціацією для Полісся – 13-15, Лісостепу – 9-11 і Степу – 7-9 т/га (Б.С. Носко й ін., 1988). Однак, навіть у самі успішні для аграрного сектора України 80-і роки минулого сторіччя ці рівні не були досягнуті. Середньорічна максимальна кількість внесеного в орні ґрунти гною склало в ті роки близько 8,9 т/га (Стан родючості..., 2001). Зараз ситуація докорінно змінилася. Саме ця обставина разом з інтенсивною, зайво частим й глибоким обробітком, приводить, на наш погляд, до фізичної деградації орних ґрунтів. За цієї ж причини мінімалізація обробітку й досягнення бездефіцитного балансу органічної речовини є пріоритетними напрямками в подоланні деградації й досягненні стійкого землекористування.

У зв'язку з різким зменшенням поголів'я худоби в Україні застосування гною різко скоротилося. Тепер його щорічне внесення в ґрунт ледь перевищує 3-4 т/га, хоча точні дані на цей рахунок відсутні. Тому потрібно шукати інші способи підтримки бездефіцитного балансу органічної речовини. Найбільш реальний з них – залишення рослинних залишків на полі. При цьому потреба в гною для створення бездефіцитного балансу гумусу різко зменшується. У таблиці 32 приводяться розрахунки О.О. Бацули (2003), зроблені для господарств Харківського району Харківської області. При уведенні в сівозміну 20 % багаторічних трав навіть за 30 % просапних культур бездефіцитний баланс гумусу досягається вже при внесенні 1 т/га гною в рік і залишенні на полі 50 % соломи озимої пшениці. Більше того, така ситуація можлива взагалі без внесення гною, якщо кількість просапних культур не перевищує 20 % сівозмінної площі, а частка багаторічних трав

становить 20 %.

Таблиця 32.

Потреба в органічних добривах для створення бездефіцитного балансу гумусу залежно від структури посівних площ і використання побічної продукції

| Багаторічні трави,% | Частка просапних культур у сівзміні за 10 % чистого пару, % | | | | |
|---|---|-----|-----|-----|------|
| | 10 | 20 | 30 | 40 | 50 |
| Без пріорювання побічної продукції | | | | | |
| 0 | 8,0 | 8,5 | 9,0 | 9,5 | 10,0 |
| 20 | 6,0 | 6,5 | 7,0 | 7,5 | 8,0 |
| За пріорювання 50 % соломи озимої пшениці | | | | | |
| 0 | 2,0 | 2,5 | 3,0 | 3,5 | 4,0 |
| 20 | 0 | 0 | 1,0 | 1,5 | 2,0 |

Ізогумусовий коефіцієнт (кількість гумусу, що утвориться із сухої речовини рослинних залишків) у соломи озимої пшениці становить 10-15 %, що лише небагато менше, ніж у гною (20-40 %). Не менш ефективні інші зернові культури й багаторічні трави (15-25 %).

Ефективність зернових культур можна підвищити за рахунок високого зрізу, що залишає на полі більше рослинних залишків, глибокого пріорювання рослинних залишків (як і гною), що підвищує коефіцієнт гуміфікації. Правда, останнє суперечить нашій наполегливій орієнтації на мінімальний й нульовий обробітки, ґрунтозахисний і структурозберезувальний характер яких зовсім очевидний.

Імовірно, ефективні й інші органічні речовини (сапропелі й різноманітні відходи виробництва, що містять органічний вуглець), але їхній вплив на процеси запобігання фізичної деградації вивчені менше.

Гній для підвищення його меліоративної ролі також має потребу в

поліпшеній підготовці й, зокрема, його ефективність як структуроутворювача підвищується за умови, що він вноситься не у вигляді перегною-сипцю, а в напівперепрілому стані, що зберіг волокнисту будову (В.В. Медведєв, 1988). Не можна не звернути увагу також на деякі інші особливості гною як меліоранта (саме цей аспект, а не зміст у ньому доступних елементів живлення нас у цьому випадку цікавить). Гній ефективніше діє на ґрунтах середнього й важкого гранулометричного складу. Для того, щоб одержати від нього ефект на легкому ґрунті, його потрібно вносити в підвищених дозах. Ця особливість гною була помічена ще В.Р. Вільямсом (1940) і підтверджена в багатьох наступних дослідженнях (А.Г. Бондарев і ін., 1979).

У той же час внесення гною в більших дозах викликає більш помітне поліпшення структурного складу й одночасне збільшення пористості. Як наслідок, такий ґрунт легше піддається деформації й ущільнюється під дією ходових систем машинно-тракторних агрегатів (Р. Voekel, 1963). За повідомленням D. Adriano (1973), добре вгноєний ґрунт має досить неміцні агрегати, що легко руйнуються під дією крапель дощу.

У літературі зустрічаються повідомлення про негативний вплив гною на структурний стан і фізичні властивості ґрунтів (R.J. Olsen et al., 1970; P.J. Zwerman et al., 1970; A.G. Mathers et al., 1971; L.S. Murphy et al., 1972; Weeks M.E. et al., 1972). Воно виявляється, коли погіршується якість гною й у його складі з'являються одновалентні катіони.

Таким чином, гній, хоча й має універсальну властивість поліпшувати фізичний стан ґрунтів, все-таки вимагає урахування властивостей ґрунтів і ретельного дозування за внесення.

7.8. Удосконалювання структури сівозмін

Загальновідоме значення сівозміни для підтримки фітосанітарного, водного, поживного режимів і в цілому родючості ґрунту, у тому числі його фізичного стану. Дотримання сівозміни – одне з неодмінних умов високої культури землеробства. Від типу сівозміни, культур, які передбачається до неї включати, їхнього чергування в часі залежить вибір технологій обробітку,

всіх інших операцій і в остаточному підсумку, структура й щільність будови ґрунту. Після культур суцільної сівби фізичні властивості, як правило, кращі, ніж після просапних культур. Унаслідок цього структурно-агрегатний склад ґрунту в сівозмінах з більшим насиченням просапними культурами змінюється в гіршу сторону. Виходячи із цього, потрібно при побудові сівозмін не допускати появи просапної культури частіше, ніж один раз у три роки на тому самому полі (Є.М. Лебідь і ін., 1992). У цій роботі, виконаній на чорноземах звичайних у північному Степу України, простежений вплив різних культур на структурно-агрегатний склад. Найбільшим чином на структуру впливали рослини з добре розвинутою кореневою системою й надземними органами, які покривали поверхню ґрунту з весни до збирання врожаю й не вимагали обробітку. Цим вимогам задовольняють багаторічні трави, злакові трави або їхні суміші, у яких маса коріння і надземних рослинних залишків близька до врожаю надземної частини. Тому під впливом багаторічних трав створюються водостійкі агрегати. Установлено, що чим довше ґрунт перебуває під рослинами й чим вище врожай, тим більше утвориться водостійких агрегатів. І навпаки, якщо ґрунт без рослин і піддається руйнівному впливу вологи атмосферних опадів і інтенсивному обробітку, то й структура гірша.

З однолітніх трав, підкреслюють Е.М. Лебідь і його співавтори, значно впливають на структуру бобово-злакові травосуміші, але через короткий період вегетації їхній ефект у структуроутворенні менше, ніж у багаторічних трав. Із зернових культур більшу здатність до утворення структури проявляють озимі зернові культури, у яких триваліше період вегетації, більш розвинена коренева система, вони краще захищають поверхню ґрунту восени й навесні від руйнівного впливу опадів і поталих вод.

Просапні культури, за винятком кукурудзи, що має добре розвинену кореневу систему, менше впливають на поліпшення структури ґрунту. Автори цієї роботи не зв'язують руйнування структури під просапними культурами з активізацією активності аеробної мікрофлори. Скоріше такий

ефект обумовлений невеликою кількістю органічних залишків у ґрунті після них і більш інтенсивним обробітком ґрунту.

Таким чином, у процесі вирощування культурних рослин спостерігаються два різних явища: збільшення кількості водостійких агрегатів під час росту багаторічних трав, з одного боку, руйнування й поступове зниження змісту їх у ґрунті при вирощуванні однолітніх культур, з іншої сторони. Інтенсивність руйнування структурних агрегатів залежить від особливостей технології вирощування однолітніх рослин і кількості опадів до пізньої осені після їхнього збирання. Щоб підсилити перший процес – нагромадження органічних речовин і утворення більшої кількості водостійких агрегатів, потрібно вирощувати більш високі врожаї багаторічних трав. Для зменшення руйнування структурних агрегатів, підтримки й деякого поновлення структури ґрунту потрібно прагнути до того, щоб:

по-перше, однолітні рослини залишали в ґрунті більше органічної речовини;

по-друге, щоб ґрунт довше був укритий рослинами за рахунок введення в культуру пожнивних, ущільнюючих і післяукісних посівів після однолітніх культур, що рано забираються, а також шляхом розширення посівів культур суцільної сівби, і

по-третє, за раціонального обробітку ґрунту для забезпечення його фізичної будови потрібно по можливості виключати зайві обробітки.

Фактично, Е.М. Лебідь і його співавтори у своїй роботі виклали раціональну стратегію побудови сівозмін з метою охорони структури й у цілому фізичних умов у ґрунтах.

Для того щоб підтримувати сприятливий фізичний стан у чорноземах, потрібно включати в сівозміну трави й культури суцільної сівби, тобто, культури, що мають глибоку й розгалужену кореневу систему, що сприяє оструктуруванню ґрунту при житті й після відмирання через формування рухомих органічних компонентів, що склеюють агрегати. У той же час частка

просапних культур обмежується.

Має сенс оцінити, яким чином існуючі в Україні рекомендації про співвідношення культур у сівозмінах ураховують їхній можливий вплив на фізичні властивості ґрунтів.

У Лісостепу в типовій 10-пільній сівозміні допускається мати до 30 % цукрового буряка, 20 % кукурудзи й 10 % соняшника, тобто, усього до 60 % просапних культур. Це при нормальному зволоженні. З погіршенням зволоження частка цукрового буряка знижується до 20 %, кукурудзи й соняшника – залишається на тім же рівні (Наукові основи.... у Лісостепу, 2010).

Приблизно таке ж співвідношення просапних культур і культур суцільної сівби рекомендується й у Степу, хоча тут цукровий буряк практично не вирощується, зате частка кукурудзи може зрости до 40-50, а в спеціалізованих сівозмінах і до 70-80 % (Наукові основи.....у Степу, 2010).

Інакше кажучи, рекомендується так, що на кожному конкретному полі просапна культура може вирощуватися через рік і навіть частіше. Цю систему ніяк не можна назвати ґрунто- і структурозберезувальною, тому що, за нашими неопублікованими даними, отриманими на прикладі Сумської дослідної станції, і даними Є.М. Лебідя і ін. (1992), просапна культура не може вертатися на те саме поле раніше чим через 2-3 роки.

На жаль, заслуговує критики й структура сівозмін, щорекомендується для Полісся (Наукові основи....Полісся ..., 2010). У цій зоні, де роль багаторічних трав для підвищення родючості ґрунтів і особливо створення бездефіцитного балансу гумусу важко переоцінити, їхня частка, згідно рекомендацій, повинна становити всього лише 10-15 %. Звичайно, для підтримки й без того невисокої оструктуреності дерново-підзолистих ґрунтів з урахуванням того, що дози внесеного в ґрунт гною в останні роки істотно скоротилися, цього зовсім недостатньо.

Планування сівозміни – складна акція, що повинна врахувати й сумісність і несумісність культур, і суспільно необхідні потреби в

продовольстві й кормах для тварин, і, звичайно, збереження й підвищення родючості ґрунтів. Для виконання останнього звичайно рекомендується включати в сівозміни бобові й зерно-бобові культури, що збагачують ґрунт азотом, сидеральні й поживні культури для підтримки бездефіцитного балансу гумусу, парові поля для очищення від бур'янистих рослин і нагромадження вологи. На жаль пар, що у посушливих умовах необхідний для одержання гарантованих сходів і пристойного врожаю озимої пшениці, у той же час є небажаною акцією для підтримки бездефіцитного гумусового балансу й, отже, структурного стану. Тому, виходити з міркувань охорони ґрунтової структури, від пару варто відмовлятися скрізь, де є можливість використовувати інші засоби, або використовувати замість чистого зайнятий пар.

На жаль, сьогодні у зв'язку із земельним реформуванням і парцелізацією полів сівозміни повсюдно порушені, частка вигідних на ринку культур (наприклад, соняшника) не виправдано зросла, частка багаторічних трав і кормових культур через зменшення поголів'я худоби зменшилася. У результаті сформована система землеробства перетерпіла істотні зміни, і не в кращу сторону, що не може не відбитися й на структурі й щільності ґрунту. У зв'язку із цим не можна не підкреслити, що у свій час, коли була оцінена роль зміни культур для поліпшення фітосанітарного стану, водного, поживного режиму й у цілому родючості ґрунтів і уведені сівозміни, продуктивність сільськогосподарського виробництва різко зросла. У літературі нерідко можна знайти цілком справедливі судження про те, що зародження міжнародного ринку зерна стало можливим завдяки сівозмінам (Є.М. Лебідь і ін., 1992). Тому увагу до сівозмін послабляти ніяк не можна, тому що цілком може трапитися зворотний процес – різке погіршення продуктивності ґрунтів.

7.9. Мульчування рослинними залишками і пластичними матеріалами

Мульчування – один з видів меліорації, що полягає в тім, що поверхню

грунту вкривають різноманітними матеріалами (торфом, соломою, тирсою, ошурками або плівкою) з метою поліпшення водно-теплового режиму. Мульчування відомо дуже давно, є відомості про те, що вже в 17 столітті суміш із листів і соломи застосовували з великою користю в найрізноманітніших умовах. Н. Хадсон (1974) думає, що вперше мульчування стали застосовувати в Північній Америці для боротьби з вітровою, а потім і з водною ерозією.

Покриття поверхні мульчею дозволяє впливати на весь комплекс факторів, що визначають фізичні умови в ґрунті. У північних країнах зі зниженою температурою під час появи сходів під мульчею температура ґрунту у верхньому шарі була вище на 3-4° С, чим без неї. У країнах із тропічним і субтропічним кліматом мульча, навпроти, здатна істотно знизити температуру й, більше того, зменшити добовий розмах у коливаннях температури з 20 до 7 °С (Д.А. Куртнер і ін., 1969). У монографії Д. Джекса й ін. (1958) приводиться значне число цікавих фактів про використання мульчі.

Багато уваги мульчуванню приділяли в Агрофізичному НДІ РАСХН, де в якості мульчі використовували різноманітні пластичні матеріали. Власне саме тут були закладені основи тепломеліорації «холодних» ґрунтів. Спочатку за пропозицією А.Ф. Иоффе радіаційний баланс регулювали шляхом фарбування поверхні ґрунту в різні кольори. Біла мульча збільшувала відбиття сонячної радіації, а чорна, навпаки, сприяла її поглинанню. У досліджах інституту червона й синя плівки виявилися навіть краще чорної для врожаю салату. Причому його величина була набагато вищою, ніж у відкритому ґрунті.

Найбільш істотна зміна мікроклімату досягалася в умовах закритого ґрунту, у теплицях і парниках. До створення синтетичних плівок теплиці й парники являли собою досить важкі й дорогі споруди зі скла. Потім поступово скло заміняли різноманітними плівками – поліетиленовими, поліамідними, поліхлорвініловими й іншими. Вирощування багатьох культур

під плівкою (фактично під мульчею) набуло значні масштаби, і не тільки в «холодних», але й «теплих» країнах. Буваючи за кордоном, один з авторів цих рядків звернув увагу на величезну кількість теплиць навколо міст. Наприклад, Стокгольма, Варшави, Берліна, Парижа, Праги й навіть на півдні Франції.

В АФІ були розроблені методи прогнозу термічної ефективності мульчі залежно від її складу, прозорості, кольору, способів розміщення на поверхні. Досліджено особливості мульчування у відкритому й закритому ґрунті. Тут же проведені дослідження ефективності мульчування, коли в якості мульчі використовується стерня попередньої культури. У цьому аспекті, крім впливу на водно-тепловий режим, простежений її протиерозійний ефект. В останньому випадку дуже показовий дослід впровадження нульової технології. Про те, наскільки ефективно мульчування, свідчать результати численних досліджень впливу нульового обробітку на ґрунти, виконаних у країнах Америки і Європи й узагальнених нами (В.В. Медведєв, 2010). Постійний рослинний покрив з живих або мертвих рослин на поверхні ґрунту (фактично це та ж мульча) не тільки припиняє водну й вітрову ерозію, сповільнює мінералізацію органічних речовин, але навіть згодом придушує сходи бур'янистих рослин.

В Україні, особливо в Степу й Лісостепу (крім західної провінції) мульчування, безсумнівно, ефективно й у боротьбі з ерозією, і для поліпшення проблемного водного режиму. Наявні результати дослідів і практика підтверджують це (В.П. Гордієнко і ін., 1998). Цілком імовірно, що ефект відносно водного режиму був би цілком порівнянний зі зрошенням. Однак цей прийом залишається мало популярним у виробництві цих природних зон. Головна причина – явний недолік ефективних технічних засобів для здрибнювання й рівномірного розподілу по полю рослинних залишків, особливо після кукурудзи. У цьому плані становить інтерес досвід, використовуваний у США. Там кукурудзу забирають із залишенням стебел (мульчі). Потім ґрунт обробляють (тільки в міжряддях) чизель-плугами або

чизель-культиваторами, без обороту шару й без порушення мульчі. Застосовується також інший спосіб, коли після збирання качанів кукурудзи по полю проходить машина, що подрібнює стебла й рівномірно розподіляє їх по поверхні. Залежно від наступної культури ґрунт орють або обробляють культиватором. Рослинні залишки при цьому або частково попадають у верхній шар ґрунту або майже повністю залишаються на поверхні. У кожному разі вони ефективно захищають ґрунт від ерозії й тим самим дотримується принцип ґрунтозахисного землеробства - не залишати поверхню ґрунту без рослинного покриву. Для півдня України, де небезпека вітрової ерозії найбільш імовірна наприкінці зими – початку весни залишки кукурудзи зберігають свій захисний ефект до покриття ґрунту наступною культурою. Якщо раніше проблема якісного посіву в мульчований шар представляла певні труднощі, то тепер з появою сівалок для прямої сівби й ця проблема може бути з успіхом вирішена. Нема сумніву в тім, що мульчування представляється важливим агрозаходом не тільки підтримки фізичних властивостей ґрунтів у сприятливому інтервалі значень, але й у випадку з деградованими ґрунтами – їхнього поліпшення.

7.10. Удосконалювання асортименту технології внесення мінеральних добрив

Для того щоб мінеральні добрива стали вагомим фактором у подоланні деградації, потрібно з їхньою допомогою забезпечити ефективний ріст рослин і усунути можливу негативну дію на структуру ґрунту. Нижче ми зосередимо увагу на результатах проведених нами досліджень з вивчення впливу різних видів і норм застосування мінеральних добрив на структуру чорноземних ґрунтів.

Спочатку розглянемо отримані дані для чорноземних ґрунтів, удобрених низькими (по 60-100), середніми (по 120-360) і підвищеними (по 1200 кг діючої речовини на 1 га) дозами NPK. Для деяких об'єктів ми мали у своєму розпорядженні аналогічні результати вивчення дії на ґрунт окремих видів мінеральних добрив. У досвідах вносили найпоширеніші добрива:

аміачну селітру, суперфосфат, калійні солі й ін.

З макроморфологічних спостережень замічені особливості структури лише на тлі підвищених доз мінеральних добрив і особливо на тлі азотних добрив, де була трохи більша брилистість поверхневого шару. Однак брили на цих варіантах були неміцні й зберігалися лише до чергового обробітку.

З мікроморфологічних спостережень за структурою характерним було виразне погіршення порядковості агрегатів, співвідношення між- і внутріагрегатних пор, нагромадження неагрегованого матеріалу в порах тільки протягом першого року після внесення й тільки на підвищених дозах добрив. Через 5 років після внесення помітних розбіжностей між структурами різним чином удобрених варіантів не було.

Як і слід було сподіватися, не було значних відмінностей у гранулометричному і в мікроагрегатному складах. Для підтвердження того, що мінеральні добрива практично не вносять істотних змін на цьому ієрархічному рівні, виміряли питому поверхню ґрунту різноудобрених варіантів (табл.33).

Таблиця 33.

Зміна питомої поверхні чорнозему типового при внесенні високих доз мінеральних добрив (м²/г при р/ро = 0,35)

| Варіант | м ² /г | Варіант | м ² /г | Варіант | м ² /г |
|--------------------|-------------------|--------------------|-------------------|--|-------------------|
| Контроль | 52,4 | N ₁₂₀₀ | 53,8 | K ₉₆₀₀ | 46,1 |
| P ₂₀₀ | 53,9 | N ₄₈₀₀ | 52,2 | K ₁₉₂₀₀ | 48,2 |
| P ₁₂₀₀ | 53,6 | N ₉₆₀₀ | 49,2 | N ₂₀₀ P ₂₀₀ K ₂₀₀ | 51,4 |
| P ₄₈₀₀ | 55,5 | N ₁₉₂₀₀ | 50,7 | N ₁₂₀₀ P ₁₂₀₀ K ₁₂₀₀ | 49,3 |
| P ₉₆₀₀ | 54,5 | K ₂₀₀ | 54,1 | N ₄₈₀₀ P ₄₈₀₀ K ₄₈₀₀ | 50,9 |
| P ₁₉₂₀₀ | 51,1 | K ₁₂₀₀ | 49,7 | N ₉₆₀₀ P ₉₆₀₀ K ₉₆₀₀ | 46,2 |
| N ₂₀₀ | 52,0 | K ₄₈₀₀ | 46,1 | N ₁₉₂₀₀ P ₁₉₂₀₀ K ₁₉₂₀₀ | 46,7 |

Дійсно, навіть при внесенні екстремально високих доз різноманітних мінеральних добрив достовірних розходжень стосовно контролю не

виявлено. Варто лише відзначити деяке зниження питомої поверхні, зв'язане, видимо, з коагуляцією колоїдів на більш насичених солями фонах.

Незначними були зміни й макроагрегатного складу (табл.34).

Таблиця 34.

Зміна структурно-агрегатного складу чорноземів під дією мінеральних добрив (орний шар)

| Грунт, область | Варіант | Кількість агрегатів при сухому просіванні (%), розміром (мм) | | | Коефіцієнт структурності | Уміст водостійких агрегатів розміром >0,25 мм | Коефіцієнт водостійкості |
|---|--|--|---------|-------|--------------------------|---|--------------------------|
| | | >10 | 10-0,25 | <0,25 | | | |
| Чорнозем типовий (Сумська область) | Контроль | 17 | 72 | 11 | 2,5 | 46 | 0,5 |
| | N ₂₄₀ P ₄₄₀ K ₄₄₀ | 15 | 75 | 10 | 3,0 | 43 | 0,5 |
| Чорнозем типовий Харківська область) | Контроль | 38 | 57 | 5 | 1,3 | 37 | 0,4 |
| | N ₁₂₀₀ | 37 | 57 | 6 | 1,3 | 38 | 0,4 |
| | P ₁₂₀₀ | 24 | 69 | 7 | 2,2 | 44 | 0,5 |
| | K ₁₂₀₀ | 19 | 74* | 7 | 2,8 | 47 | 0,5 |
| | (NPK) ₁₂₀₀ | 40 | 54 | 6 | 1,2 | 38 | 0,4 |
| Чорнозем звичайний (Харківська область) | Контроль | 28 | 63 | 9 | 1,7 | 38 | 0,4 |
| | N ₂₄₀ P ₂₄₀ K ₁₂₀ | 28 | 64 | 8 | 1,8 | 38 | 0,4 |
| | P ₁₂₀₀ | 30 | 64 | 6 | 1,8 | 36 | 0,4 |
| | P ₁₂₀₀ + N ₂₄₀ P ₂₄₀ K ₁₂₀ | 36 | 58 | 6 | 1,4 | 38 | 0,4 |
| | N ₁₂₀₀ | 36 | 53 | 11 | 1,1 | 36 | 0,4 |
| | N ₁₂₀₀ +N ₂₄₀ P ₂₄₀ K ₁₂₀ | 27 | 61 | 12 | 1,6 | 43 | 0,5 |
| | N ₉₆₀ P ₉₆₀ K ₃₈₀ | 30 | 63 | 7 | 1,7 | 32 | 0,3 |
| | N ₃₅₀₀ | 35 | 61 | 4 | 1,6 | 32 | 0,3 |
| Чорнозем південний (Миколаївська область) | Контроль | 28 | 63 | 9 | 1,7 | 46 | 0,5 |
| | N ₄₀ P ₉₀ K ₂₀ | 11 | 74 | 15 | 2,8 | 42 | 0,5 |
| | N ₁₂₀ P ₉₀ K ₆₀ | 31 | 57 | 12 | 1,3 | 31** | 0,4 |

На чорноземі типовому Сумської області до початку досліджень було внесено малими дозами більше 1,1 т діючої речовини N, P і K на 1 га. Дослідження структурно-агрегатного складу протягом 3-х років (у таблиці

демонструються середні дані) показали, що ці добрива не вплинули на кількісні співвідношення агрегатів різного розміру і їх водостійкість. У Харківській області на аналогічному ґрунті дослідження проводили через два роки після внесення зазначених у таблиці доз добрив протягом наступних п'яти років. У перші роки вірогідно знижувалися зміст агрономічно корисних агрегатів і їх водостійкість на фонах Р і NPK, у наступні роки оструктуреність на різних варіантах вирівнялася.

Аналогічно складалася динаміка структурно-агрегатного складу на чорноземі звичайному, де спочатку майже вдвічі знизилася водостійкість на варіантах з мінеральними добривами, а потім розходження по варіантах зникли.

Нарешті, на чорноземі південному дослідження проводили в рік внесення добрив і далі їх не вели, тому що дослід був тимчасовим. Тут виявилось погіршення водостійкості при внесенні середньої дози мінеральних добрив. Важливо підкреслити, що це відбулося на тлі застосування 15 т/га гною.

На підставі цих даних можна затверджувати, що структурно-агрегатний склад чорноземів типового й звичайного під дією високих доз мінеральних добрив був стабільним, незважаючи на його погіршення в перші роки. Більше того, через 6 років навіть виявилася тенденція деякого поліпшення структурно-агрегатного складу в чорноземі типовому Харківської області. У чорноземі південному стабільність макроагрегатів була, видимо, нижче.

Таким чином, мінеральні добрива, внесені в ґрунт навіть у високих дозах, за нашими даними, не викликають стійких негативних наслідків для структурного стану ґрунтів.

7.11. Хімічна меліорація

Внесення до ґрунту сполук, що містять кальцій, – мабуть, такий же універсальний спосіб підтримки структурного стану, як мінімалізація обробітку й внесення органічних речовин. Особливо важливого значення

внесення кальцію набуває в ґрунтах, де їх недостатньо, і там, де процеси сучасного ґрунтоутворення можуть привести до втрат кальцію. Виходячи з наявних даних про зміст і динаміку кальцію (і сполученої з ним реакції ґрунтового розчину) в основних ґрунтово-кліматичних зонах України варто рекомендувати його активне використання для поліпшення структурного стану в зоні Полісся (вапнування супіщаних і суглинкових різновидів ґрунтів), у зоні Степу (гіпсування солонцюватих ґрунтів) і в зоні Лісостепу (для підтримувального вапнування чорноземних і темно-сірих опідзолених ґрунтів) (Б.С. Носко і ін., 1988; Стан родючості...,2001).

Необхідно підкреслити необхідність кальцію і для типових чорноземів, де до недавніх пор доцільність їхнього внесення в ці ґрунти навіть не розглядалася. Однак тривале екстенсивне використання цих ґрунтів обумовило зниження в них змісту обмінного кальцію. У сучасних умовах інтенсифікації землеробства, за дефіцитного балансу гумусу й переважного застосування азотних добрив цей процес підсилюється (Г.Я. Чесняк, 1973; за Б.С. Носко й ін., 1988; В.Д. Муха, 1979, і ін.). У зв'язку із цим у чорноземах типових значно підвищилася гідролітична кислотність. Якщо в 60-і роки минулого сторіччя до початку інтенсивної хімізації землеробства гідролітична кислотність чорноземів типових в основному була не більше 2 мг-екв. на 100 ґрунту, то в 80-і роки на більшості масивів цих ґрунтів вона досягла 3-4 мг-екв. на 100 г ґрунту, а в багатьох господарствах західних областей навіть 4-6 мг-екв. на 100 г ґрунту.

Періодичне (1 раз у 8-10 років) внесення кальцій-утримувальних речовин у нормі не нижче 3-4 т/га з розрахунком на CaCO_3 запобігає підкислення чорноземів типових і можливе погіршення їхнього структурного стану. Післядія цього прийому зберігається протягом 8-10 років (Б.С. Носко й ін., 1988).

У нашому досліді під дією гіпсу в чорноземі типовому також поліпшувалися фізичні властивості, мікроморфологічні характеристики ґрунту й агрегатів, зростав урожай (В.В. Медведєв і ін., 1986, табл. 35).

Зміна мікробудови, пор і агрегатів чорнозему типового за внесення гіпсу

| Показники | Строки визначення | Варіанти дослідю | |
|--|-------------------|---|--|
| | | N ₅₀ P ₅₀ K ₄₀ | N ₅₀ P ₅₀ K ₄₀ +гіпс 3 т/га |
| Структурно-агрегатний склад: | | | |
| агрегати розміром 10-0,25 мм | | | |
| за сухого просіювання, % | 3 | 60 | 75 |
| водостійкі агрегати, % | 3 | 39 | 48 |
| Коефіцієнт оформленості агрегатів | 3 | 0,30 | 0,40 |
| Видима пористість, % | 3 | 25 | 33 |
| Співвідношення мікро- і макроагрегаційних форм гумусу | 3 | 35:65 | 45:55 |
| Кількість неагрегованого матеріалу розміром <0,05 мм у порах, % | 3 | 15 | 8 |
| Щільність додавання, г/см ³ | 1 | 1,07 | 1,07 |
| | 2 | 1,22 | 1,16 |
| | 3 | 1,18 | 1,16 |
| Водопроникність, мм водн. ст. | 1 | 108 | 110 |
| | 2 | 174 | 247 |
| | 3 | 102 | 154 |
| Інтенсивність дихання, мг СО ₂ /м ² у годину | 1 | 330 | 298 |
| | 2 | 510 | 600 |
| | 3 | 290 | 340 |
| Урожай зеленої маси проса, г/м ² (% до контролю без добрив і без гіпсу) | 3 | 683 (118) | 1081 (158) |
| 1- на початку, 2- в середині, 3 – в кінці вегетації | | | |

7.12. Агролісомеліорація

В узагальнюючій роботі П.Г. Адерихіна й ін. (1983) відзначається позитивний вплив лісових насаджень і лісосмуг на структурний стан ґрунтів. Так, в 80-літніх насадженнях з дуба черешчатого вилужені чорноземи придбали високу агрегованість і водостійкість. Коефіцієнт водостійкості склав 0,63-0,87 для агрегатів більше 1,0 мм і 0,82-0,91 для агрегатів більше 0,25 мм. Чорноземи під лісосмугами за оструктуреності перевершували перелогові чорноземи. Звертає на себе той факт, що на ріллі вже в міру наближення до лісосмуги в орному шарі чорноземного ґрунту значно збільшується грудкуватість (з 18-28 до 44-46 %) і водостійкість агрегатів.

Аналогічні факти відзначаються в тій же роботі для ґрунтів під лісами на півдні України й у Молдавії, а також в умовах Донбасу після 10 років існування контурно-меліоративної системи землеробства (В.А. Зуза, 1998).

Тут же доречно згадати дані Н.А. Качиньського (1965) про надзвичайно високу оструктуреність ґрунтів під лісом, і ще більш ранні подібні зауваження В.В. Докучаєва (1883). Але це справедливо лише за умови достатнього або хоча б помірного зволоження. За нестачі вологи лісосмуги не тільки не здатні оструктурити ґрунт, але й взагалі випадають. Як помітив Н.А. Качиньський і ін. (1971), з'ясовуючи причини масового випадання лісосмуг на трасі Волгоград-Очеретин, лише там, де в лісосмугах був розвинений трав'яний покрив (хоча б з бур'янистих рослин), структурний стан ґрунтів поліпшувалося.

Загальною закономірністю впливу зрілих лісових насаджень на чорноземні ґрунти є відсутність процесів опідзолювання. Навпроти, підсилюється процес біологічної акумуляції азоту, фосфору, сірки, марганцю. Чорноземні ґрунти під лісовими насадженнями характеризуються високим умістом гумусу. За цього показника вони близькі до перелогових чорноземів, а в деяких випадках навіть перевершують їх.

Про це ж свідчать дослідження К.Б. Новосада (2001), що небезпідставно стверджує, що під деревним покривом формуються особливі чорноземи – підтип лісових чорноземів, які часто зустрічаються під лісами Лісостепу й особливо Степу і які не мають ознак опідзолювання.

Поселення деревної рослинності на чорноземних ґрунтах, як вказується в згаданій роботі П.Г. Адєрихіна й ін.(1983) не змінює основних рис гумусу, але викликає появу деяких особливостей у його якісному складі. У ґрунтах під давніми лісовими насадженнями в шарі 0-30 см збільшується вміст гумінових кислот, а в їхньому складі – рухомої фракції, що свідчить про посилення процесів гумусоутворення, а виходить, і процесів структуроутворення.

7.13. Структурна (технічна) меліорація

Структурна меліорація – це поліпшення фізичного стану ґрунту шляхом зміни її структури. Має порівняно широке поширення в інженерній геології й ґрунтознавстві. Застосовується для поліпшення здатності ґрунтів витримувати навантаження, усунення просадок й інших негативних властивостей, що зменшують міцність і довговічність будівельних конструкцій, зведених на ґрунтах. Перетворення структури здійснюється за допомогою фізичних, фізико-хімічних і фізико-механічних методів. Для цього застосовуються термічна обробка ґрунтів, уїдення в них різноманітних в'язких компонентів або добавок, що змінюють склад і співвідношення твердої й рідкої фаз ґрунту. Одержали поширення такі прийоми технічної меліорації як віброущільнення, кольматація, глинизація, цементация, силікатизация, вапнування, зміцнення ґрунтів полімерами (Г.И. Банник, 1976). Деякі із цих прийомів були випробувані в ґрунтознавстві. Найбільшу популярність одержали піскування, глинування, формування різноманітних прошарків у профілі ґрунту (так званих антифільтраційних екранів).

Збагатити піщаний ґрунт глиною, а глинистий – піском, і тим самим поліпшити структурний стан ґрунтів з потенційно несприятливими умовами для агрегації – дуже приваблива, але мало реальна з економічної точки зору ідея. Незважаючи на це в літературі можна знайти чимало наукових досліджень на цю тему (В.В. Бузмаков, 1975; А.Г. Гараев і ін., 1980; О.Я. Демідієнко і ін., 1980; Д.Г. Тихоненко й ін., 1983). Крім економічних сумнівів, виникало чимало інших, у тому числі про можливість процесу агрегації при змішуванні глини з піском. І цей сумнів цілком виправданий, якщо взяти до уваги, наскільки складні механізм і хімізм процесу агрегації в ґрунтах. Ще в кінці 19 століття Фадеєв і Вільямс намагалися одержати водостійкі агрегати шляхом змішування глини з піском, але нічого із цього не вийшло. Тільки додавання до суміші аміачної витяжки із чорноземного ґрунту привело до утворення структур, якоюсь мірою схожих на водостійкі природні агрегати.

До структурних меліорацій часто відносять відносно нові технології формування непроникних для вологи прошарків у днищах зрошувальних каналів, різноманітних сховищ (нафти, промислових і сільськогосподарських стоків, а також сховищ вологи місцевого стоку). Цю ідею висунув О.Н. Соколовський, а розвинули М.К. Крупський і О.Я. Демидієнко. Однак цей напрямок структурної меліорації ми розглядати не будемо, тому що в ньому передбачається не створювати структуру в ґрунті, а, навпроти, її руйнувати за рахунок дії натрієвих солей.

До структурних меліорацій можна віднести спосіб, коли ґрунт у процесі обробітку сепарують на окремі фракції, при цьому фракції агрономічно цінного розміру акумулюють у шарі, куди зароблюється насіння разом з добривами, забезпечуючи тим самим насінням найкращі умови для проростання й розвитку кореневої системи. Спосіб був реалізований нами за допомогою комбінованої машини порівняно простої конструкції. Ціль обробітку досягалася в такий спосіб. Ґрунт, підтятий лемешем, за допомогою напрямних дисків і копіювального механізму подавався до пристрою, що здатний сепарувати ґрунт. Одночасно під напором повітря сім'япровід укладав під леміш насіння. Ротор захоплював ґрунт, кришив і переміщав його ґратами. Агрономічно корисні агрегати, проходячи через зазори ґрат, покривали покладені в борозенку насіння. Ножі ротора, переміщаючись між прутами ґрат, очищали їх від ґрунту, рослинних залишків і переміщали великі грудочки в поверхневий шар. Обробіток завершувався прикочуванням.

Комбінована машина практично виключала із зони закладення насіння грудочки крупніші за 10 мм.

Тому що процес підйому шару і його сепарації здійснювався досить швидко, істотних втрат вологи не спостерігалось. Звичайно висіяні насіння накривали агрономічно корисними агрегатами, що зберігають вологу у внутріагрегатних порах. Крім того, прикочування забезпечувало щільний контакт насіння із ґрунтовими грудочками й додаткове надходження вологи з

піднасіньового прошарку. Все це забезпечувало швидке проростання насіння, розвиток коріння, надземної маси й формування врожаю. Переваги такого обробітку виявлялися на всіх фенологічних фазах розвитку рослини, починаючи із дружної появи сходів.

Комбінована машина пройшла повний цикл агрономічних і технічних випробувань і одержала позитивну оцінку, підготовлена необхідна документація для її серійного виробництва. Результати викладені в публікаціях і захищені рядом авторських свідоцтв (В.В. Медведєв і ін., а.с. 731914; 1069649; 1077588; 1168116; 1158063; 1202499; 1218943; 1431700; 1386063; 1416066).

Запропонований спосіб сепарації й акумуляції агрономічно найцінніших агрегатів відкриває можливості оптимізувати умови для проростання насіння і формування коріння не тільки в ґрунтах з високим потенціалом агрегації, але й у ґрунтах із трохи гіршими властивостями. У цілому структурна меліорація як спосіб поліпшення структурного складу орних ґрунтів, видимо, перспективний, але поки слабо розвинений напрямок в оструктурування й поліпшення фізичних властивостей ґрунтів.

7.14. Штучне оструктурування

Є дані, що вказують на високу агрономічну цінність агрегатів слабо оструктурених деградованих ґрунтів, утворених за допомогою штучних структуротворників. Їхня кількість у такому ґрунті після обробки структуротворників зростає, вони пористі, водостійкі, механічно міцні й навіть запас поживних речовин, наявний у них, вивільняється поступово й не є інгібітором для біологічного населення ґрунтів (Н.А. Качиньський, 1963). Не можна не відзначити величезної переваги штучних структуротворників у порівнянні із традиційними органічними речовинами - це можливість домогтися оструктурування ґрунтів практично відразу після внесення. Навіть найкращий для агрегації ґрунтів гній, що не втратив волокнистої будови, не може гарантувати такого майже миттєвого результату. Крім того, штучні структури можуть бути використані й в інших цілях – для

закріплення сипучих пісків, для боротьби з пилом на аеродромах, для закріплення дна й укосів каналів і т.і.

Починаючи з 30-х років минулого сторіччя й майже протягом 50-60 років, штучне оструктурювання було дуже популярно в СРСР, США, Німеччині. В останні десятиліття інтерес до них падає.

У якості речовин, що склеюють ґрунт, випробувані різноманітні продукти природного й штучного походження, а також відходи виробництва. Найбільшу ефективність показали полімери виробництва американської фірми Monsanto, синтезовані спеціально для цілей агрегації ґрунтів. Будучи внесеними в ґрунт навіть у малих кількостях (0,05-0,1 % до маси ґрунту), вони поліпшують структурний стан слабо структурних ґрунтів.

Становить інтерес апробувати з метою поліпшення деградованих чорноземів легко- і середньосуглинкового гранулометричного складу полімерні гідрогелі, що сильно набухають. Як показано в роботі Н.Б. Садовникової і ін. (2012), додані до грубодисперсного ґрунту вони здатні істотно поліпшити їх водоутримну здатність, ґрунтово-гідрологічні константи, діапазон доступної вологи, і що особливо важливо, характеристики порового простору.

Високу ефективність штучного структуроутворення довели О.М. Грінченко й ін. (1959), обробляючи зразки лесу «анаеробним» і «гідролізованим» гумусом. Перший з них був отриманий при розкладанні маси сіна в анаеробних умовах, другий – при обробці бобово-злакової травосуміші розчином гідролізата в присутності антисептика. Отримані агрегати мали переважно агрономічноцінні розміри й високу водостійкість. Правда, для їхнього формування треба було багато часу – близько 30 місяців. Автори своєю роботою підтвердили відомі положення, які довів О.Н. Соколовський, про роль глини, кальцію й органічної речовини як необхідних факторів утворення повноцінної структури. Адже карбонатний лес і свіжа органічна речовина містили названі компоненти. У всіх інших варіантах дослідів, коли один з названих факторів був відсутній, агрегати не

формувався або були помилковими (неміцними й неводостійкими). Органічна речовина активно просочувала агрегати, а потім після її ренатуралізації сприяла їхньому закріпленню. Характерно, що гумус, отриманий в аеробних умовах, не сприяв агрегації (він просто повністю розкладався протягом експерименту), так само як різні схеми змішування лесу з водою.

Таким чином, штучне оструктурування може виявитися успішним, якщо буде відтворювати природні умови агрегації, або, принаймні, зможе якимось чином заповнювати відсутні фактори агрегації.

Якщо надалі будуть отримані штучні структуротворники за доступною ціною, що характеризуються високою структуротворною активністю при внесенні в ґрунт у невеликих (не більше 0,5-1,0 т/га) і стійкістю створених агрегатів у часі, є всі підстави очікувати реанімації інтересу до них. Адже об'єктів для вигідного їхнього використання для поліпшення деградованих ґрунтів скільки завгодно, наприклад, для боротьби з кіркою, прискорення розуцільнення переуцільнених ґрунтів, підвищення стійкості поверхні при поливах і т.і.

7.15. Фітомеліорація

Добре відомо, що чим довше ґрунт перебуває під травами, тим краще його структурність після обробітку й відповідно кращі фізичні умови. Ідея відновлення фізичних властивостей ґрунту за допомогою корневих систем трав покладена в основу травопільної системи землеробства В.Р. Вільямса, а знедавна нульового обробітку ґрунтів. Треба, однак, підкреслити, що якщо в умовах Воронежської області (заповідник «Кам'яний степ») структурність чорноземного ґрунту вже на 5-ий рік перебування під травами поліпшувалася більш ніж в 2 рази (П.В. Вершинін, 1959; рис. 7.15.1), те в умовах темно-каштанового суглинного ґрунту після приблизно такого ж строку росту трав ефект значно менше (М.І. Савінов, 1936, табл. 36). Причина зовсім зрозуміла – різні умови росту й розвитку корневих систем трав через неоднаковий режим зволоження.

Точно також при залишенні на полі постійного рослинного покриву, як того вимагає нульовий обробіток, тільки наприкінці перехідного періоду, тобто, через 4-5 років, у багаторічних дослідках у Франції стає відчутною дія корневих систем на щільність і структуру ґрунтів (В.В. Медведєв, 2010).

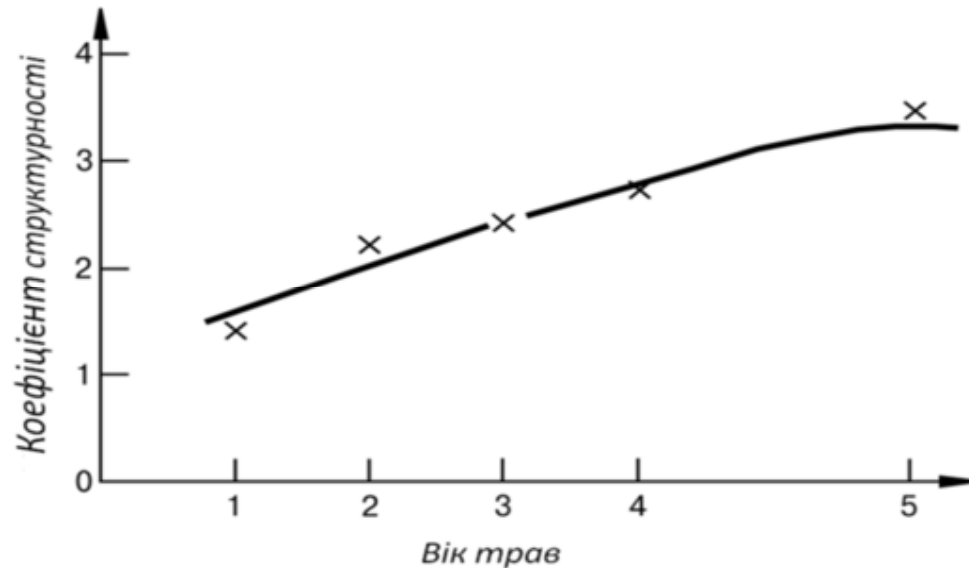


Рис. 7.15.1. Структурний склад чорноземного ґрунту під багаторічними травосумішами:

1 – овес із підсівом трав, 2,3,4,5 – трави відповідно 1, 2, 3, 4 і 5 років користування

Таблиця 36.

Структурний склад темно-каштанового суглинкового ґрунту під коріннями трав (в % до маси ґрунту)

| Поле | Діаметр фракцій, мм | | | | | | Коефіцієнт структурності |
|------------------------------|---------------------|------|------|-------|-----------|-------|--------------------------|
| | >10 | 10-3 | 3-1 | 1-0,5 | 0, 5-0,25 | <0,25 | |
| 4-х літній пар | 48,6 | 13,6 | 12,1 | 13,1 | 5,8 | 6,8 | 0,8 |
| 4-х літня люцерна з житняком | 36,7 | 20,0 | 19,9 | 10,3 | 7,1 | 6,0 | 1,3 |

Як ми демонстрували вище, ґрунт здатний відновлювати структуру, якщо його просто залишити в спокої й не обробляти або навіть, якщо інтенсивний обробіток змінити на менш інтенсивний мінімальний й тим більше нульовий. Напевно, причина полягає в тому, що механічний

обробіток є потужним чинником дестабілізації структурного стану. Постійні механічні розпушування, що супроводжують сучасну систему землеробства, гальмують хід процесів агрегації. Вони підсилюють аеробіоз, а разом з ним активізують діяльність відповідної мікрофлори й прискорюють мінералізацію органічних речовин. Нема сумніву в тім, що ця руйнівальна сторона механічного обробітку незрівнянно сильніша її агрегувальної здатності. Якщо вже зовсім точно, то ніякої агрегувальної здатності у механічного обробітку немає й бути не може. Механічний обробіток лише реалізує потенційні можливості до агрегації самого ґрунту, та й то, якщо проводиться за вологості фізичної спілості. Формування агрономічно корисної, механічно міцної, водостійкої і пористої структури залежить від зовсім інших факторів. Обробіток може утворити такого роду структуру, якщо в ґрунті гармонійно сполучається наявність тонкодисперсної органічної й мінеральної частин, а також полівалентних катіонів. Саме взаємодія цих обов'язкових компонентів формує структуру, що при обробітку розпадається на окремі структурні окремоті. Якщо ж у ґрунті немає умов для формування такої структури, то один лише обробіток не здатний її сформувати. Саме, навпроти, у ґрунті з недостатньо вираженим структурним станом після обробітку можуть утворитися лише брили або пил.

Здатність ґрунту відновлювати структуру під травами відома надзвичайно давно, відтоді, коли виснажений ґрунт стали виводити з обробітку й залишати його в перелозі (так звана перелогова система землеробства). Звичайно, фактором агрегації при цьому виступають кореневі системи й позитивний баланс гумусу.

Не можна не відзначити, що цей древній спосіб відновлення структури продовжує залишатися актуальним і в наші дні, коли деградація структури внаслідок дефіцитного балансу органічної речовини й кальцію, інтенсивних методів обробітку, ґрунтовиснажливих сівозмін і інших причин стає дуже широко розповсюдженим явищем. На цьому тлі можливості підтримувати структуру активними способами надзвичайно обмежені. Тому виведення

частини деградованих ґрунтів з ріллі й залишення їх під заростання (ренатуралізація) або залуження багаторічними травами можна розглядати як ефективні способи. Як приклад розглянемо питання формування структури під травами під час біологічного етапу рекультивації земель.

Формування структури з одночасною трансформацією кількісного і якісного складу органічної речовини фактично із самого початку процесу ґрунтоутворення вдалося простежити на модельному полігоні в Харківській області, закладеному Л.В. Єстеревскою в 1986 р. На полігоні проводяться дослідження динаміки ґрунтоутворних процесів на техногенних ґрунтах, придатних для фіторекультивації, за участі бобово-злакової травосуміші. У цей час роботи на полігоні проводить А.Ф. Момот (В.О. Забалуєв і ін., 2004).

Усього було закладено п'ять моделей: 1 – літозем лесовий; 2 – літозем змішаний (лесовидний суглинок + пісок у співвідношенні 1:1); 3 – літозем змішаний (червоно-бура пліоценова глина + пісок 1:1); 4 – ґрунтозем комбінований – шар 0-40 см (суміш гумусованого субстрату + лес 1:1), покладений на лес (40-60 см) і підстелений відвальною сумішшю нефітотоксичних порід; 5 – ґрунтозем комбінований – шар 0-40 см із гумусованого субстрату підстелений відвальною сумішшю нефітотоксичних порід.

Результати дослідження оструктуреності на 17-й рік функціонування полігону показують, що найбільш активно процеси агрегації протікають на літоземах, однак абсолютні показники оструктуреності й водостійкості залишаються більш високими на моделях з насипним гумусованим шаром.

У дослідженнях були оцінені зміни кількості і якості гумусу, а також розрахована його агрегувальна здатність. Остання величина була отримана шляхом віднесення величини агрегованості до 1 % гумусу. Вони показали, що агрегувальна здатність гумусу була істотно вищою на ґрунто- і літоземах лесового складу в порівнянні з літоземами глинисто-червоно-бурими опіщаними.

У цілому, за 17 років моделі, незважаючи на їх різний якісний склад,

демонструють досить високий рівень агрегації, порівнянний з агрегованістю суміжних зональних ґрунтів. Все це свідчить про ефективність відновлення структури методом виведення ґрунтів з ріллі, або під залуження, або просто шляхом залишення під заростання (ренатуралізацію).

В.Р. Вільямс (1940) і майже одночасно з ним П.А. Костичев (1940, за публікацією 1951) відзначали, що грудкувата (зерниста) водотривка структура в природних умовах створюється під покривом багаторічних бобових і пухкокущових трав. Із цього постулату були розвинені положення про те, що для підтримки структури в умовах сільськогосподарського використання в сівозміні обов'язково повинні бути присутніми бобово-злакові травосуміші. Це найважливіша й чи не єдина умова оструктурування, відновлення й підвищення їхньої родючості (поряд, звичайно, з органічними добривами, значення яких для «пожвавлення» біологічних процесів у ґрунті також підкреслював В.Р. Вільямс).

У наступні роки вивченню впливу різних сільськогосподарських культур і різних сівозмін на структурний склад ґрунтів присвячені численні дослідження. Пріоритет у цьому питанні належить О.Г. Дояренко, Г.А Павлову, Ф.Ю. Гельцер, Н.І. Савінову, які проводили свої роботи в першій третині ХХ століття. У їхніх дослідженнях була підтверджена концепція В.Р.Вільямса про велике значення багаторічних трав у створенні структури, а виходить, і сприятливих фізичних властивостей ґрунтів підзолистого типу. Однак, у чорноземах (у лісостепових й особливо в степових умовах) через нестійкий режим зволоження й невисокі урожаї відношення до багаторічних трав не було настільки одностаїним.

Багатьма дослідниками (Т.С. Мальцев, К.Е. Бурзі й інші) підкреслювалася роль однолітніх культур в оструктуруванні ґрунтів. Але тут, видимо, варто визнати правильною точку зору Н.М. Тулайкова (1963) про те, що значення сільськогосподарської культури в поліпшенні фізичних властивостей ґрунту тим вище, чим більше маса, що накопичується цими культурами, більше післязбиральних (надземних і підземних) залишків.

Багато уваги вивченню цього питання приділив Н.А. Качинський (1963). Зокрема, він підтвердив, що дійсно бобово-злакова травосуміш, а з бобових люпин і люцерна мають кореневу систему, що за масою переважає кореневу систему льна, вівса, жита, пшениці й особливо досить слабку кореневу систему картоплі й буряку, якщо не брати до уваги їхні коренеплоди. Отже, як справедливо думає Н.А. Качинський, ці рослини, як і трави, будуть оструктурювати ґрунт у ризосфері за рахунок діяльного перегною, що утвориться після розкладання коріння, а також внаслідок розленувальної дії їхньої густої мережі. У середньому на 1 га західнопередкавказького чорнозему до глибини 2 м у період цвітіння рослин знайдено корінь пшениці 5 т, дворічного перелогу 6,61 т, кукурудзи 7,18 т, люцерни 8,51 т. Н.А. Качинський звертає увагу на принципову різницю в оструктурювальній здатності між однолітніми й багаторічними рослинами. Однолітні рослини до періоду плодоносіння концентрують всі поживні речовини – білки, вуглеводи, жири – у репродуктивних органах, у зерні й насінні. У стеблах і коріннях їх до цього часу залишаються переважно деревинні залишки. При загортанні ж багаторічних трав заорюють живі коріння й кореневища, поживні живі рештки стебел і бруньки поновлення, що містять значну кількість білків, вуглеводів, інших пластичних з'єднань і поживних речовин. Особливо це відноситься до бобових рослин – конюшині, люцерні, сераделлі, еспарцету, люпину, на коріннях яких поселяються азотфіксуючі бульбочкові бактерії. Варто також пам'ятати, додає Н.А. Качинський, що бобові трави, особливо конюшина й люцерна, кальцієфіли. концентруючи кальцій у своїх коріннях і стеблах, при загортанні збагачують ними орний шар, що дуже важливо на кислих ґрунтах. На рис. 8.15.2 і 8.15.3 наведені деякі з даних Н.А. Качинського про водоміцну ґрунтову структуру, визначену за методом Фадеєва-Вільямса й, що формується під різними культурами на чорноземі звичайному й дерново-підзолистому ґрунті.

В умовах сучасного інтенсивного використання чорноземів,

застосування різних спеціалізованих сівозмін, що здобувають нерідко характер монокультури (наприклад, у структурі посіву на чорноземах південних частка озимої пшениці може досягати 70 %, а частка соняшника в 30-35 %) вивчення впливу різних сільськогосподарських культур на зміну структурного складу й ґрунтово-фізичних умов життя рослин одержує новий зміст.

Вплив окремих культур простежено протягом декількох років у типових сівозмінах. На жаль, у нас поки відсутні дані про вплив на структурний склад ґрунтів соняшника. Можна лише послатися на дослідження Н.А. Качиньського (1963), що встановив, що кількість корінь соняшника в період цвітіння трохи перевищує їхню кількість у пшениці й лише дещо уступає люцерні другого року користування. Найбільшу позитивну дію на агрофізичні властивості робить культура суцільної сівби – озима пшениця.

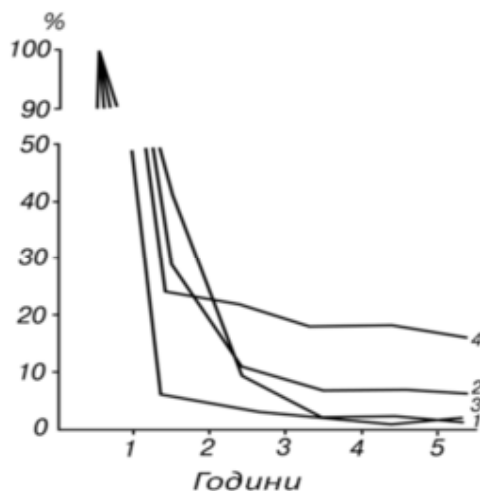


Рис. 7.15.2. Водостійкість структури дерново-підзолистого легкосуглинистого ґрунту:
 1 – жито; 2 - ліс листяний; 3 - конюшина+тимофіївка 1-го року використання; 4 - конюшина+тимофіївка 2-року використання

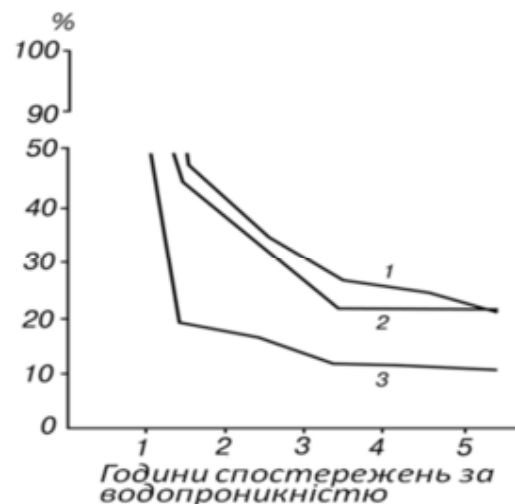


Рис. 7.15.3. Водостійкість структури чорнозему звичайного легкосуглинистого:
 1 – лісосмуга; 2 – люцерна 3-го року; 3 – жито

Уже навесні під цією культурою структурно-агрегатний склад і щільність будови (1,1-1,3 г/см³ оптимальний діапазон) краща, ніж під іншими культурами. Надалі в міру її розвитку структурно-агрегатний склад продовжує поліпшуватися (крім чорнозему Харківської області), причому дія озимої пшениці дещо уступає дії гною, а щільність будови залишається в оптимальних межах. Кукурудза, цукровий буряк і картопля протягом вегетації також трохи поліпшують структурно-агрегатний склад, але значно менше, ніж озима пшениця. Щільність будови під дією культур до кінця вегетації досягає 1,35 г/см³. Під чорним паром перераховані показники гірші, ніж під просапними культурами. Отже, небажано (в аспекті агрофізичних властивостей і режимів, крім не розглянутого тут водно-повітряного режиму) чорноземи залишати без рослинності в умовах чорного пару. Відзначене багатьма дослідниками посилення мікробіологічної діяльності (Є.З. Теппер, 1976), очевидно викликає втрати органічної речовини, диспергацію чорноземів і, як наслідок, погіршення їх агрофізичних властивостей і режимів.

Деяке погіршення агрофізичних властивостей ґрунтів під просапними культурами в порівнянні з озимою пшеницею відбувається в результаті використовуваних для їхнього вирощування механічних обробітків, прискореного розкладання органічних речовин, що залишають на полі ці культури. Тому, якщо в сівозміні переважають просапні культури, необхідно усувати їхній несприятливий вплив на фізичні властивості. За даними І.Г. Захарченко й ін. (1963), на підставі багаторічних дослідів на чорноземах встановлено, що за будь-якого насичення сівозмін можна підтримувати постійний вміст гумусу (і, отже, структури й фізичних властивостей), збільшуючи дози органічних добрив.

Вище ми розглянули вплив польової культури на формування ґрунтової структури в процесі її вирощування. Якщо точніше, мова йшла про поєднаний вплив на зміну структури кореневих систем рослин, а також механічних і хімічних технологічних операцій. Проте цікаво вивчити вплив

на структуру різних рослин після їх приорювання як сидеральних покривних культур. З огляду на те, що хімічний склад рослин, також як і швидкість їхнього розкладання в ґрунті, досить індивідуальні, можна чекати їхньої різної участі в процесах агрегації. У СРСР подібні дослідження, хоча й були досить популярні, все-таки обмежувалися вивченням впливу рослинного матеріалу на формування кількості і якості органічних речовин. Структурний склад ґрунту при цьому вимірювали рідко. Для демонстрації отриманих результатів скористаємося роботою G.M. Browning et al. (1941). Водостійкість агрегатів (методом Ioder) досліджували після 30-добової експозиції середньосуглинкового ґрунту з 1, 2, 4, 6 і 8 т/акр цукрового очерету, люцерни, жита + вики й соломи пшениці. Отримані результати оброблені методом регресійного аналізу й представлені на рис. 8.15.4.

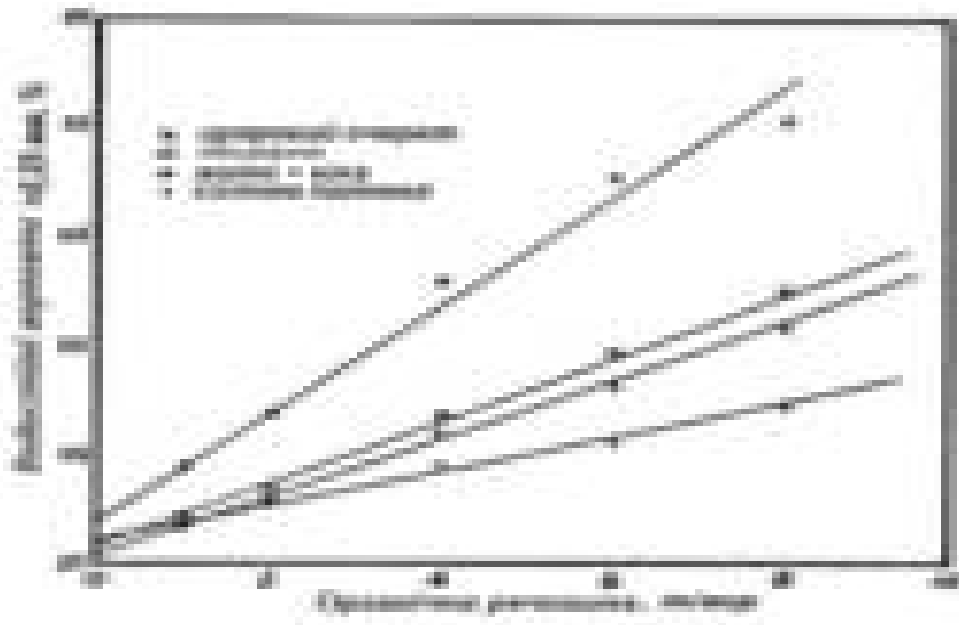


Рис. 7.15.4. Регресійні залежності зміни водостійкості ґрунтової структури від внесення різних органічних матеріалів

Розраховані при цьому коефіцієнти регресії розглядалися як нормативні параметри збільшення водостійкості структури крупніше 0,25 мм на одиницю рослинного матеріалу. Найбільше збільшення – 4,87 % / т рослинного матеріалу виявилось в цукрового очерету, далі розташувалися

люцерна, жито+вика й солома пшениці – відповідно 2,88; 2,44 і 1,48 % / т.

Не можна не відзначити, що між дослідженими показниками спостерігалася прямолінійна залежність (принаймні, у вивченому діапазоні значень), причому найімовірніше вона подібна залежності агрегації від маси кореневих залишків (хоча на цей рахунок ми маємо лише побічні докази).

7.16. Електромеліорація

Електромеліорація – спосіб меліорації засоленого ґрунту за допомогою електричного току, розроблений під керівництвом О.Ф. Вадюніної на кафедрі фізики й меліорації ґрунтів МГУ. Електрондування сьогодні це одночасно й діагностика стану ґрунту й потреби в меліорації за допомогою дослідження її електричних властивостей. Одним з побічних ефектів електромеліорації (а в контексті нашої книги, можливо, більш цікавим) є вплив електричного току на структурний стан ґрунту. За даними О.Ф. Вадюніної (1968), після пропущення постійного електричного току через водонасичений ґрунт і підсихання його формуються міцні структурні окремоті. Спочатку формуються тиксотропні структури, потім зі збільшення щільністю електричних зарядів досить надійною експонентною моделлю. Також важливо, як відзначає автор, що цілинні й орні ґрунти мають різні електричні профілі й стаціонарні електричні поля (СЕП). Правда, параметри СЕП у чорноземах трохи нижчі, ніж у гідроморфних ґрунтах. Легко прогнозувати, що дані систематичного електричного зондування *in situ* у рамках моніторингу можуть бути застосовані з метою обґрунтування електромеліорації ґрунтів. Тим більше, що відповідний прилад, що відповідає сучасним вимогам, для виміру електричних параметрів ґрунтів (опору, електропровідності й потенціалів) розроблений. Це Landmapper-03, здатний проводити виміру в автоматичному режимі, портативний і автономний. Прилад постачаний накопичувачем даних. Час виміру 3-4 сік.

У контексті даної книги доречно згадати про новий спосіб очищення забрудненого ґрунту від важких металів Він заснований на осадженні важких металів, що перебувають у ґрунтового розчині на катоді або аноді (залежно

від знака заряду іона). Експериментальні результати показали, що Zn, Cu, Cr, Cd, Pb можуть бути вилучені зі штучно забрудненого ґрунту легкого гранулометричного складу з ефективністю більше 90 %. Ефективність очищення залежить від тривалості обробки. Крім того, на ефективність очищення впливає реакція середовища й локальних умов (відстань від аніонообмінної мембрани й кількість металу, що звільняється різними фракціями ґрунту). Однак електромеліорація є досить дорогим способом (Н.Н. Бушуєв, 2007).

7.17. Подолання фізичної деградації в поверхневому прошарку і у профілі ґрунту

Для зменшення небезпеки прояву негативних наслідків кірки варто використовувати:

- поверхневий обробіток зубовими ґрунтообробними робочими органами (підбір знарядь, число їхніх проходів і інші технологічні прийоми слід уточнювати залежно від міцності кірки);

- гребневий посів, на тлі якого ймовірність утворення кірки зменшується, і, крім того, у цих умовах, навіть якщо формується кірка, її міцнісні параметри такі, що проростки її відносно легко долають;

- намочування насіння перед сівбою, що прискорює їхнє проростання й формування коріння;

- висівання сортів рослин з підвищеною енергією проростання насіння, або підвищеними нормами;

- підтримувати верхній шар ґрунту в стані найменшої вологості (зрозуміло, ця рекомендація здійсненна в умовах зрошення або там, де є можливість агротехнічними засобами підтримати цей рівень зволоження, за якого проростки легко долають кірку);

- пряма сівба і мульчування (помітимо, що при використанні технології нульового обробітку виникнення кірки стає неможливим);

- підсівання трав після збирання врожаю в попередньому році й

використання їх для мульчування цього року;

– гіпс, а також меліоранти, що містять сірку, які ефективні у зменшенні ймовірності утворення кірки.

Крім того, ефективними профілактичними прийомами в подоланні кірки служать технології, що передбачають внесення органічних добрив і кальцієвих меліорантів, а в подоланні плужної підшви – періодичний (хоча б один раз за ротацію сівозміни) глибокий чизельний обробіток, бажано за технологією точного землеробства. Останнє, як встановлено нами, є доцільним, тому що плужна підшва не має суцільного характеру й приурочена до знижень поля або до його країв.

7.18. Зниження загрози геоекоаномальних проявів

Небезпека геоекоаномальних проявів знижується за рахунок виконання першочергових і перспективних заходів. Так, серед останніх для зменшення негативних наслідків вулканічної й неотектонічної діяльності потрібно відповідним чином організувати землеробську територію. Це стосується будівництва державних споруд, особливо таких, як атомні електростанції, курортно-санаторні комплекси й інші, а також при моніторингу земель, ґрунтів і інших природно-господарських об'єктів. Потрібно змінити структуру угідь. Комплексні ґрунтові обстеження доцільно проводити в масштабі 1:5000 (або 1:1000) один раз в 8-10 років.

Карст, що діють зсуви, мочари, лавини й осипи потрібно враховувати при розміщенні сільськогосподарських угідь, при будівництві житлових і господарських споруджень, шосейних доріг, гідро- і атомних електростанцій, санаторно-курортних комплексів і інших.

Мочари й діючі зсуви – на таких масивах потрібно посадити ліс, на невеликих площах – залужити. Позитивні результати щодо цього дають водозбірні колодязі, свердловини з відводом води, а також закритий дренаж.

Рациональне використання западин і подів з метою землеробського їхнього освоєння неможливо без запобігання водорегулювальної меліорації. Але це прийом необхідно здійснювати з урахуванням можливих негативних

змін в екології прилеглих територій.

З метою припинення ерозії соляні куполи доцільно використовувати під деревні посадки. Хімічна меліорація можлива лише на високих позиціях.

7.19. Організаційні заходи

За допомогою згаданих вище заходів попередити, а там, де в цьому є необхідність, і подолати, деградацію ґрунтів цілком можливо. Для цього необхідні погоджені зусилля державних інститутів і землекористувачів. У простого обивателя може скластися тверде переконання в тім, що наміри держави в цьому напрямку наполегливі й послідовні. Досить лише нагадати, що в Україні за роки незалежності прийняті численні законодавчі ґрунтоохоронні документи. Це й Земельний кодекс, і Закони про охорону, оцінку земель, їхній контроль й раціональне використання. У цій низці особливого згадування заслуговує Закон про плату за користування землею, у якому передбачені джерела ресурсів і порядок їхнього використання винятково з метою підвищення родючості ґрунтів, зрозуміло, включаючи питання подолання деградації. Варто згадати також інші закони (про охорону навколишнього природного середовища, про землеустрій, про науково обґрунтовані сівозміни), Постанови Ради національної безпеки й оборони про стратегію збалансованого землекористування, Постанови Кабінету Міністрів, Мінекології, Мінсільгоспу і продовольства, у яких також згадані питання охорони ґрунтів і їхньої родючості. Наміри й потреби раціонального (бездеградаційного) використання земель України в цілому й окремих її регіонах визначені в загальнодержавних програмах економічного, науково-технічного, соціального, національно-культурного розвитку, інших програмах і схемах розвитку різних галузей економіки. Передбачено, з урахуванням критичного стану ґрунтів і земель сільськогосподарського призначення, здійснення заходів щодо підвищення родючості ґрунтів, зокрема, підвищення рівня застосування добрив до оптимальних норм і співвідношень, проведення хімічної меліорації ґрунтів у науково обґрунтованих обсягах, термінах і дозах, впровадження елементів біологізації

землеробства, ресурсо- і енергозберезувальних технологій відтворення родючості ґрунтів і ведення землеробства на сучасній науковій основі.

На цьому досить сприятливому тлі здається дуже нелогічна наявність численних проблем незадовільного стану ґрунтового покриву в країні, у тому числі на чорноземах, які по праву є гордістю країни, основою її сьогоденного й майбутнього добробуту. Причини такого положення досить добре відомі (Національна доповідь..., 2010; Стратегія збалансованого розвитку, відтворення й управління ґрунтовими ресурсами, 2012). Залишається лише перелічити організаційні заходи, які здаються нам необхідними:

- прийняти, нарешті, Верховною радою країни Національну програму охорони ґрунтів і їхньої родючості. Для України, де в ґрунтовому покриві поширені й поступово підсилюються різноманітні ґрунтово-деградаційні процеси, має стати правилом приймати, підтримувати й жорстко контролювати довго – і короткострокові, першочергові й перспективні (на додаток і розвиток національної програми) регіональні, обласні, районні програми, програми в кожному сільськогосподарському підприємстві – з метою збереження й відродження унікального ґрунтового покриву країни;

- у програмі варто визнати, що не тільки криза і явно невдала земельна реформа, у якій не найшлося й слова в підтримку родючості ґрунтів, але й невміння влади оптимізувати взаємини в аграрному комплексі послужили причиною численних недоліків – технологічних, організаційних, соціальних, економічних, екологічних. Адже закони про охорону земель існують, але не виконуються, раціональні технології розроблені, але не впроваджені, зразкові господарства існують майже в кожній області, але їхня кількість не збільшується, методи ефективного господарювання в умовах посухи, перезволоження, кислих або лужних ґрунтів відомі, а меліоративні системи закинуті. У сільському господарстві величезна кількість проблем, аграрна сфера поступово руйнується й взагалі зникає, а держава замість використання термінових мір пасивно спостерігає;

– в умовах приватної власності на землю значно зростає роль суспільної підтримки, що забезпечується за рахунок участі організацій, союзів, засобів масової інформації.

У країні необхідно орієнтувати зусилля органів державної й місцевої влади, а також власників землі й землекористувачів на охорону земель, підвищення культури землеробства, якості еколого-виховної роботи, впровадження заходів щодо меліорації ґрунтів, виконання протиерозійних, агротехнічних, культуртехнічних заходів, створення полезахисних лісосмуг;

– екологічно й економічно стійке землекористування й науки (землеробство, землеустрій, ґрунтознавство, агрохімія, меліорація й інші), які сприяють його ефективному розвитку, найближчим часом повинні реально стати стратегічним напрямком розвитку АПК України. У програмі обов'язково потрібно звернути увагу на всіляке сприяння науковому забезпеченню аграрного комплексу. У такій же мірі це ж стосується й підготовки кадрів для села з урахуванням сучасних значно підвищених вимог, кадрів, здатних ефективно працювати в нових ринкових умовах;

– у програмі передбачити організацію на сучасному методологічному рівні моніторингу ґрунтового покриву для одержання об'єктивної оцінки його стану, у тому числі деградованих і мало продуктивних ґрунтів з метою об'єктивізації вирішення всіх наступних питань їхнього використання й охорони;

- у програмі передбачити як першочергове завдання відновлення картографічних і аналітичних матеріалів про ґрунтовий покрив країни, створення й підтримку відповідної інформаційної бази даних із залученням до неї всіх наявних матеріалів;

- передбачити в програмі підтримку дослідження й впровадження нових ґрунтоохоронних технологій, адаптованих до ґрунтово-кліматичних і господарських особливостей країни й спрямованих на збалансований розвиток ґрунтів і зменшення проявів деградації - мінімальних, підтримувальних, консервативних, нульових і інших технологій, а також

нових ґрунтоохоронних технічних засобів;

- передбачити в програмі надання землекористувачам субсидій, пільгових банківських кредитів і інших пільг для впровадження ґрунтоохоронних технологій;

- викоринити раз і назавжди сформовану практику щорічного скасування Верховною радою нецільового використання коштів, зібраних відповідно до Закону про плату за землю для підвищення родючості ґрунтів, що фактично побічно сприяє поступовому розвитку деградаційних процесів у ґрунтах, зниженню їх потенційної й фактичної продуктивності. Переглянути в Законі ставки податків і привести їх у відповідність із об'єктивною оцінкою (бонітетом) ґрунтів, наявністю й станом деградованих і малопродуктивних земель. При оподатковуванні врахувати витрати, раніше понесені землекористувачем на підвищення родючості ґрунтів;

- передбачити в програмі контроль і механізми дотримання землекористувачем ґрунтоохоронних законів, аж до позбавлення права власності на земельну ділянку у випадку їхнього постійного ігнорування;

- передбачити в програмі компенсацію землекористувачеві за невикористання (або часткове використання) їм деградованих і малопродуктивних земель (якщо буде потреба їхньої консервації). Із цією метою розробити регіональні нормативи оцінки (бонітування) деградованих і малопродуктивних земель, що підлягають виведенню з ріллі;

- передбачити в програмі формування спеціального фонду підтримки землекористувачів, які ведуть сільськогосподарське виробництво на землях гіршої якості – деградованих і малопродуктивних землях;

- у випадку скасування мораторію на купівлю/продаж земель сільськогосподарського призначення передбачити спеціальний порядок оцінки деградованих і малопродуктивних земель. Обов'язково врахувати в ціні таких земель не тільки їх продуктивні, але й екологічні функції.

7.20. Проекти нових антидеградаційних стандартів і агровимог

Викладені в інформаційній довідці результати досліджень дозволили обґрунтувати (на додаток до чинних) деякі нові стандарти й агровимоги, що обмежують механічне завантаження на ґрунт, що знижують імовірність прояву деградації ґрунтів і оптимізують умови росту й розвитку надземної й підземної частин рослин:

- норматив сумарного припустимого тиску машинно-тракторного агрегату на ґрунт протягом вегетаційного періоду, включаючи передпосівний обробіток ґрунту, сівбу, внесення добрив, догляд за рослинами й збір урожаю;

- кут атаки й число робочих поверхонь ґрунтообробних знарядь, які створюватимуть в процесі обробітку контактний тиск на ґрунт, що відповідає механічним властивостям агрегатів агрономічно корисного розміру – структурної зв'язності, міцності, зчепленню й опору зрушенню;

- норматив, що визначає зусилля, з яким робочий орган ґрунтообробного знаряддя впливає на ґрунт, не повинен перевищувати опору ґрунту кришеннюза обробітку ґрунту у фізично спілому стані;

- норматив, що визначає зусилля, з яким ґрунтозачіпних ходових систем будь-яких МТА, або робочий орган ґрунтообробного знаряддя, що впливає на ґрунт, не повинен перевищувати опору ґрунту зминанню й роздавлюванню;

- регіональні діапазони вологості ґрунтів (з урахуванням їх типу й гранулометричного складу), що забезпечують умови оптимального кришення й гарантують мінімальні витрати ресурсів на обробіток ґрунтів;

- регіональні параметри щільності будови у піднасінневному прошарку (з урахуванням вимог культури, що висівається), що встановлюють необхідність його розуцільнення;

- регіональні параметри твердості ґрунтів у плужній підошві, що встановлюють необхідність її розпушування;

- міцнісні параметри кірки, що визначають вибір агрегату для її руйнування;

– структурний склад (оптимальне співвідношення агрегатів агрономічно корисного розміру) у насіннєвому прошарку для прискорення проростання насіння і поглиблення корневих систем рослин;

– регіональні параметри оптимальної щільності будови посівного шару з урахуванням типу ґрунтів, їх гранулометричного складу й вимог рослин.

7.21. Екологічний імператив

Екологічний імператив стосовно ґрунту означає систему поглядів, відповідно до яких дбайливе і турботливе відношення до ґрунту стає внутрішньою потребою, основою високоморальної і етичної поведінки. У діяльності людини, що має відношення до ґрунту, повинні бути виключені будь-які дії, що шкодять йому. Це стосується фермера, керівника, і тим більше вченого, що розробляє рекомендації з використання ґрунту. Ці люди повинні добровільно керуватися системою заборон і обмежень, не переступати граничні норми, здатні послабити функціонування ґрунту і привести його до необоротних змін. У багатьох учених особливо молодого покоління, розрахунок відверненого екологічного збитку (наприклад, на тлі застосування протиерозійних заходів) вважається істотним внеском в екологічну ефективність). Зрозуміло, це важлива оцінка, але вона лише частково відповідає екологічному імперативу. Останній вимагає, щоб екологічній оцінці завжди віддавали перевагу, така оцінка є своєрідним параметром оптимізації, заради якого варто підкорити всі свої дії. Саме ця оцінка повинна стати провідною, тому що вона сприяє стійкості ґрунту як тіла природи, відповідального за стійку продуктивну, екологічну і соціальну функції.

Особливо важливе розуміння екологічного імперативу для політичних лідерів, від дій яких часто залежать долі ґрунтів і людей, що проживають на них. Жаль, але в діячів, причетних до земельної реформи, явно були відсутні уявлення про екологічний імператив. Взяло гору бажання швидко одержати ефект на шкоду родючості ґрунтів. Головний прорахунок ініціаторів земельної реформи був у тім, що введення ринкових відносин в агросферу

не було погоджено з економічним рівнем держави і технологічним рівнем тодішнього села. У результаті баланс між екологічною свідомістю і економічним прагненням був порушений.

«Ґрунт - парабіотичне (майже живе) тіло». Ці надиво точні слова О.Н. Соколовського, насамперед, означають необхідність ставлення до ґрунту як живому тілу. Часто, на жаль, дуже часто, господарська діяльність людини вступає в протиріччя із принципами екологічного імперативу. Лише екологічно вірна свідомість, тобто, розуміння закономірностей розвитку ґрунтів повинна зупинити непомірне бажання землекористувача домогтися високого результату за рахунок майбутнього добробуту ґрунту. На закони природи необхідно зважати. Використовувати ґрунт можна лише так, щоб не порушити його здатність підтримувати свої характерні (модальні) характеристики. Всі випадки необоротних змін ґрунтів, пов'язані з погіршенням властивостей і режимів, є результатом порушення екологічного імперативу.

Наслідком недотримання екологічного імперативу служать численні негативні прояви в орному ґрунті, що приводять до його деградації. Прикладів тому в давній і сучасній історії маса. Основна їхня причина - антропогенна діяльність. І якщо за давніх часів вторинне засолення зрошуваних ґрунтів Близького Сходу, або спустелення пасовищ Північної Африки внаслідок надмірного випасу пояснювалося незнанням механізмів цих явищ, то сьогодні з деградацією ґрунтів миритися не можна. Адже наука досить детально прояснила її причини, типи, поширення, способи усунення.

Наслідування екологічному імперативу повинно стати усвідомленим вибором землекористувача.

Не можна допускати однобічних оцінок агрозаходів, коли навіть незначне збільшення урожаю на тлі зниження умісту гумусу і погіршення фізичних властивостей, служить підставою для рекомендації виробництву.

Не можна постійно недооцінювати надзвичайно високу ґрунтопокращувальну роль нульового обробітку тільки тому, що в перші

роки він не дає збільшення врожаю.

Не можна постійно ігнорувати в рекомендаціях про внесення мінеральних добрив їхню можливу міграцію в нижні горизонти, а потім у ґрунтові води, і не вивчати це питання.

Не можна в рекомендаціях із запобігання ерозії ґрунтів не проводити конкретних вимірів твердого і рідкого стоку, як це вважається майже правилом у відповідних дослідженнях нашої дослідної мережі.

Не можна широко впроваджувати систему обробітку ґрунтів на основі плугу, що приводить до формування переуцільненого піднасінного прошарку, плужної підшви і знеструктурення.

Не можна зневажати прогноною оцінкою подальшої еволюції ґрунтів при застосуванні різних систем їх використання в дослідках, тривалість яких перевищує 50 років. Адже це унікальні об'єкти для оцінки екологічного імперативу.

Ці приклади показують, що екологічний імператив ще не став нормою. Їм у достатній мірі не опанували ні вчені, ні землекористувачі. У наукових програмах академій не знайти відповідних позицій. А вони зовсім не перешкодили б. Наприклад, надто важливо визначити граничні механічні і хімічні навантаження на ґрунти з урахуванням їхніх регіональних особливостей. Або заходи меліоративного впливу, що сприяють підтримці модального статусу ґрунту. Або, установити, як допомогти ґрунту протистояти непомірним навантаженням, або адаптувати його до можливих кліматичних флуктуацій.

Екологічний імператив повинен стати турботою хліборобів. Наука доводить, що можна одержати високий врожай і не тільки не допустити падіння родючості ґрунту, а й навпаки примножить її. Не можна тільки одного - жити за рахунок ґрунту, бути його боржником. Для цього країні вкрай потрібна програма збереження родючості ґрунту, яка повинна стати національною, пріоритетною. Ґрунт як незамінний і безмовний годувальник заслуговує на це.

Основним недоліком сучасного землеробства є його занадто узагальнений зміст, що відповідає умовам природної зони (тому така система й одержала назву зональної) і ігнорує просторові особливості конкретного поля сівозміни.

Так, зональну систему землеробства в Поліссі можна назвати найбільш інтенсивною. Дерново-підзолисті ґрунти, що переважають в цій зоні, мають кислу реакцію ґрунтового розчину, піщаний і супіщаний грансклад, після обробітку дуже швидко відновлюють свою підвищену вихідну щільність, через швидке наростання температур навесні легко утворюють поверхневу кірку. Внаслідок підвищеної кількості атмосферних опадів, наявності знижень у рельєфі й нерідко ущільнених ілювіальних горизонтів, що неглибоко залягають, мають ознаки оглеєння. Крім того, для ґрунтів Полісся характерна недостатня забезпеченість елементами живлення. Саме внаслідок перерахованих особливостей система землеробства в цій зоні вимагає численних обробітків, унесення добрив і вапна. Однак це загальна схема. Як ми показали на прикладі декількох полів, їх морфологічних, фізичних і фізико-хімічних властивостей їхніх ґрунтів цей універсальний підхід на основі усереднених зональних характеристик вимагає ґрунтовних коректив практично відносно всіх компонентів системи землеробства.

Так само і відносно ґрунтів Лісостепу. Домінуючі в ґрунтовому покриві цієї зони чорноземи типові, реградовані, опідзолені і темно-сірі ґрунти середньо- і важкосуглинкового гранскладу, добре оструктурені і гумусовані, помірно ущільнені, в основному забезпечені елементами живлення, мають близьку до оптимальної реакцію середовища. Разом з тим вони характеризуються слабкою водостійкістю, нерідко переущільнені в плужній підшві і у піднасіньовому прошарку після весняного циклу обробітків, схильні до утворення брил, кірки і тріщин. Причому недоліки цих ґрунтів проявляються не на всьому полі, а приурочені до його країв або знижень. Для ґрунтів Лісостепу характерні процеси дегуміфікації і втрати кальцію, внаслідок чого ґрунти схильні до знеструктурення і підкислення, причому

знов-таки ці процеси не мають суцільного характеру, а проявляються лише в окремих частинах поля.

Ґрунтовий покрив в Степу не менш неоднорідний, морфологічні, фізичні і фізико-хімічні властивості ґрунтів полів варіюють у просторі, що робить цілком актуальною проблему диференціації систем землеробства у межах поля і у цій зоні.

Позначене вище має винятково велике значення для диференціювання агротехнологій відповідно до реальних параметрів ґрунтів поля. Якби властивості поля - саме ті, що визначають зміст агротехнологій (щільність будови, вміст поживних елементів і інші), не мали вираженої строкатості, можна було б зневажити строкатістю і обробляти поле, і вносити добрива однаково на всьому його просторі. На жаль, це не відповідає дійсності. Накопичується усе більше даних про неоднорідність полів незалежно від генезису й рівня окультуреності ґрунтів. Неоднорідність проявляється навіть у полі, де протягом майже 150 років застосовували елементи високої культури землеробства (R.J. Godwin). Це дає підстави говорити про неоднорідність як про властивість, що іманентно (обов'язково) властива ґрунтовому покриву.

В Україні у ріллі залучено значні площі ґрунтів, які в силу своїх природних або придбаних унаслідок неякісного використання властивостей знижують ефективність землекористування. Нам представляється, що наука здобула переконливі докази того, щоб почати негайно виправляти сформоване положення. Економічне високотехнологічне (інтенсивне) господарювання на доброякісних землях - от кардинальний шлях подальшого розвитку сільськогосподарського виробництва України. Одночасне скорочення ріллі надає ще одну не менш (а може й більш) важливу можливість - поліпшити стан і цінність агросфери країни за рахунок її біорізноманіття. Взагалі, збільшення розмаїтості в ландшафті, як відомо, підвищує його стійкість, підсилює естетичну привабливість і екологічну цінність. Тоді як домінування ріллі в агроландшафті всі ці його якості істотно

погіршує. Безумовно, пшеничне поле, що дозріває, або поле квітучого соняшника створює незабутнє враження - родючості, сили поля, упредметненої праці хлібороба, нарешті, його благополуччя, благополуччя його родини, могутності країни. Але все це не більш ніж емоціональні зовнішні атрибути, що мають мало спільного із дійсною цінністю ґрунту як тіла природи.

В останні десятиліття у світі поступово утверджується нове розуміння ґрунту як найважливішого екологічного ресурсу. Продуктивні (раніше загально прийняті й зрозумілі) функції ґрунту доповнено екологічними функціями, згідно яких ґрунт активно регулює водний, повітряний, тепловий режими всіх суміжних з нею середовищ - приземного шару атмосфери й ґрунтотворної породи, впливає на обмін речовин і енергії, служить середовищем для величезної кількості різних організмів. Словом, виконує цілий ряд життєво важливих функцій, від яких залежить стан агросфери, здоров'я і благополуччя людини, в остаточному підсумку. Тепер уже добре відомо, що якщо частка орних угідь перевищує 40%, ґрунт не в змозі повноцінно виконувати екологічні функції. Виникає незбалансованість в агроландшафті, що сприяє зниженню його стійкості, ерозійним процесам, різноманітним деградаціям.

Тому й в агронома, і в інженера-механіка повинно бути загальне й однаково важливе завдання - обробляти тільки найбільш для цього придатні земельні ділянки й не обробляти ті, де є сумніви відносно їх якості й де є загроза потерпіти економічну або (що ще гірше) екологічну невдачу. Якщо ж придатних земель мало, повинне діяти непорушне правило: чим менше придатних земель, тим вище повинен бути рівень інтенсифікації культури землеробства на придатних землях. В Україні, де цілком достатньо якісних земель, не повинно бути взагалі екстенсивного використання землі.

Сьогодні у світі зароджується новий напрямок у землеробстві. Фактично це нова стратегія менеджменту, заснована на застосуванні принципово нових засобів контролю стану ґрунтів перед обробіткою,

інформації про вимоги польових культур до параметрів кореневмісного шару й використанні «розумних» технічних засобів для обробітку ґрунтів (intelligencemachines), здатних сприймати директиви в картографічній формі й виконувати дії на полі відповідно до них. У зв'язку із цим одержали розвиток роботи, спрямовані на встановлення оптимальних параметрів і моделей ґрунтів для конкретних культур, розробки наземних і дистанційних засобів контролю властивостей ґрунтів у режимі on-line, безпілотні роботизовані механізми. Якщо донедавна ознакою високої культури землеробства була якісна оранка й очищене від бур'янів поле, то тепер часте використання глибокої оранки, витратного й не дуже ефективного прийому з окультурення ґрунтів, інших численних проходів переважно важкої техніки по полю не може вважатися ознакою високої культури землеробства. Саме навпаки, ґрунтозбережувальні технології, мінімізація механічного й хімічного впливу на ґрунт у більшій мері відповідають високій культурі, тому що тут проявляється турбота про ґрунт, а не бездумне руйнування її основи - агрономічно корисної структури. Для реалізації принципів високої культури землеробства у виробництві потрібно прийняти й неухильно виконувати агротехнологічні, технічні й організаційні нормативи.

В останні роки формується альтернатива деградаційним процесам, поступово утверджуються принципово нові підходи до агротехнологій. Основний їхній напрямок - мінімізація механічного й хімічного впливу на ґрунт аж до повної відмови від проведення більшості прийомів, якщо властивості ґрунтів наближені до вимог вирощуваних рослин. Кількість проходів техніки істотно зменшується: уже давно щорічно не здійснюється оранка, глибоке приорювання гною з таким же результатом замінюється рослинними залишками, мінеральні добрива й засоби захисту вносяться в ґрунт одночасно із сівбою, є можливість повністю відмовитися від міжрядних розпушувань, і навіть бур'яни можна ефективно видалити з поля без обробітку, якщо підтримувати постійний рослинний покрив на поверхні ґрунту, як це передбачено нульовою технологією.

Цей розділ хочемо закінчити цитатою з праці В.В. Докучаєва “Наши степи прежде и теперь”: “Чорнозем, навіть коли він має найкращу статуру і є обдарованим високими природними якостями, але, через поганий догляд, неправильне живлення, непомірну працю, його сили надірвано, виснажено, він уже не в змозі правильно працювати, на нього не можна покластися, він може сильно постраждати від найменшої випадковості, що за іншого, більш нормального стану він легко б переніс, у будь-якому разі, істотно не постраждав би і швидко виправився. Обов’язок землекористувача - допомогти хворому чорнозему як це завжди допомагають хворій людині».

7.22. Моніторинг деградаційних фізичних процесів (кризовий моніторинг)

Під кризовим моніторингом ґрунтів варто мати на увазі систему оцінок стану ґрунту, у якого істотно порушені екологічні і продуктивні функції (у порівнянні з досягнутим середньобагаторічним рівнем) і який перейшов на деградаційний шлях розвитку.

Такими оцінками можуть бути:

- критерії, що характеризують гранично припустимий рівень змін властивостей ґрунту (фізичних, хімічних, фізико-хімічних, мікробіологічних) під дією антропогенного навантаження;
- критерії, що характеризують гранично припустимий рівень антропогенного навантаження (механічного, хімічного, меліоративного й іншого типів);
- критерії, що характеризують рівень максимальної стійкості ґрунту, тобто його здатність до оборотних змін або його потенціал фізичної, хімічної, фізико-хімічної і біологічної буферності.

Звичайно, конкретизувати з необхідною повнотою кількісну сторону взаємин між антропогенним навантаженням і властивостями ґрунтів на даному етапі розвитку ґрунтознавства досить важко, тому що багато питань цієї взаємодії ще не розкрито. Це стосується всіх трьох груп показників і особливо показників, що характеризують стійкість ґрунтів. Разом з тим

багато чого вже відомо. Так, є різноманітні відомості про гранично припустимі концентрації забрудників у ґрунтах, про узагальнені норми припустимого впливу сільськогосподарської техніки на ґрунт, про цілу низку меліоративних показників і насамперед критичні рівні ґрунтових вод, припустимі рівні і якість засолення, вимоги до поливної води, що практично не викликають несприятливих змін ґрунтів. Якщо до цих відомостей додати численні матеріали про умови, за яких можливі або неможливі різні прояви ґрунтових деградацій – вітрова і водна ерозії, дегуміфікація, забруднення і інші, а також не менш численні матеріали про вимоги культурних рослин до параметрів ґрунту, які можуть скласти основу еталонів порівняння, то здається цілком коректною і реальною позначена постановка даної проблеми.

Актуальність розвитку кризового моніторингу у зв'язку з погіршенням стану ґрунтів і необхідністю призупинення їхньої деградації останнім часом істотно зросла. Сьогодні стає зовсім ясным завдання термінової організації ведення моніторингу на ділянках, що досягли критичного стану. Уже як тільки суцільний моніторинг у силу значних витрат в Україні навряд чи можливий, то потрібно здійснити хоча б його усічений варіант. До речі, у багатьох європейських країнах моніторинг здійснюється в так званих гарячих плямах (hot spots), де стан ґрунтів оцінюється як кризовий. Методика його така. На підставі прямих або непрямих попередніх оцінок оконтурюють можливу кризову зону і налагоджують ретельний контроль параметрів, які вносять найбільший вклад у погіршення стану території. Саме так ведуть спостереження за станом ґрунтів, забруднених важкими металами або радіонуклідами поблизу джерел забруднення. Переваги такого підходу очевидні: локальний контроль ситуації, мінімізація витрат на одержання інформації і наступних витрат на виправлення ситуації. На жаль, також очевидні і недоліки: неможливість контролю ситуації в повному обсязі і обмежені можливості для її прогнозування. Ефективність концепції кризового моніторингу може бути підвищена, якщо будуть використані коректні дані про еталони порівняння, стосовно яких удасться об'єктивно

діагностувати стан ґрунтів, а також будуть установлені з урахуванням регіональних природних і господарських особливостей граничні навантаження на ґрунт.

Угорщина може бути прикладом цілеспрямованих робіт з упорядкування, обробки й картографування матеріалів з метою виявлення проблемних територій (G. Varallaya, 1993,1994).

ЗАПИТАННЯ ДЛЯ САМОПЕРЕВІРКИ

1. Мінімізація технологій обробітку
2. Новітні ґрунтозахисні (антидеградаційні) технології
3. Конструювання ґрунтофільних знарядь обробітку
4. Підтримка бездефіцитного балансу органічної речовини
5. Мульчування рослинними залишками і пластичними матеріалами
6. Шляхи удосконалювання асортименту технології внесення мінеральних добрив
7. Хімічна меліорація, агролісомеліорація, фітомеліорація
8. Структурна (технічна) меліорація та штучне оструктурування
9. Подолання фізичної деградації в поверхневому прошарку і у профілі ґрунту
10. Моніторинг деградаційних фізичних процесів (кризовий моніторинг)

РОЗДІЛ 8. ПРИКЛАДНІ АСПЕКТИ АГРОФІЗИКИ ҐРУНТІВ У ЗЕМЛЕРОБСТВІ

Сьогодні землеробство - це галузь, що динамічно розвивається, і разом з нею практика, для якої відкриваються нові можливості удосконалення. Прихильність до глибокого плужного обробітку як головної умови високої й ефективної культури землеробства стає все меншою. Класичний обробіток ґрунтів плугом не без підстав все частіше й частіше зазнає критики. Уявлення про оранку як непорушний постулат, що втримував свої позиції протягом сторіч, іде в минуле. Повсюдне погіршення структури ґрунту, зростання його рівноважної щільності будови, інші агрономічно й екологічно небажані зміни у давньоорних ґрунтах уважаються наслідком їх інтенсивного й надто частого плужного обробітку. Реальна загроза деградації ґрунтів - серйозний виклик, що змушує шукати альтернативу усталеній системі обробітку. Цьому ж сприяють різноманітні демографічні, економічні й соціальні проблеми в сільській місцевості, що загострилися останніми роками. У результаті традиційні підходи до землеробства міняються й зміни відбуваються дуже стрімко. Ламаються стереотипи, пропонуються нові способи й знаряддя обробітку. Мінімізація механічного впливу на ґрунт стає основною прикметою часу. Як альтернатива виникають різні безплужні, консервативні й інші способи обробітку. Мінімальний й нульовий обробіток, їхні варіанти міні-тил, стрип-тил, роу-тил, точний обробіток витісняють плуг.

Головна перевага нових технологій обробітку - їх виражений ґрунтозахисний характер. Якщо донедавна ознакою високої культури землеробства була якісна оранка й очищене від бур'янів поле, то тепер часте використання глибокої оранки, витратного й не дуже ефективного прийому з окультурення ґрунтів, інших численних проходів переважно важкої техніки по полю не може вважатися ознакою високої культури землеробства. Саме навпаки, ґрунтозберігальні технології, мінімізація механічного й хімічного впливу на ґрунт у більшій мері відповідають високій культурі, тому що тут проявляється турбота про ґрунт, а не бездумне руйнування її основи -

агрономічно корисної структури. Для реалізації принципів високої культури землеробства у виробництві потрібно прийняти й неухильно виконувати агротехнологічні, технічні й організаційні нормативи.

В останні роки в землеробстві формується альтернатива деградаційним процесам, поступово утверджуються принципово нові підходи до агротехнологій. Основний їхній напрямок - мінімізація механічного й хімічного впливу на ґрунт аж до повної відмови від проведення більшості прийомів, якщо властивості ґрунтів наближені до вимог вирощуваних рослин. Кількість проходів техніки істотно зменшується: уже давно щорічно не здійснюється оранка, глибоке приорювання гною з таким же результатом замінюється рослинними залишками, мінеральні добрива й засоби захисту вносяться в ґрунт одночасно із сівбою, є можливість повністю відмовитися від міжрядних розпушувачів, і навіть бур'яни можна ефективно видалити з поля без обробітку, якщо підтримувати постійний рослинний покрив на поверхні ґрунту, як це передбачено нульовою технологією.

Охорона ґрунтів поступово стає пріоритетною справою не тільки в розвинених західно-європейських країнах, але й у багатьох інших країнах. Ґрунтоохоронна спрямованість у землеробстві одержує все більше визнання і поширення.

В Європі про негативний вплив традиційних систем землеробства, заснованих на оранці і внесенні значних кількостей мінеральних добрив, було відомо порівняно давно. Так, зокрема, після застосування тривалого глибокого обробітку і інтенсивної хімізації констатували зменшення біорізноманіття і погіршення агрономічно важливих властивостей ґрунтів. Чисельність і видовий склад фауни і флори зменшувалися як тільки зростала монокультурність у спеціалізації виробництва .

Приблизно з кінця 70-х до початку 90-х років минулого сторіччя відзначався значний приріст площ із консервативною і нульовою технологіями, але потім фермери масово поверталися до плужної системи. Причина - бур'яни, хвороби, підвищення витрат, знижений урожай, що не

виправдував вкладення. Майже схожою була ситуація як у північних, так і в південних країнах континенту. З кінця 90-х років прихильність фермерів знову змінилася на користь консервативної і нульової систем. Причина - загострення проблем з деградацією ґрунтів - втратою гумусу, структури, розвитком ерозії. Це ж стало причиною повсюдного зменшення механічного і хімічного навантаження на навколишнє середовище.

Стали дещо обмежувати внесення пестицидів, добрива вносити переважно на малородючих ґрунтах, а їхню кількість розраховувати тільки на компенсацію вносу поживних речовин із урожаєм, значно розширилися площі, на яких застосовували консервативну систему і органічне землеробство. Одночасно відзначається активізація досліджень із пестицидами, методів відновлення природної рівноваги, використання вторинних природних продуктів замість мінеральних добрив.

Таким чином, у другій половині минулого сторіччя в більшості європейських країн поступово були сформульовані принципові основи нової аграрної політики. Це - охорона навколишнього середовища і активна підтримка ґрунтозахисних технологій.

За таких новітніх тенденцій у землеробстві відповідних змін повинні набути і дії в Україні, зокрема у підтримці ґрунтоохоронної інформації, поглибленні змісту роботи мас-медіа, активізації ґрунтоохоронної діяльності у роботі суспільних рухів, покращенні освіти, особливо підготовці керівників нового типу, здатних сприймати і впроваджувати ґрунтоохоронну інформацію.

Інформаційне забезпечення конструювання і експлуатації машинно-тракторних агрегатів. Фізичні і фізико-механічні властивості ґрунтів давно і міцно ввійшли в землеробську механіку як наукова основа конструювання і експлуатації машинно-тракторних агрегатів. Майже столітня історія вивчення цих властивостей ґрунтів довела їхню важливість для конструювання і використання сільськогосподарських машинно-тракторних агрегатів. Описано чинники, які формують основні параметри міцності ґрунтів, їхню динаміку в генетично різних ґрунтах і залежно від вологості.

Найбільш фундаментальним досягненням варто визнати гідрологічне (за енергетичним діапазоном вологості), механічне (за межами пластичності) і фізичне (за параметрами сил опору) обґрунтування особливого стану ґрунту - фізично спілого стану, за якого ґрунт обробляється з найменшими витратами енергії і це супроводжується найбільш якісним кришенням. Фізико-механічні параметри питомого опору, опору зрушенню, твердості, зв'язності і зчеплення, тертя ґрунту об сталь і інші сприяли значному вдосконаленню робочих органів для кришення ґрунту в процесі обробітку. Разом з тим необхідно відзначити наявність проблем, пов'язаних з недостатнім вивченням фізико-механічних і технологічних властивостей ґрунтів, що гальмує розробку більш досконалих робочих органів і технологій обробітку ґрунтів:

- незважаючи на те, що сьогодні вже не потрібно доводити необхідність параметризації міцностних властивостей орних ґрунтів для вибору раціональних конструкцій робочих органів і регіональних технологій обробітку, ці властивості ґрунтів сьогодні не вивчаються, а чинні раніше відповідні лабораторії або групи фахівців у НДІ і вузах не функціонують;

- недооцінка значення цих властивостей ґрунтів обертається невиправданою уніфікацією технічних засобів і технологій, додатковими впливами на ґрунт машинно-тракторних агрегатів, повсюдним проявом фізичної деградації в оброблюваних ґрунтах;

- відсутність даних фізико-механічних і технологічних властивостей послужило причиною непомірного прагнення конструкторів до енергонасиченої важкої сільськогосподарської техніки, а агротехнологів - до надмірно інтенсивної технології обробітку. Останнє з'явилося безпосередньою причиною широко розповсюдженого знеструктурення і переущільнення ґрунтів;

- явна нестача регіональних стандартів і регламентів, які б обмежували масу, питомий тиск машинно-тракторних агрегатів і їхній вплив на ґрунт;

- особливо гостро відчувається майже повна відсутність даних про різні види опору, тертя і зчеплення орних ґрунтів України, відсутність відповідних

приладів і навіть відсутність прийнятних моделей для їхнього визначення за непрямими доступними показниками. Це змушує конструкторів створювати робочі органи, опираючись лише на колишні зразки, а не на реальні параметри міцностних властивостей ґрунтів;

- недостатність досліджень, пов'язаних з вивченням закономірностей формування фізико-механічних і технологічних властивостей ґрунтів залежно від гранулометричного складу, вмісту органічної речовини і тонкодисперсної частини, агротехнічних і організаційних чинників. Майже повна відсутність географічного і картографічного узагальнення цих властивостей, що виглядає, щонайменше, дивно на тлі достатку різного роду карт (ґрунтових, агрохімічних, екологічних і інших), а також різного роду районувань орних земель;

- відсутність спільних наукових програм із землеробської механіки, ґрунтознавства і землеробства, відсутність спільних випробувань нових технічних засобів, спільних полігонів - єдино вірного шляху для усунення багатьох з відзначених недоліків.

ЗАПИТАННЯ ДЛЯ САМОПЕРЕВІРКИ

1. Нові підходи до агротехнологій та їх переваги
2. Проблеми, пов'язані з недостатнім вивченням фізико-механічних і технологічних властивостей ґрунтів

РОДІЛ 9. СУЧАСНІ МЕТОДИ ВИВЧЕННЯ ФІЗИЧНИХ ВЛАСТИВОСТЕЙ І РЕЖИМІВ ҐРУНТІВ

9.1. Експериментальний полігон

У цьому розділі ми хочемо звернути увагу на надзвичайно високу інформативність досліджень екологічних функцій на полігоні – спеціально відведеній ділянці достатньо великого розміру, де підтримується звичайний рівень господарювання, де можна моделювати майбутні його варіанти, і, головне, де можна проводити найрізноманітніші спостереження в режимах *in situ* і *on-line*. Як прототип такого полігону придатний досвід університету м. Трієр (Німеччина) і університету м. Уппсала (Швеція). Перший з них призначений для вивчення головним чином ерозійних цілей, а саме міграцій твердої і рідкої фаз, а також їхнього хімічного складу. Полігон закладений на схилі під багаторічним виноградником, на полігоні вивчаються різні варіанти протиерозійних облаштувань. Площа полігону близько 50 га, на ньому встановлені різноманітні вимірювальні прилади, що діють в автоматичному режимі і передають інформацію в лабораторію, що розташована тут же. Вона предсталає собою частину будинку, у якому живе відомий професор Г. Ріхтер. Він же був багаторічним керівником проекту.

Другий полігон призначений для вивчення гідрологічної і геохімічної функцій ґрунтів.

Саме під впливом цих досліджень був створений подібний полігон в експериментальній базі ННЦ «Інститут ґрунтознавства й агрохімії ім. О.Н. Соколовського», у Харківській області, що функціонував з 1995 р. по 2005 рр.

Основні завдання, які можна вирішити в межах ґрунтового-екологічного полігону, зводяться до наступних:

- вивчення просторового розподілу хімічних елементів, показників властивостей ґрунтів і процесів залежно від ландшафтного положення і антропогенних чинників (завдання «геостатистика»);
- спостереження за змінами основних характеристик ґрунтів під дією природних і антропогенних чинників (завдання «динаміка»);
- вивчення кількісних і якісних параметрів перерозподілу хімічних елементів, поверхневого і внутрішньоґрунтового стоку (завдання «міграція»);
- проведення спеціальних дослідів зі штучно заданими параметрами антропогенного навантаження (завдання «моделювання і прогноз»).

Мережа опорних спостережень формується виходячи головним чином зі структури ґрунтового покриву. Ними охоплюються основні типи і підтипи ґрунтів. Мікромережі (у зоні дії опорного розрізу) створюють для охоплення всіх інших ґрунтових таксономічних одиниць (роду, виду, різновиду). Контрольні пункти спостережень вибирають з урахуванням рельєфу (крутості, експозиції і інших елементів), типу землекористування (рілля, косовиця, пасовище, лісосмуга) і, якщо є необхідність, типу і стану рослинності.

Площа полігону 100 га охопила основні типи землекористування (рілля, луки, цілина, лісосмуга), ландшафтів (автоморфний, транзитний, акумулятивний), ґрунтів (чорноземи типові і опідзолені змиті і незмиті, лучно-чорноземні, лучно-болотні, болотні), рослинності (природні і агроценози), різноманітні ґрунтоутворні породи, форми рельєфу, ґрунтові води, річку.

На полігоні була створена розгорнута мережа спостережень: опорні ґрунтові розрізи (18), контрольні пункти (116), стокові площадки (21), лізиметри (21), опадовимірвальні пристрої (2), гідропости (6). Спочатку були проведені геоморфологічне, гідрологічне, геологічне, ґрунтового-агрохімічне і інші обстеження, відібрані зразки ґрунтів, порід, атмосферних і

грунтових вод, рослин, проведені аналітичні роботи. У результаті були отримані вихідні матеріали для відповідних баз даних і різноманітні картографічні матеріали. Найбільшу важливість для наступних досліджень і висновків мають ґрунтова карта, топографічні і гідрологічні спостереження.

Для того, щоб кінцеве завдання (сучасна динаміка ґрунтів і її прогноз) було вирішено можливо більш обґрунтовано, формують кілька баз даних параметрів (ґрунт, флора, вода, порода, фауна, клімат, рельєф і інші), виконують відповідну програму спостережень, де кожна з баз складається з показників, які пропонується контролювати, і супроводжується методичними вказівками про періодичність, строки виміру, методи і іншу інформацію.

Дослідження на полігоні вели відповідно до позначених завдань («геостатистика», «міграція», «динаміка» і ін.) на прикладі головним чином геохімічної і гідрологічної функцій ґрунтового покриву, які визначають суть системи контролю просторового розподілу, утримання і міграції хімічних елементів і вологи.

Геохімічна функція ґрунтового покриву. Під геохімічною функцією ми розуміємо здатність ґрунтів утримувати, трансформувати і перерозподіляти в просторі хімічні елементи.

Це стосується хімічних елементів, які належать ґрунту, а також тих, які надходять ззовні. Іншими словами, геохімічна функція - це хімічна діяльність ґрунту в просторі, всі хімічні процеси, які проходять у ґрунтах. Процеси геохімічної міграції речовин в екосистемах стосуються в тім або іншому ступені всіх їхніх компонентів, однак ґрунти грають у цих процесах особливу роль. В аспекті використання ґрунтів і з урахуванням антропогенного впливу і сучасних процесів деградації земель представляються найбільш важливі такі складові геохімічної функції ґрунтового покриву:

- забезпечення умов росту і розвитку рослин шляхом формування відповідного хімічного складу ґрунтового розчину, забезпечення певного рівня вмісту рухомих форм поживних елементів, а також підтримка деяких властивостей ґрунтів, які безпосередньо впливають на родючість і залежать

від хімічного складу ґрунту;

- детоксикація забрудників шляхом їхнього зв'язування, трансформації або вимивання за межі ґрунтового профілю. Оскільки останній шлях детоксикації є небажаним, тому що сприяє забрудненню інших компонентів ландшафту, то він має більше значення для виконання ґрунтами наступної, гідрологічної функції;

- створення певного агрохімічного фону ландшафтів, у тому числі складу ґрунтових і річкових вод;

- фоновий вміст хімічних елементів в основних ґрунтах компонентів ландшафту, назване нами умовним через невизначеність і суперечливість методологічних підходів, використовуваних для його визначення. У якості такого прийнятий вміст елементів у ґрунотвірній породі, що була найменш змінена сучасними процесами ґрунтоутворення;

- просторовий розподіл властивостей і хімічних елементів в основних ґрунтах і ландшафтах, відбите у вигляді загальних карт детального масштабу (рис. 9.1.1);

- кількість і склад хімічних елементів у ґрунтах і водах, що надходять із опадами або у вигляді добрив;

- основні міграційні потоки речовин в ландшафті і геохімічні бар'єри як основні перешкоди на шляху латеральних або вертикальних міграцій (рис. 9.1.2). Ці дослідження супроводжувалися модельними дослідженнями з метою встановлення сорбційної здатності ґрунтів і порід стосовно окремих елементів - потенційних забрудників.

Гідрологічна функція ґрунтового покриву. Ця функція означає діяльність ґрунту, спрямовану на формування певного режиму вологозабезпечення рослин і організмів у ландшафті, а також транспорту речовин. Водна міграція є однією з основних форм міграції хімічних елементів в екосистемі і у ландшафті, тому геохімічна і гідрологічна функції в цьому плані вивчаються узгоджено і у тісному зв'язку.

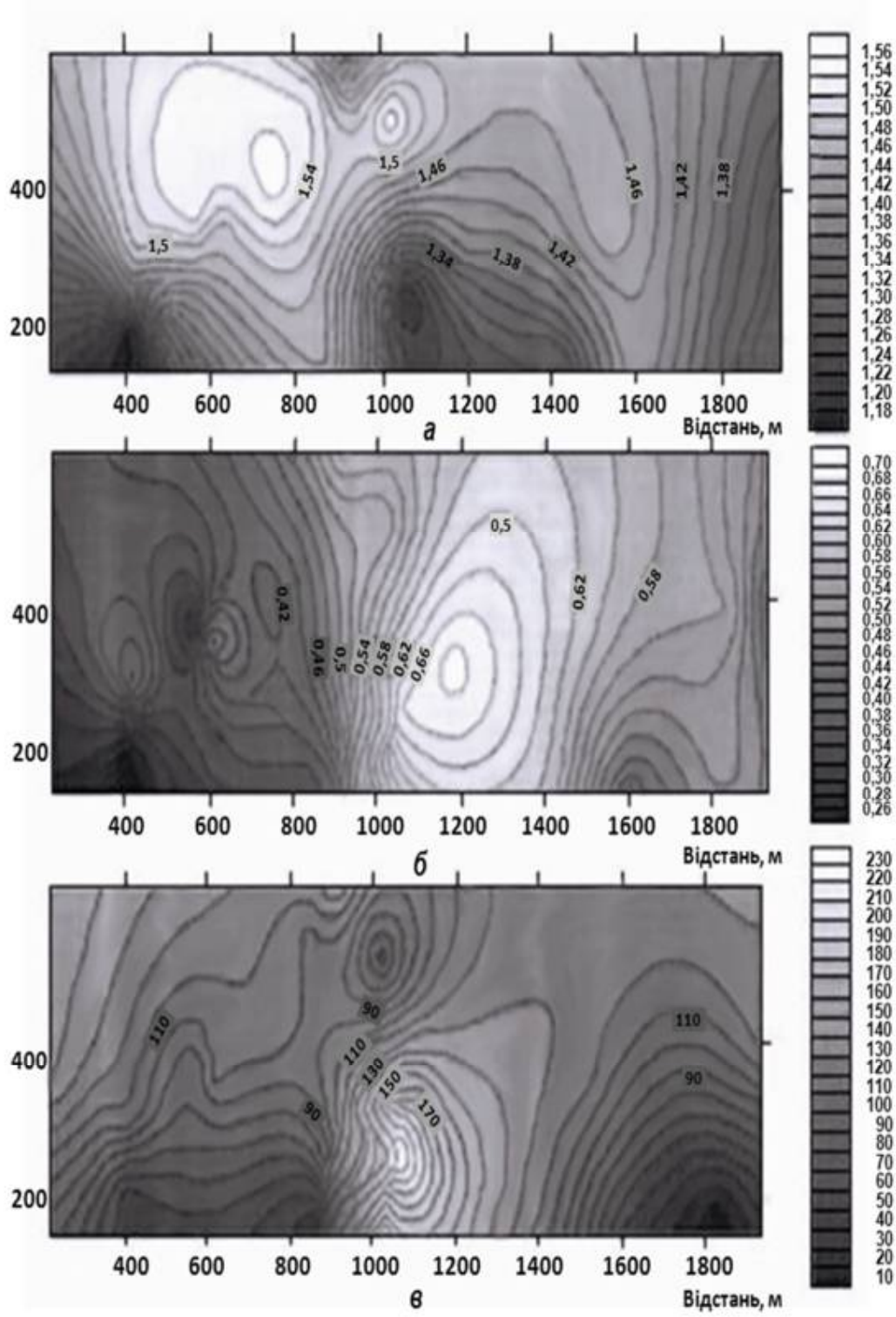


Рис. 9.1.1. Мінливість властивостей ґрунтів полігону:

а - щільність будови (г/см³), б - коефіцієнт водостійкості, в - водопроникність (мм/год.) у верхньому (0-20 см) шарі (за даними Л. Г. Почепцової)

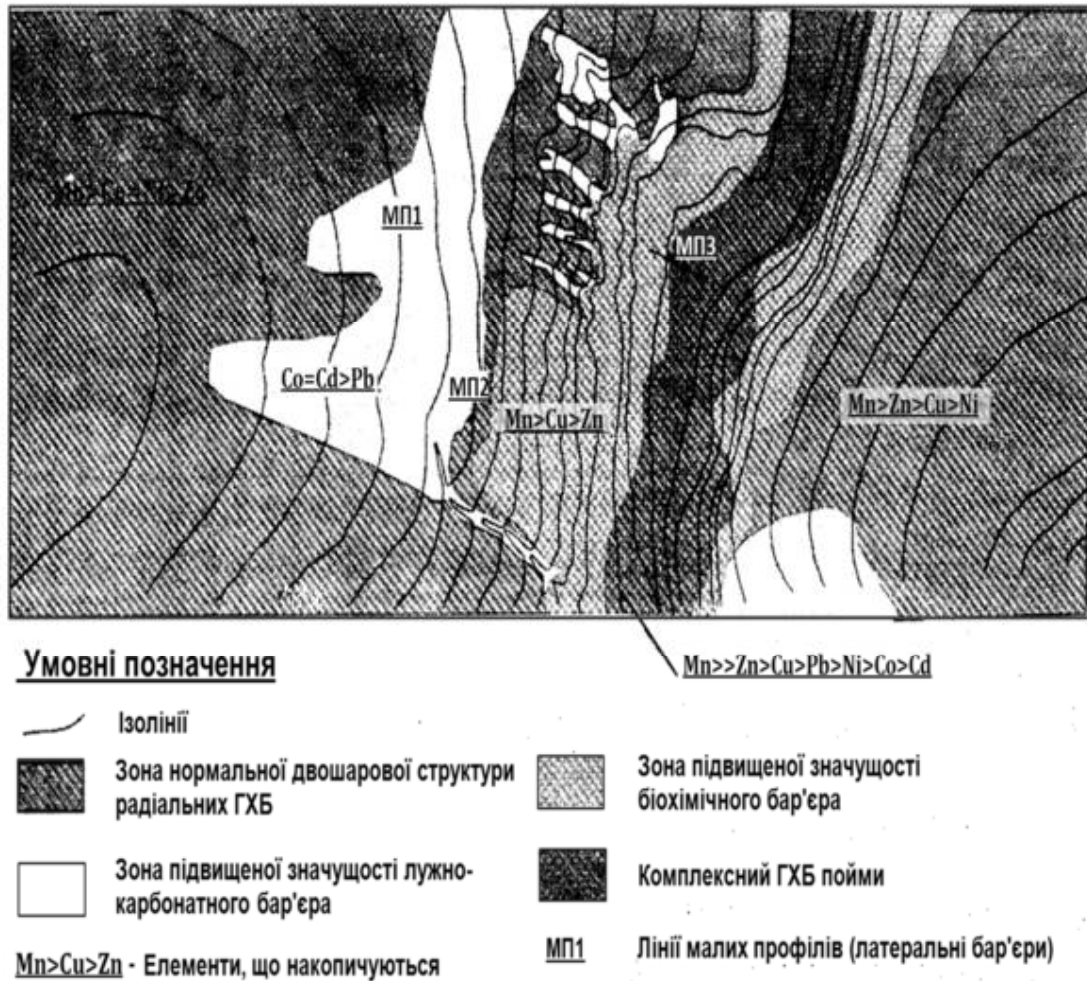


Рис. 9.1.2. Геохімічні бар'єри на ґрунтово-екологічному полігоні (дані А.О. Ачасової)

Рідка фаза ґрунту має властивість виняткової варіабельності в часі і у просторі, що багато в чому є визначальним для формування ґрунтів і ґрунтових процесів. У той же час саме ця її властивість визначає значні методичні труднощі для організації вивчення. Волога, що випадає з атмосферними опадами, попадає на поверхню ґрунту. Тому рельєф останньої (тобто, крутість, довжина, кривизна, експозиція схилів, лінії потоків вологи) украй важливі. Далі, стан поверхні, тип агрофону і, нарешті, безліч внутріґрунтових факторів (грансклад, макро- і мікроструктура, здатність до усмоктування і фільтрації і інші). Особливо варто підкреслити анізотропність

як розходження у властивостях за вертикалі і горизонталі, що визначає домінування вертикальних або горизонтальних потоків вологи. Проте, незважаючи на велику кількість чинників, будь-яка частина ландшафту має певний тип зволоження, що складається із вступних і спадних потоків. Звичайно, їхній зміст міняється у часі (багаторічні, річні, сезонні, добові цикли), однак прагне до деякого рівноважного стану, кількісно оцінюваного балансом вологи. Саме тому ця величина і її складові на основних елементах ландшафту становить найбільший інтерес для вивчення. Крім того, важливо також установити, яка частина з вологи, що надійшла, використовується на створення рослинницької продукції, а також бере участь у процесах переносу твердих речовин.

Деякі з отриманих даних про характеристику гідрологічної функції на ґрунтово-екологічному полігоні були продемонстровані в книзі В.В. Медведєва (2012).

Згодом значення такого полігону зростає, тому що підвищується вірогідність оцінок еволюції речовинного складу і ґрунтових процесів у природних і антропогенних ландшафтах у цей час і в перспективі. Більше того, тільки за умови постійного одержання подібної інформації стане реальним вирішення завдання раціонального управління агроландшафтами, тобто, їхнього використання в ощадливому режимі, обмеження різноманітних навантажень, збереження компонентів, усунення несприятливих процесів. Інакше кажучи, стане можливою трансформація характеру розвитку ландшафтів від сучасного деградаційного шляху розвитку до якісно нового етапу - стійкого заощадження і підсилення їхніх позитивних властивостей.

Реалізація завдань наукового полігону дозволить використовувати переваги педотрансферного моделювання з метою прогнозування ґрунтових процесів. Контроль елементарних ґрунтотворних процесів, продуктивних і екологічних функцій, що попереджає інформацію про стан ґрунтів, міграцію речовин і забрудників у суміжні середовища повинні стати важливими

завданнями наукового полігону і одночасно інструментом для становлення експериментального ґрунтознавства підвищеного інформаційного змісту.

9.2. Стаціонарний польовий дослід

Ідеальним представляється варіант, коли описаний вище ґрунтово-екологічний полігон доповнюється серією тривалих (стаціонарних) польових експериментів з вивчення різних рівнів і типів антропогенного навантаження (з обробітком, добривами, меліораціями і іншими заходами). Звичайно такого роду досліді ведуть із метою опрацювання оптимальної технології одержання продукції рослинництва, а спостереження за змінами ґрунтових параметрів у них виглядають як не завжди обов'язковий додаток до даних урожайності культур або економо-екологічним інтерпретаціям. Разом з тим такі спостереження можуть і повинні стати самостійною й винятково важливою оцінкою в самих різних напрямках:

- визначення характерних показників властивостей і процесів за різних рівнів антропогенного навантаження (від мінімальних, на контролі, до максимальних, що не має місця сьогодні, а очікуване у перспективі);

- визначення швидкості зміни властивостей і процесів за таких же навантажень;

- установлення загальної спрямованості зміни показників і процесів (кількісний опис антропогенної еволюції ґрунту).

Як приклади можна привести чимало фундаментальних положень, установлених у стаціонарних дослідях як такі, що мають найважливіше значення для оцінки суті сучасного ґрунтоутворного процесу.

Так, у результаті застосування інтенсивних методів механічного обробітку ґрунтів фактично сформувався інший ґрунт, що істотно відрізняється від природного аналога. Справді, на ріллі в порівнянні із цілиною інше співвідношення процесів мінералізації й гуміфікації рослинних залишків, відзначається різко мінливий в часі фізичний стан (більше грубих структур, вище рівноважна щільність, глибше промочування). Систематичний плужний обробіток прискорює негативну трансформацію

ґрунтів, мінімалізація - здатна сповільнити хід цих процесів.

Звичайний інтенсивний обробіток супроводжується необоротним переуцільненням кореневмісного шару і цілою низкою пов'язаних із цим процесів: погіршенням надходження до ґрунту атмосферної вологи, розвитком водної ерозії і навіть анаеробізацією.

Систематичне внесення мінеральних добрив, крім збагачення ґрунту елементами живлення, здатне змінити реакцію ґрунтового розчину, стан колоїдного комплексу, вплинути на фізичні і біологічні властивості ґрунтів.

У результаті тривалого зрошення піднімаються ґрунтові води, відзначаються явища вторинного засолення і осолонцювання, гідрофілізація тонкодисперсних мінеральних компонентів.

Великомасштабне осушення приводить до виникнення вітрової ерозії і розвитку цілого ряду процесів, пов'язаних зі зміною окисно-відновного режиму.

Відомі випадки, що навіть угноєння ґрунту великими дозами, крім збагачення ґрунту гумусом, мало своїм наслідком істотне зниження здатності ґрунтів до навантаження і розвитку руйнівних деформацій навіть під дією звичайних (не енергонасичених) ходових систем мобільних сільськогосподарських агрегатів.

Розвиток різноманітних негативних процесів у результаті господарської діяльності стало можливим через зневагу попередніми дослідженнями. Залучення цілинних земель в обробіток, інтенсивний розвиток гідротехнічних меліорацій, хімізація землеробства - всі ці впливи були здійснені майже одразу на великих територіях, що було характерно для радянського минулого нашої країни, коли партійні рішення заміняли собою необхідні вишукування. Сьогодні, коли ясні причини великого розвитку деградацій (це, насамперед, ослаблення стійкості території, перевищення межі припустимих навантажень, часом просто некваліфіковані технічні рішення, як це трапилося з масштабним осушенням Полісся або ухилом на розвиток важкої сільськогосподарської техніки), неможливо допустити

подібне в майбутньому.

Для цього вже зараз необхідно зробити інвентаризацію наявних у країні стаціонарних дослідів, виділити з них ті, що відповідають необхідному завданню - дати інформацію, що попереджає про негативні зміни властивостей ґрунтів під дією систематичного антропогенного навантаження, і якщо потрібно, закласти нові досліді.

Насамперед, варто звернути увагу на те, що таких дослідів порівняно небагато, навіть за умови, що до списку агрохімічних додати тривалі досліді з вивчення різних технологій обробітку. Їхнє зведення здійснене В.П. Гордієнко і ін. (1998). У Поліссі - 8, у Лісостепу - 21, у Степу - 10 дослідів, що, з огляду на строкатість природних і господарських умов, недостатньо. Не охоплено експериментами навіть ґрунти, що домінують у ґрунтового покриві (наприклад, каштанові солонцюваті в Степу, заплавні, схиліві, торф'яні і інші). Відсутні досліді на неорних угіддях. Досліді за своїми завданнями погано сумісні між собою, різні їхні схеми, у них дуже важко відібрати варіанти, що імітують різні (особливо перспективні) навантаження. Мало комплексних дослідів, у яких одночасно випробовувалися різні технології - знаряддя обробітку, добрива, засоби захисту, меліоративні прийоми, тобто, імітувалися інтенсивні технології з максимальним антропогенним впливом.

Потрібно думати, що коли досліді державного рівня будуть розміщені з урахуванням агроґрунтового районування, видів і рівнів антропогенних навантажень і, крім того, їхні схеми будуть відповідати сучасним методам планування експерименту і буде можливість їх піддавати універсальним способам математичної обробки, з'явиться реальна можливість використовувати всі переваги, які має стаціонарний польовий експеримент для вирішення наукових і прикладних задач.

Серед польових експериментів важливе місце займають довготривалі досліді, які характеризуються найбільшою інформативністю. В Україні є чимало багатофакторних польових дослідів, закладених у різних ґрунтово-кліматичних зонах країни. В цих дослідіах проводяться як фундаментальні

(динаміка зміни родючості ґрунту), так і прикладні дослідження (розробка системи обробітку ґрунту, добрив в сівозміні).

Згідно з міжнародною класифікацією, довгостроковими вважаються досліди, тривалістю не менше 20 років, стаціонари, тривалістю більше 50 років, називають класичними. Серед класичних дослідів найбільш відомими є досліди Ротемстеда (Англія, 1843 р.), 160 річний Бродвольський дослід «Беззмінна пшениця», 127 річний дослід «вічна культура жита» (Галла, Німеччина). Зверхтривалі (тривалістю понад 100 років) досліди є в Франції (1875 р.), США (1876 р.), Данії (1894 р.). В Росії проводиться зверхтривалий польовий дослід ТСХА, який закладено А.Г. Дояренко (1912 р.).

9.3. Вегетаційний дослід

Польовий метод, який застосовують у польових дослідах, поєднується з іншими, що дає змогу краще дослідити взаємозв'язок різних факторів впливу на рослину. Найчастіше польовий і лабораторно-польовий дослід поєднують з вегетаційним. Останній проводять у спеціальних приміщеннях — вегетаційних будиночках, на невеликих площах, нерідко з насипного ґрунту, у вегетаційних посудинах, наповнених ґрунтом, піском або розчином солей (водні культури). Цей метод дає поглиблені дані стосовно реакції рослин на різні фактори вегетації, а також при їх взаємодії. Разом з тим, як зазначав Д. М. Прянишников, вегетаційний дослід більш точний, але менш вірогідний, а польовий — менш точний, проте більш вірогідний.

Для поглибленого вивчення дії біотичних і абіотичних факторів — світла, тепла вологи живлення, біохімічних та фізіологічних процесів у селекції, а останнім часом і для біотехнологічних досліджень використовують камери штучного клімату, а також спеціальні споруди — фітотрони. В них можна моделювати різні режими вегетації (світловий, тепловий, водний, поживний), отримувати кілька врожаїв за рік, що важливо для прискорення селекційного процесу. Все це доповнюється різними методами лабораторних досліджень, під час яких визначають у разі потреби

вміст у рослинах азоту, фосфору, калію, кальцію та інших макро- і мікроелементів, білка, клітковини, жиру, безазотистих екстрактивних речовин. При вирощуванні рослин за екологічно чистими технологіями важливо контролювати також вміст у них радіонуклідів, важких металів, дігосину і фурану та інших шкідливих речовин.

Великого значення у вивченні живлення рослин набувають дослідження із міченими атомами. Цей метод дає змогу вивчати переміщення елементів живлення та інших речовин у рослині.

Дедалі ширше в дослідженнях застосовують електронно-обчислювальну техніку, яка різко скорочує процес узагальнення експериментального матеріалу, дає змогу створювати моделі продукційного процесу, оперативно обробляти інформацію.

Завершальним етапом у процесі досліджень є виробничий дослід, під час якого апробують в умовах виробництва одержані результати, дають їм всебічну практичну оцінку.

9.4. Лізиметричний метод

У лізиметричних установках проводиться моделювання водного та поживного режимів для формування найвищої продуктивності сільськогосподарських культур, здійснюється науковий прогноз меліоративного стану осушуваних земель за інтенсивних технологій та органічного землеробства з вивченням інтенсивності проходження процесів у ланці: «грунт - рослина – дренажні води -- довкілля».

За лізиметричного методу досліджень вивчаються особливості процесу вимивання кальцію, магнію, калію, азоту та вертикальної міграції радіонуклідів у мінеральних ґрунтах, що є основою для об'єктивної оцінки кругообігу та розрахунку балансу поживних речовин для покриття їх дефіциту в системі сівозмін як основи регулювання родючості ґрунту (А.О. Мельничук, інститут сільського господарства Полісся НААН України).

Сучасні лізиметричні об'єкти у зв'язку з метеорологічними станціями дозволяють здійснювати контроль та оцінку екосистемно пов'язаних

основних компонентів довкілля, таких як вода, повітря, ґрунт і рослинність. Вода є найбільш важливим компонентом екосистеми та елементом, який поєднує всі інші компоненти. Тому необхідне знання щодо основного розподілу і водного балансу у різних компонентах довкілля, щоб інтерпретувати процеси в природі. Кількість опадів, що є основним джерелом життєво важливих процесів у ґрунті, формується в повітрі. Кількість опадів, що потрапляє в ґрунт і ґрунтові води, залежить від погодних умов. Первинний розподіл дощової води ділиться між інфільтрацією, поверхневим стоком, транспірацією та евапотранспірацією. Кількість води, що проникає в ґрунт, а потім випаровується за рахунок сонячної активності або діяльності рослин, можна визначити, у першу чергу, шляхом моніторингу змін у вазі. Для цього моніторингу використовується вагомий лізіметр. Це обладнання розміром з моноліт, площа поверхні якого 1 м^2 і глибина 1,5 м, здатне стежити в он-лайн режимі за оновленням ваги маси в 2 тони з точністю до 100 г. Коли до кількісної оцінки додається фільтрат нижнього шару, отримуємо повноцінний облік опадів в довкіллі щодо окремих компонентів. Отримані дані можна інтерпретувати з точки зору потреб гідрології, сільського господарства, довкілля та відповідно до цілей і завдань, для яких ми хочемо їх використовувати.

9.5. Аналітичні камеральні і польові дослідження

Для успішного ведення вимірів ґрунтів у польових умовах потрібно мати встаткування для вивчення надходження і спадного пересування речовин, вологи й тепла, емісії різноманітних газів, мати можливість вести спостереження за поверхневим і внутрішньогрунтовым стоком (тобто, мати лізіметричні станції й стокові площадки, хоча б в обмежених кількостях, в природних зонах і основних ґрунтових провінціях).

Опис ґрунтових розрізів і встановлення класифікаційної приналежності ґрунтів потрібно вести з використанням вітчизняних і міжнародних підходів.

Вологість ґрунтів бажано спостерігати в режимі on-line, наприклад, за допомогою приладу TDR, а також обов'язково мати автоматичну кліматичну

станцію. Крім того важливо забезпечити відбирання проб з непорушеною будовою для наступного виміру вологопровідності, а також набір кілець із направником для виміру щільності будови ґрунтів. Потрібно також урахувати, що сьогодні випускаються портативні переносні і недорогі прилади для реєстрації безпосередньо в польових умовах емісії парникових газів і різноманітні газоаналізатори для вивчення складу ґрунтового повітря. Радіологічні виміри забезпечені різноманітними спектрометрами і дозиметрами, обладнаними сучасною автоматичною реєстрацією й засобами графічної і статистичної обробки параметрів.

Сьогодні знаходять широке застосування різноманітні портативні лабораторії для експрес-діагностики живлення рослин із широким спектром макро- і мікроелементів, портативні прилади для рослинної діагностики вмісту азоту, виміру кислотності, дослідження безпосередньо в польових умовах ОВП, температури, електропровідності і інших параметрів.

Для оперативного проведення польових робіт на різних площадках, розташованих іноді в 50-70 км одна від іншої, негайної доставки зразків ґрунтів, вод і рослин для наступного аналізу незамінними будуть пересувні спеціально обладнані автомобілі-лабораторії, що випускаються деякими західними фірмами за досить доступними цінами.

Ще більш широкі можливості існують сьогодні для організації на найвищому рівні лабораторних вимірів складу ґрунтів, рослин і вод. Це різноманітне іонометричне, спектрофотометричне, мас-спектрометричне (рідинне і газове), атомно-адсорбційне, рентген-флуоресцентне, колориметричне і інше встаткування для вивчення складу і властивостей органічної і мінеральної частин ґрунтів, забрудників різноманітного походження і природи, а також досліджень мікробіологічних, токсикологічних і мікроскопічних характеристик ґрунтів.

Важливо відзначити, що сьогодні є значні можливості оснастити лабораторії найсучаснішим устаткуванням для підготовки зразків, їхнього здрібнювання, організації високопродуктивних потокових ліній, зберігання і

утилізації зразків, спеціалізованими зручними меблями, клімат-контролем, комфортними приміщеннями для виконання аналізів і відпочинку.

9.6. Геостатистичний

Геостатистика - новий етап у вивченні просторової неоднорідності ґрунтового покриву, розвинутий в основному зусиллями R. Webster а oth. (1990). В основі геостатистики лежить теорія стохастических (імовірнісних) функцій. За допомогою так званих регіоналізованих змінних вона дозволяє перейти від характеристики дискретних даних до характеристики континуума, яким, по суті, і є ґрунтовий покрив. Відповідно до цієї теорії будь-яка характеристика ґрунту має певну просторову структуру, яку можна відрізнити від випадкової. Геостатистика пропонує кілька математичних процедур (розрахунок дисперсії, побудова варіограм, кригінг і інші), які сприяють більш адекватному відбиттю просторових особливостей властивостей ґрунтів. Раніше просторова варіабельність властивостей ґрунтів не тільки недооцінювалася, але, навпроти, було запропоновано чимало способів її «усунення» (збільшення кількості відібраних зразків, їхнє усереднення, рендомізація). У той же час геостатистичне вивчення, наприклад, деяких фізичних властивостей на ґрунтово-екологічному полігоні дозволяє виявити території, через які переважно здійснюється внутрішньоґрунтове скидання поверхневих (талих або атмосферних) вод, території, які вимагають вибіркового підходу до обробітку (максимізації або мінімізації) або до меліорації (рис.8.7.1). Далі, за допомогою кригінга можна з великою часткою ймовірності виявити зони, де домінують підвищені параметри певного показника ґрунту (забруднення або засолення). Крім того, за допомогою геостатистичного методу корегіоналізації за наявності густої мережі спостережень (наприклад, гранулометричного складу, щільності або інших характеристик) можна коректно характеризувати сусідні ділянки з рідкою мережею спостережень.

Серед аспектів, де геостатистика знайде широке застосування, відзначимо детальну ґрунтову картографію і особливо точне землеробство.

Надалі, здається, жодна прогностична модель будь-яких міграційних процесів не може бути визнана коректною без просторових коригувань. Особливо перспективним може бути об'єднання геостатистичного методу з дистанційним зондуванням.

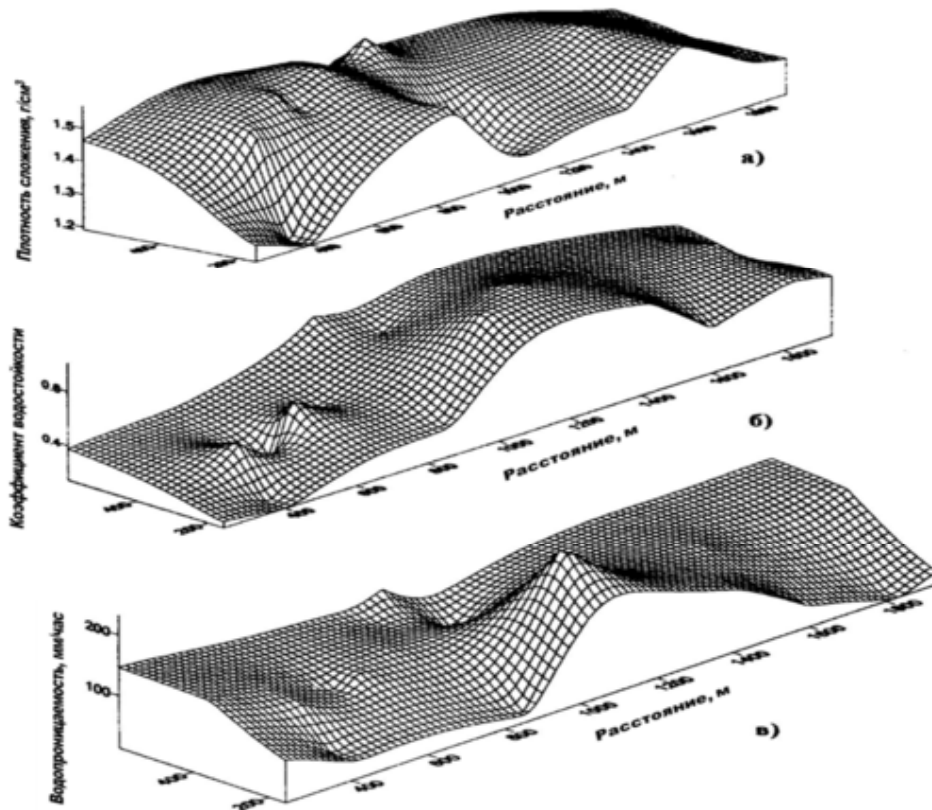


Рис. 9.6.1. Залежність неоднорідності ґрунтів екологічного полігону від щільності будови (а), водостійкості (б) і водопроницкості (в) ґрунтів(за даними Л. Г. Почепцової)

9.7. ГІС – технології

Геоінформаційна система є відносно новим, сучасним технічним засобом об'єднання і аналізу різноманітної інформації, наприклад, такої інформації, що виробляється в процесі моніторингу. Це картографічна інформація (ґрунтові, топографічні, гідрометеорологічні, гідрогеологічні і інші карти, карти землекористування), а також будь-яка інша цифрова інформація про властивості ґрунтів. ГІС дозволяє зіставити, проаналізувати, графічно представити, оновити, реконструювати інформацію в зручному для

користувача виді, побудувати нову карту, таблицю, графік, тобто, одержати принципово нову інформацію. ГІС (за умови, звичайно, якщо вона постачена досить потужними програмними засобами) - це одночасно й довідкове джерело (банк інформації і експертна система, без якої вже неможливо собі уявити сучасного менеджера, якому потрібно приймати оперативні і по можливості оптимальні рішення за наявності масової і нерідко суперечливої вихідної інформації.

ГІС здатна організувати тематично різноманітну просторову інформацію, робити з нею багато дій і забезпечувати автоматизований її аналіз.

Будь-яка ГІС дозволяє виконати наступні обов'язкові процедури:

- увести в комп'ютер і відредагувати інформацію про простір, прив'язаний до точок, ліній, полігонів;

- зберегти, поповнити, оновити і якщо буде потреба знайти внесену в комп'ютер інформацію;

- зробити аналіз уведеної в комп'ютер інформації, що може полягати в картографуванні, статистичній обробці, імітаційному моделюванні, а також піддати її більш складним перетворенням (наприклад, з метою прогнозу);

- скласти звіт у вигляді таблиць, графіків, карт.

З вище викладеного зовсім ясно, що ґрунтознавець-еколог не може обійтися без ГІС. Вона, звичайно ж, є дуже діючим помічником у виконанні найрізноманітніших завдань.

З моменту створення першої ГІС (60-і роки минулого сторіччя) цей напрямок у науці і у практиці пройшов значний шлях концептуального, програмного, технічного і прикладного вдосконалення. У початкові роки ГІС були лише в окремих організаціях, сьогодні, коли програмно-технічні засоби стали значно дешевшими, ГІС поширюються буквально лавинно. Разом з тим ґрунтознавство, моніторинг ґрунтів поки не були активними об'єктами нової методології. Ґрунтові матеріали - карти ґрунтів, землекористування і дуже невелике число параметрів, що характеризують властивості ґрунтів, звичайно

входять складовою частиною в більш загальні ГІС - наприклад, управління земельними, водними і лісовими ресурсами. У цей час такого роду ГІС розроблені у більшості розвинених країн.

9.8. Вивчення ґрунтів у режимі *in situ* і *on-line*

З огляду на постійну динаміку основних властивостей і режимів ґрунтів у часі залежно від зволоження, температури, мікробіологічної активності, важко очікувати, що польові виміри будуть відповідати камеральним. Зрозуміло, розбіжності не будуть мати місця у відношенні таких відносно консервативних властивостей як морфологічна будова або грансклад, але відносно швидкозмінливих режимів вологи, повітря, різноманітних міграцій, можливі відхилення. Більше того, за однократними спостереженнями, навіть виконаними у рівноважному стані ґрунту, неможливо скласти уявлення про реальну спрямованість процесів. Наприклад, рівноважна щільність будови фактично не є такою, тому що може мінятися від року до року залежно від агрофона і погодних умов, тобто це квазірівноважна величина. Точно також інші режими ґрунту залежно від дії антропогенних і кліматичних факторів характеризуються своєю ритмічною, уловити особливості якої досить складно, опираючись на традиційні підходи у вивченні ґрунтів. Словом, оцінка стану ґрунтів як тіла природи за результатами їхнього вивчення на однократно відібраних зразках пов'язана з ризиком одержання неточних або навіть помилкових висновків. Зрозуміло, потрібно по можливості віддавати перевагу даним, здобутим у режимі *in situ* (безпосередньо в польових умовах) і *on-line* (у режимі безперервної реєстрації властивостей ґрунтів).

На жаль, сьогодні не так багато можливостей реалізації вивчення ґрунтів з урахуванням реальної динаміки показників (добової, сезонної, річної, багаторічної). Але вони є й ці можливості стрімко розширюються. Наприклад, в останні роки значно вдосконалені методи виміру вологості ґрунтів без традиційного відбирання і висушування зразків. Серед багатьох різних приладів добре себе зарекомендували вимірники Time Domain Reflectometer (TDR) виробництва Delta-T Devices Ltd з Великобританії.

Визначення базуються на вимірі швидкості електромагнітної хвилі, що випромінюють сенсори, установлені на певних глибинах у ґрунті. Перед виміром у ґрунті стаціонарно встановлюють спеціальні тонкостінні туби, у які опускають сенсори. Останні з'єднані кабелем з вимірником. Як стверджують розробники, TDR надійно працює на мінеральних і органогенних ґрунтах, не вимагає частого калібрування, здатний швидко фіксувати пересування електромагнітної хвилі, забезпечений програмними засобами для автоматичної обробки результатів. TDR може стати незамінним при вивченні режиму вологості на моніторингових площадках.

За кордоном стає популярним використання методу електромагнітної індукції для оцінки стану ґрунтової родючості ґрунтів. З використанням цього методу встановлений досить високий рівень кореляції між агрономічно важливими властивостями ґрунтів і електропровідністю. Остання зростала разом зі зростанням у ґрунті вмісту доступної вологи, концентрацією ґрунтового розчину, ємністю катіонного обміну, тонкодисперсними компонентами. Логічно наявність таких зв'язків здається цілком виправданою, тому що перераховані властивості дійсно пов'язані з рівнем ґрунтової родючості. Важливо помітити, що в дослідженнях Л.В. Аніскевича, виконаних у Національному університеті біоресурсів і природокористування в Києві, цей метод був успішно випробуваний при вивченні неоднорідності ґрунтів у межах земельної ділянки з метою диференціації внесення добрив у технологіях точного землеробства.

Досить широкий набір нових приладів для ґрунтово-агрохімічних досліджень в умовах *in situ* і *on-line* пропонує голландська фірма Eijkelkamp (www.eijkelkamp.com). Це комплекс стаціонарного польового встаткування для визначення надходження, міграції, використання і балансу вологи, спостережень за водною ерозією і дефляцією і іншими ґрунтово-атмосферними процесами.

Англійська фірма ADC Bioscientific Ltd (www.adc.co.uk) робить устаткування для дослідження трансформації органічного вуглецю в системі

грунт-атмосфера (акумуляції, секвестрації, емісії).

Німецька фірма Trime робить комплект устаткування для автоматичної реєстрації термодинамічних параметрів ґрунтової вологи.

Французька фірма Lumbinus випускає пересувну аналітичну лабораторію для визначення безпосередньо в польових умовах забруднення ґрунтів різного походження.

Крім того, фірмами Великобританії, Німеччини, Франції виробляються різноманітні автоматичні кліматичні станції. Вони дозволяють контролювати велику кількість параметрів зволоження і температури приземного шару повітря, що істотно розширює дослідницькі можливості вивчення екологічних і продуктивних функцій ґрунтів на високому методичному рівні.

Для контролю фізичного стану ґрунтів розроблений пенетрометр з автоматичною реєстрацією показника під час виконання ґрунтообробної операції. Для цього пенетратор був закріплений на стійці глибокорозпушувача і був здатний вимірювати твердість на різних глибинах, у тому числі в підорному шарі, на глибині плужної підшви.

У Бельгії розроблений мобільний комплекс що дозволяє визначити безпосередньо в польових умовах загальний вміст органічного вуглецю і доступного фосфору, вологість і рН за допомогою навісного спектрофотометра. Після виконання технологічної операції на полі виявилось можливим одержати карту вмісту в ґрунті вимірюваного компонента. Порівняння карт, отриманих за допомогою мобільного комплексу і звичайним шляхом, дало цілком порівнянні контури.

Останнім часом розширюються можливості оцінки стану родючості ґрунту дистанційними засобами і, зокрема, за допомогою NDVI (Normalized Difference Vegetation Index - нормалізований індекс розходжень у спектральній характеристиці рослинності). NDVI – загально прийнятий індикатор «зеленості» у відбитому від поверхні ґрунту сонячному випромінюванні. У деяких роботах він називається хлорофільним індексом і показує вміст хлорофілу в листі, що, як відомо, прямо пов'язане зі вмістом

доступних форм азоту в ґрунті. В Англії з успіхом використаний цей метод для встановлення доз азотних добрив у підживленні озимої пшениці.

Використовуючи метод NDVI, у Росії (м. Санкт-Петербург, агрофізичний науково-дослідний інститут), розробили польовий оптичний тестер, здатний давати оцінку погіршеного або благополучного стану агроєкосистеми (ґрунту і рослинності). За величиною індексу можна коректувати дози застосовуваних добрив або діагностувати фізичний стан ґрунту на полі або його частині.

Таким чином, на наведених вище прикладах була показана безперечна перевага дослідження ґрунтів у режимах *in situ* і *on-line* у порівнянні зі звичайною технологією, що передбачає відбір численних зразків, транспортування їх у лабораторію і проведення камеральних аналітичних робіт. Нові підходи безсумнівно додадуть у розумінні сутності процесів ґрунтоутворення, родючості, їхньої динаміки. Головне ж - за допомогою даних, отриманих безпосередньо в полі, агротехнічні операції і взагалі процес керування родючістю стане більш точним, обґрунтованим і економічним.

9.9. Дистанційний

Дані дистанційного зондування (ДЗ), гармонізовані з ГІС, - ще один перспективний напрямок удосконалювання досліджень ґрунтів. Можливості ДЗ для діагностики ґрунтів досить давно вивчаються і у цей час прояснені настільки, що цілком можуть розглядатися як реальний засіб для вирішення різноманітних завдань і, насамперед, для прискорення оцінок (за наявності потужного дешифрувального апарата) і залучення в одночасний аналіз значних територій.

Спектральна відбивна здатність ґрунтів (коефіцієнти спектральної яскравості) є основою діагностики ґрунтів за допомогою дистанційних засобів. Ґрунти залежно від свого складу і властивостей мають різну відбивну здатність. Основний внесок у якісні характеристики спектра вносять вміст органічних речовин, співвідношення в них різних фракцій гумусу,

гранулометричний склад, вміст окислів заліза, солей, вологості. У загальному виді відбивна здатність ґрунту збільшується зі збільшенням у його складі тонкодисперсних компонентів, залізистих з'єднань, гумусу, вологості. У різних частинах спектра (видимої і інфрачервоної) ці залежності мають різний характер (від прямолінійних до криволінійних великої складності). Каталогізація спектрів для різних умов, формалізація залежностей, автоматичні комп'ютерні методи розрахунку і діагностика - сьогодні всі ці питання досягли значного рівня розвитку.

З огляду на безперечно значні можливості ДЗ розглянемо це питання дещо докладніше. Сьогодні стало досить очевидно, що різноманітні засоби ДЗ (аеро-, фото-, космічна зйомки, а також матеріали телевізійного, теплового, мікрохвильового, радіолокаційного, лазерного, радарного і інших видів сканування), здійснені узгоджено і на геоінформаційній основі, створюють сприятливі передумови для одержання різноманітної інформації з високою оперативністю і навіть у режимі реального часу.

Аерофотознімання. Фотографування територій з літаків широко використовується в геології, гідрології, гідрографії, дослідженні лісів. Досвід вивчення ґрунтового покриву за допомогою аерофотознімання також досить значний. Накопичено велику кількість знімків, що розрізняються за масштабом, спектральній чутливості, передачі кольору. Розроблено багато методів дешифрування таких знімків і навіть технологія ґрунтових досліджень за допомогою матеріалів аерофотознімання. Установлені найбільш інформативний час для зйомок, оптимальні типи знімків. На аерофотознімках досить надійно встановлюються макро-, мезо-і мікрорельєф, неоднорідності ґрунтового покриву, еродованість, засоленість, солонцюватість, ступінь зволоження, вміст гумусу, границі ґрунтових контурів. Все це добре доповнює інформацію, отриману звичайним наземним способом. Разом з тим, як відзначають відомі дослідники в області ДЗ ґрунтів М.С. Сімакова і І.Ю. Савін:

- ґрунт як цілісний об'єкт безпосередньо на аерофотознімках не

зображується, не зображується будова генетичного профілю, не відображаються фізичні і хімічні властивості ґрунтових горизонтів, їхня потужність і інші характеристики. Навіть поверхня ґрунтів здебільшого закрита для фотографування. Тільки аерофотознімання розораних полів, не закритих культурною рослинністю, містять безпосереднє зображення поверхні ґрунту. Тільки лише розгляд поверхні ґрунту недостатньо для визначення його виду і різновиду навіть у наземних дослідженнях;

- дешифрування ґрунтів за аерофотозніманням виробляється тільки побічно, шляхом дешифрування форм рельєфу, рослинності, геологічної будови місцевості і результатів господарської діяльності. На аерофотознімках завдяки зміні тону відображаються деякі показники ґрунтів (вони перераховані вище). Прояв у ґрунтах цих характеристик приводить до строкатості рослинності, зниження вмісту гумусу.

Таким чином, тон і колір знімка, розміри і форма контуру, доповнені аналізом компонентів ландшафту, також видимих на знімках, є непрямими і не завжди надійними ознаками дешифрування ґрунтів.

У науковій літературі запропоновано чимало способів підвищення надійності ознак дешифрування. Надійність дешифрування аерофотознімків багато в чому залежить від озброєності ґрунтознавця-дешифрувальника знанням компонентів ландшафту, що він досліджує, і повноти наземної супровідної інформації. Про можливість аерофотознімання свідчить успішний досвід складання ґрунтових карт окремих територій, країн і цілих континентів (М.С. Симакова).

Космічна зйомка. Починаючи з 70-х років минулого сторіччя, у міру розвитку космонавтики здійснюється зйомка ґрунтового покриву із супутників, що літають на великих висотах (понад 100 км). Для зйомки використовуються головним чином спеціальні фото- і телекамери, а також різні сканери і радары. Одержувана середньо-, дрібно- і оглядова інформація використовується для розробки відповідних ґрунтових карт або окремих їхніх властивостей (наприклад, першої такого роду картою була карта

гумусового стану ґрунтів). Для дешифрування космічних матеріалів використовується раніше вироблена методологія стосовно до аерофотознімання, однак, з огляду на різноманіття космічних знімків, останню необхідно було істотно доробити.

Найбільшого розвитку в цей час досягли методологія ґрунтового картування за аеро- і космічними знімками. Зокрема, реалізовані можливості дешифрувати розміри, форму і границі об'єктів, видимих на знімках з досить високою розв'язною здатністю (долини, височини, болота й ін.), їхню контрастність, тональність (у тому числі за допомогою так званих денситометрів), колір (у різних спектрах) і інші характеристики. Аналіз ґрунтових неоднорідностей різного походження за допомогою потужних ЕОМ, здатних розрізняти в 2-3 більше тонів, чим потенційно може розрізнити людське око, дозволив одержати різномасштабні ґрунтові карти, насичені досить різноманітною інформацією. Особливого розвитку досяг математичний, логічний, статистичний і в цілому програмний апарат дешифрування зображення.

Одночасно розвиваються методи дешифрування властивостей ґрунтів за даними космічних зйомок. Найбільшою популярністю користується діагностика гумусового стану з урахуванням гранулометричного складу. Теоретично індикація вмісту гумусу в ґрунті можлива за оптичними характеристиками ґрунтів, що відомо в ґрунтознавстві давно (І.І. Карманов). Якщо ж її зробити в різних діапазонах спектра (видимому і ближньому інфрачервоному) з урахуванням різних довжин хвиль (каналів спектра), а також домогтися стандартних умов зйомки (агрофон, хмарність, вологість), то виявиться можливою майже точна індикація вмісту гумусу в ґрунті. Останнє відкриває широкі можливості моніторингу вмісту гумусу в ґрунтах України. Для цього створені необхідні передумови:

- є дані гранулометричного складу з достатнім ступенем детальності;
- є регіональні моделі розрахункових рівнянь;
- є космічні знімки в необхідній зоні електромагнітного спектра,

автоматизована обробка яких з урахуванням вимог геоінформаційних систем, не представляє скільки-небудь істотних труднощів;

- є досить однорідний агрофон - рілля (це чи не єдина перевага високої розораності території України для успішного впровадження дистанційних методів моніторингу).

Інші види зйомок. З інших, не відзначених вище способів дистанційного зондування, найбільше досліджено стосовно до завдань дослідження ґрунтів і найбільш перспективно радіолокаційне зондування (А.Б. Ачасов, 1997). Перспективи такого роду зондування визначаються можливостями простежити неоднорідності різного походження в ґрунтовому профілі (майже повністю, на глибину кореневмісного шару), пов'язані зі складом, щільністю укладання компонентів ґрунтів, вологістю і деякими іншими характеристиками. Із зазначених можливостей впливає, що такі процеси як ерозія, переущільнення, аридизація або гідроморфність ґрунтів і деякі інші досить упевнено можуть бути діагностовані за допомогою багатоканальної радіолокаційної зйомки. Перевага останньої пояснюється значно меншою (у порівнянні з аерофотоматеріалами або космічним скануванням) залежністю від погодних умов, стану агрофона, часу доби, однак у розв'язній здатності радіолокація уступає іншим видам ДЗ.

На жаль, переваги лазерного, теплового, телевізійного, мікрохвильового зондування стосовно до вивчення ґрунтів досліджені поки недостатньо.

Не можна не підкреслити, що дистанційний моніторинг сільськогосподарських посівів у світі більш розвинений, чим моніторинг ґрунтового покриву. Наприклад, тільки в США функціонує дві системи такого моніторингу (USDA і USAID FEWS NET). Саме тому Уряд США має завчасний прогноз величини врожаю в більшості країн, що виробляють зерно, у тому числі й в Україні і можуть впливати на ринкову кон'юктуру. Відома також система FAO (GIEWS), система європейської комісії (MARS). В останні роки одержав популярність китайський моніторинг рослинності

(CCWS), французький GEOSYS, австралійський AGRECON, моніторинг Бельгії, Індії й інші.

ЗАПИТАННЯ ДЛЯ САМОПЕРЕВІРКИ

1. Стаціонарний польовий та вегетаційний досліди.
2. Математичне педотрансферне моделювання
3. Геостатистика як перспективний напрямок вивчення фізичних властивостей ґрунтів.
4. ГІС-технології.
5. Вивчення ґрунтів у режимі *in situ* і *on-line*
6. Дистанційне зондування як перспективний напрямок удосконалювання досліджень ґрунтів.

ЧАСТИНА 2. ПРИКЛАДНА ФІЗИКА ҐРУНТУ

ВСТУП

Фізичні властивості орних ґрунтів – це один з найважливіших факторів їх родючості. Контроль за змінами фізичних параметрів, які істотно впливають на напрямок фізичних процесів у ґрунті, є необхідним елементом моніторингу з метою оцінки стану земель і визначення найбільш ефективних прийомів їх збереження і підвищення родючості. Якщо агрохімічна характеристика ґрунтів є однією з найважливіших складових частин теоретичного обґрунтування ефективного застосування добрив та хімічних меліорантів, то агрофізична характеристика є такою ж важливою складовою частиною теоретичного обґрунтування всіх основних заходів землеробства (системи обробітку ґрунту, системи сівозмін і взагалі системи землеробства) і меліорації, основними завданнями яких є в першу чергу покращення ґрунтово-фізичних умов відповідно до вимог сільськогосподарських рослин. Значення фізичних властивостей ґрунту для його родючості особливо посилюється за умов інтенсивного використання сільськогосподарських земель. Застосування сільськогосподарської техніки підвищеної енергоємності і маси, поширення площі зрошення, застосування рідких органічних добрив – це ті фактори, які можуть призвести до погіршення фізичного стану орних земель, їх деградації.

Сучасне природознавство все у більшій мірі починає використовувати кількісні методи: це пов'язано з необхідністю не тільки кількісно описати і оцінити природну ситуацію, але і надати науково-обґрунтований прогноз її розвитку. Тому від грамотного їх використання багато у чому залежить точність знаходження оптимального рішення.

Знання фізичних властивостей і процесів у ґрунтах пов'язане із двома основними аспектами: із оцінкою ґрунту як середовища, яке обумовлює продуктивність рослин, а також з його функціональною роллю у біосфері в цілому. Перший аспект (агрофізичний) пов'язаний з кількісною оцінкою

властивостей твердої фази ґрунту, такими як його дисперсність, пористість, агрегатний стан та інші. Саме ці фізичні властивості ґрунту враховуються при розробленні агротехнічних і меліоративних заходів. Уміння правильно їх розраховувати, знання меж застосування тієї чи іншої формули і методу дослідження основних агрофізичних властивостей ґрунту – одне із основних завдань даного навчального посібника. Другий аспект (ґрунтово-екологічний) обумовлений характеристиками ґрунту, пов'язаними із його здатністю утримувати і проводити потоки води, газів, тепла, тобто із розрахунком енерго – і масо переносу у ґрунті. Сучасна фізика розробила спеціальний апарат для точного розрахунку таких потоків, основні теоретичні, методичні і розрахункові частини складають розділ по прогнозному моделюванню переносу води і речовин в ландшафті. Тому точне використання фізичних величин і параметрів, правильне застосування термінологічних понять і розмірностей визначає подальший розвиток агрофізики як кількісної науки про ґрунт – унікального природного тіла, яке володіє родючістю і обумовлює всі процеси переносу і обміну у біосфері в цілому.

Даний навчальний посібник є закономірною частиною курсу фізики ґрунтів, який має теоретичну (лекційну і семінарську) програму, практичні лабораторні і польові заняття, а також практичні заняття по використанню розрахункових методів не тільки у фізиці ґрунтів, але і у ґрунтознавстві в цілому. Дійсно, ґрунтово-фізичні розрахунки покладені в основу розрахунку доз внесення добрив і меліорантів (вапна, гіпсу), запасів елементів живлення і токсичних речовин, ерозійних процесів. Тому освоєння розрахункових методів фізики ґрунтів є необхідною задачею для будь-якого спеціаліста, який працює в області наук про Землю.

Позначення і основні розмірності фізичних величин, які використовують у фізиці ґрунтів

| Назва | Позначення | Розмірність | |
|---|------------|-----------------------------------|--------------------------|
| | | СІ | Рекомендована |
| 1 | 2 | 3 | 4 |
| Альбедо | A_k | % | % |
| Маса | P | кг | г |
| Вологість масова | W | кг/кг | %, г/г |
| об'ємна | θ | m^3/m^3 | %, г/г |
| моношару | W_m | m^3/m^3 | %, г/г |
| моношару зовнішньої та | $(W_m)_e$ | m^3/m^3 | %, г/г |
| внутрішній поверхні | $(W_m)_i$ | m^3/m^3 | %, г/г |
| утворення плівки | W_a | m^3/m^3 | %, г/г |
| Час | t | с | доба, год. |
| В'язкість | η | Па·с | пуаз |
| Тиск (див. також Потенціал) | P | Па | атм, мм рт. ст. |
| парціальний | p/p_c | безр. | см водн. ст. безр., % |
| Діаметр | d | м | мм, см |
| Довжина | l | м | см |
| Запаси вологи (речовини) | ЗВ (ЗР) | | $m^3/га$, мм |
| Випромінювання (радіація) | | | |
| атмосфери | I_a | Вт/м ² | кал/см ² ·хв |
| діяльної поверхні | I_n | Вт/м ² | кал/см ² ·хв |
| ефективне | I_{ef} | Вт/м ² | кал/см ² ·хв |
| Випаровування | E_t | кг/м ² ·с | см/доб. |
| Гідростатичний тиск | H | Па | см водн. ст. |
| Кількість води (речовини) | Q | м ³ | см ³ |
| Коефіцієнт фільтрації (син. – насичена гідравлічна провідність) | K_s | м ³ /м ² ·с | см/доб. |
| Коефіцієнт вологопровідності (син. – ненасичена гідравлічна провідність) | K_w | м ³ /м ² ·с | см/доб. |
| Коефіцієнти | | | |
| теплопровідності | λ | Дж/м·с·К | Вт/м·град |
| температуропровідності | α | м ² /с | см ² /год. |
| теплотасвоюваності | b | Дж/м·с·К | кал/см·доб·град |
| Маса | m | кг | г |
| Молярна маса | M | моль | моль |
| Об'єм | V | м ³ | см ³ |
| Щільність | d | кг/м ³ | г/см ³ |
| агрегата | d_a | кг/м ³ | г/см ³ |

| | | | |
|-------------------------|---|-----------------------------------|---------------------------|
| води | d_w | кг/м ³ | г/см ³ |
| грунту | ЩГ, d | кг/м ³ | г/см ³ |
| твердої фази ґрунту | ЩТФ, D | кг/м ³ | г/см ³ |
| 1 | 2 | 3 | 4 |
| Площа | S | м ² | см ² |
| поверхні зовнішньої | S _е | м ² /кг | м ² /г |
| поверхні внутрішньої | S _і | м ² /кг | м ² /г |
| поверхні повної | S _{пов} | м ² /кг | м ² /г |
| Поверхневий натяг | | н/м | г/см |
| Пористість | | | |
| грунту загальна | P _{заг} | безр. | %, безр. |
| агрегатна | P _{агр} | безр. | %, безр. |
| міжагрегатна | P _{магр} | безр. | %, безр. |
| сумарна агрегатна | P _{Σагр} | безр. | %, безр. |
| капілярна | P _к | безр. | %, безр. |
| аерації | P _{аер} | безр. | %, безр. |
| Потенціал (тиск) вологи | | | |
| повний | Ψ _t (P _t) | Дж/кг, Па | см водн. ст. |
| матричний | Ψ ^m _t (P _m) | Дж/кг, Па | см водн. ст. |
| осмотичний | Ψ _{осм} (P _{осм}) | Дж/кг, Па | см водн. ст. |
| гравітаційний | Ψ _g (P _g) | Дж/кг, Па | см водн. ст. |
| гідростатичний | Ψ _h (P _h) | Дж/кг, Па | см водн. ст. |
| пневматичний | Ψ ^a _p (P _p) | Дж/кг, Па | см водн. ст. |
| навантаження | Ψ ^e _p (P _e) | Дж/кг, Па | см водн. ст. |
| тензіометричний | Ψ _t (P _t) | Дж/кг, Па | см водн. ст. |
| при максимальній | | | |
| капілярно-сорбційній | Ψ _{МСКВ} | Дж/кг, Па | см водн. ст. |
| вологоємності (МСКВ) | | | |
| при максимальній | | | |
| адсорбційній | Ψ _{МАВ} | Дж/кг, Па | см водн. ст. |
| вологоємності (МАВ) | | | |
| 1-й критичний | Ψ _{КР1} | Дж/кг, Па | см водн. ст. |
| Потік | | | |
| води у ґрунті | i | м ³ /м ² ·с | см/доб. |
| тепла | g _n | дж/м ² ·с | кал/см ² ·доб. |
| Температура | | | |
| °С | t | - | град. |
| °К | T | кельвін | - |
| Теплоємність | | | |
| об'ємна | C _v | Дж/м ³ ·К | кал/см ³ ·град |
| питома | C _m | Дж/кг·град | кал/г·град |
| Потужність шару | h | м | см |
| Транспірація | T | кг/м ² ·с | г/см ² ·хв. |

РОЗДІЛ 1. ТВЕРДА ФАЗА ҐРУНТУ

1.1. Гранулометричний склад ґрунту

1.1.1. Розрахунок часу відбору часток при використанні піпет-методу

Під гранулометричним (механічним – застар.) складом ґрунтів та ґрунтоутворюючих порід слід розуміти відносний вміст у ґрунті елементарних ґрунтових часток різного розміру, незалежно від їх мінералогічного та хімічного складу. Гранулометричний склад виражається насамперед у вигляді масових процентів фракцій гранулометричних часток різного розміру.

Основні завдання цього розділу пов'язані із:

1. Розрахунком часу відбору часток певного діаметру при використанні піпет-методу;
2. Наданням даних гранулометричного складу у вигляді кумулятивної (інтегральної) кривої;
3. Перевід назви ґрунту за гранулометричним складом із вітчизняної у міжнародну класифікацію

Вихідними даними для вирішення завдань першого підрозділу (1) є діаметр часток, глибина відбору проби, глибина занурення піпетки при аналізі, в'язкість та щільність суспензії, щільність твердої фази ґрунту. Розрахунок часу відбору часток із діаметром меншого від заданого заснований на використанні формули Стокса (формула 1.1):

$$\frac{h}{t} = \frac{2}{9} \cdot r^2 \cdot g \cdot \frac{D-d_w}{\eta} \quad (1.1)$$

де h – глибина відбору проби із суспензії, см; t – час, с; r – радіус частинки, см; D , d_w – щільність твердої фази і води, г/см³; η – в'язкість суспензії (пуаз); g – прискорення сили тяжіння, рівне 981 см/с².

Зручніше за все виконувати розрахунки, наведені вище, у розмінностях системи CGS (основна одиниця для вимірювання довжини – [сантиметр](#), маси – [грам](#), часу – [секунда](#)). Необхідно мати на увазі, що при використанні пірофосфатного методу підготовки до аналізу, відбір проби виконують у

0,1% розчині пірофосфату. Тому необхідно використовувати значення в'язкості саме для такого розчину, а не чистої води. Інші величини (щільність розчину) незначно відрізняються від значень для чистої води.

Отже, час відбору проби із врахуванням всіх константних величин складе (формула 1.2):

$$t = 4,587 \cdot 10^{-3} \cdot \frac{h+\eta}{r^2 \cdot (D-d_w)} \quad (1.2)$$

Тепер, якщо задати конкретний діаметр (радіус) частинки і глибину відбору проби, використовуючи табличні значення та d_w , а також знаючи або використавши середні значення щільності твердої фази різних ґрунтів, можна розрахувати і час відбору часток відповідного розміру.

Приклад 1.1. Розрахувати час відбору часток діаметром <0,01 мм, якщо температура суспензії 20°C, щільність твердої фази ґрунту 2,70 г/см³, а глибина занурення піпетки 10 см.

Розв'язок. Насамперед, переводимо усі необхідні для розрахунків величини у єдину систему CGS: η – 0,0107 пуаз, щільність води – 0,998 г/см³, r – 0.0005 см. Розраховуємо час (с):

$$t = 4,587 \cdot 10^{-3} \cdot \frac{10+0,0107}{0,0005^2 \cdot (2,70-0,998)} = 1159,5 = 19 \text{ хв.} 14 \text{ сек.}$$

1.1.2. Надання даних гранулометричного складу у вигляді кумулятивної (інтегральної) кривої

Для вирішення завдань цього підрозділу при побудові кривої розподілу гранулометричних часток використовується рівномірно-логарифмічний масштаб шкали діаметрів часток, які відкладаються по осі абсцис. По осі ординат відкладають вміст (у % до маси абсолютно сухого ґрунту) часток менших певного діаметру. При використанні класифікації Н.А.Качинського для гранулометричних часток ґрунту діаметри складають: 0,001; 0,005; 0,01; 0,05; 0,25 та 1,0 мм. Логарифми цих діаметрів відповідно рівні: -3,00; -2,30; -2,00; -1,30; -0,60 та 0,00. Ці величини відкладають на рівномірній шкалі осі

абсцис. Для кожного значення діаметру часток відкладають процентний вміст часток менших цього діаметру, тобто, часток $< 0,001$, $< 0,005$, $< 0,01$ і т.д. Інакше кажучи, по осі ординат відкладаємо кумулятивний вміст часток фракцій, який може бути отриманий як сума фракцій меншого розміру, аж до даної фракції. Отримані точки з'єднують плавною кривою. Таким чином, кумулятивна крива, починаючись зі значень вмісту мулу (< 001 мм), безперервно зростає, наближуючись до 100% при величинах діаметрів найбільш грубих часток.

Приклад 1.2. За результатами гранулометричного аналізу чорнозему отриманий наступний вміст фракцій: $<0,001$ мм – 37,5%, (0,001-0,005 мм) – 8,9, (0,005-0,01 мм) – 18,9, (0,01-0,05 мм) – 30,2, (0,05-0,25 мм) – 3,5 та (0,25-10 мм) – 10%. Побудувати кумулятивну криву розподілу гранулометричних часток за розмірами.

Розв'язок. По осі ординат для відповідних логарифмів діаметрів відкладаємо: для -3,00 – 37,5%, для -2,30 – 46,4%, для -2,00 – 65,3%, для -1,3 – 95,5%, для 0,60 – 99,00%, для 0,00 – 100,0%. Кумулятивна крива наведена на рис. 1.

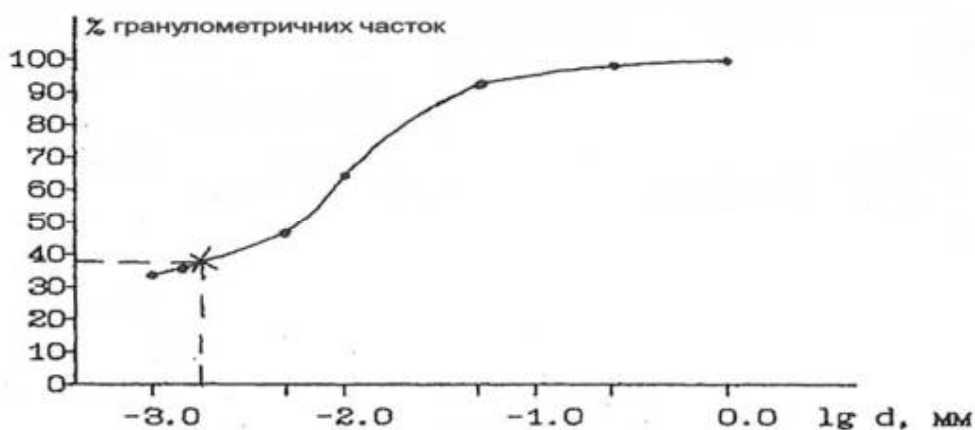


Рис. 1. – Кумулятивна (інтегральна) крива розподілу гранулометричних елементів за розміром

1.1.3. Перевід назви ґрунту за гранулометричним складом із вітчизняної у міжнародну класифікацію

Побудова кумулятивних кривих гранулометричного складу ґрунтів перш за все необхідна для грамотного і точного переведу назви із вітчизняної класифікації у міжнародну. Відомо, що межі у цих класифікаціях не співпадають, тому і неможливий прямий перехід із однієї в іншу. Межі фракцій у міжнародній: пісок – 2,0-0,005, пил – 0,05-0,02 , та мул <0,002 мм. Для визначення процентного вмісту цих фракцій на осі абсцис знаходять точки, які відповідають межах цих трьох фракцій: 0,05 та 0,002 мм, або на рівномірній логарифмічній шкалі: - 1,3 та -2,7. Значення - 2,7 буде відповідати на ординаті вмісту мулу, а -1,3 – сумарному вмісту мулу та пилу. Пісок легко визначити за різницею $[100 - (\text{мул} + \text{пил})]$. Таким чином визначають вміст фракцій мулу, пилу та піску, які відповідають міжнародній класифікації. Класифікаційну належність ґрунту у міжнародній класифікації визначають користуючись трикутником Ферре (рис. 2). Для цього на лівій стороні трикутника, де відкладений вміст мулистих часток, знаходять точку, яка відповідає вмісту мулу (<0,002 мм).

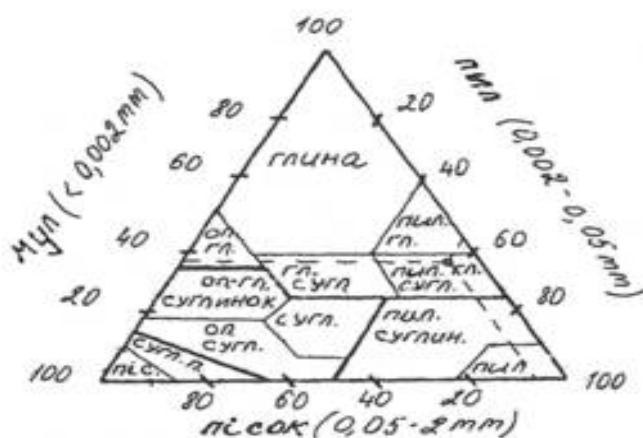


Рис. 2 – Трикутник Ферре для класифікації ґрунтів за гранулометричним складом

Із цієї точки проводимо пряму паралельну основі. Потім на правій стороні трикутника (вміст пилу) також знаходимо точку, яка відповідає вмісту пилу у

дослідному ґрунті. Із неї проводять лінію паралельну лівій стороні – паралельно осі «вміст мулу». Дві прямі лінії перетнуться всередині трикутника у деякій точці, у яку потрапить третя лінія, проведена паралельно осі «пил» із точки, яка відповідає вмісту піску на основі трикутника. Ця точка перетину трьох ліній обов'язково опиниться всередині будь-якої області, яка відповідає за певну класифікаційну групу ґрунтів за гранулометричним складом.

Отже, завдяки наведеним прикладам виникає можливість переходу із двочленних класифікацій за Качинським Н.А. (співвідношення фізичної глини та фізичного піску) , які подекуди використовуються в Україні, до міжнародних тричленних класифікацій (співвідношення піску, пилу та мулу) завдяки побудові кумулятивної кривої, знаходження вказаних трьох фракцій та визначення класифікаційної належності ґрунту за трикутником Ферре.

Приклад 1.3. Визначити класифікаційну назву за гранулометричним складом чорнозему за Качинським Н.А. та міжнародною класифікацією, гранулометричний склад якого наведений у прикладі 1.2.

Розв'язок. Чорнозем за двочленною класифікацією належить до глини легкої (вміст фізичного піску складає 34,7%, переважає фракція мулу, потім грубого пилу). Необхідно розрахувати вміст фракції піску, пилу, мулу за міжнародною класифікацією. Для цього по кумулятивній кривій (див. рис. 1) для точки на осі абсцис , яка відповідає діаметру мулистих часток ($-2,70$), визначаємо вміст мулу. Він складає 38,5%. Вміст (пил + мул), який відповідає межі фракцій $<0,05$, досягає 95,4%, а пилу відповідно $95,5 - 38,5 = 57,00\%$, піску – 4,5%. За трикутником Ферре (рис. 2) дослідний чорнозем відноситься до пилувато-глинистого суглинку.

1.1.4. Завдання та вправи

1. Необхідно дати назву ґрунту за гранулометричним складом, якщо відомо, що він чорноземного типу ґрунтоутворення і містить часток "фізичної глини" 25,8; 8,3; 80,7 та 90,4%.

2. Слід визначити різновидність дерново-підзолистого ґрунту, який містить часток "фізичної глини" відповідно 15,3; 3,9; 56,4; 72,6 та 92,7%.
3. Дайте назву різновидності солонця лучного, що містить часток "фізичного піску" 97,3; 7,6; 35,8; 14,3 та 3,8%.
4. Визначте різновидність темно-каштанового сильносолонцюватого ґрунту, який містить часток "фізичного піску" 40,3; 94,6; 75,6; 32,4 та 56,3%.
5. Визначте різновидність ясно-сірого лісового ґрунту, який містить часток "фізичної глини" 12,6; 86,3; 27,4; 38,2 та 44,8%.
6. Дайте назву дернового ґрунту за гранулометричним складом, якщо відомо, що він містить часток "фізичного піску" 97,2; 45,3; 20,6; 36,2 та 18,8%.
7. Визначте до якої групи ґрунтів (легкого або важкого гранулометричного складу) належить чорнозем, якщо він містить "фізичної глини" 15,6; 8,8; 42,6; 31,3; 85,4 та 17,3%.
8. Визначте до якої групи ґрунтів (легкого чи важкого гранулометричного складу) слід віднести дерново-підзолистий ґрунт, якщо він містить "фізичної глини" 2,8; 7,3; 12,6; 16,3; 27,8 та 34,3%.
9. Визначте до якої групи ґрунтів (легкого чи важкого гранулометричного складу) слід віднести лучний ґрунт, якщо він містить "фізичного піску" 96,2; 63,5; 23,8; 12,6; 7,8 та 35,3%.
10. Розрахуйте і оцініть ступінь диференціації профілю дерново-підзолистого ґрунту, якщо вміст мулу в горизонті HE становить 8,3; у горизонті I -26,2 %, а щільність цих горизонтів дорівнює відповідно 1,52 та 1,65 г/см³.
11. Охарактеризуйте ступінь диференціації профілю чорнозему типового, якщо вміст мулу в горизонті H становить 30,6; у горизонті Phk – 29,8 %, а щільність цих горизонтів дорівнює відповідно 1,18 та 1,20 г/см³.

12. Визначте ступінь диференціації профілю солонця каштанового, якщо вміст мулу в горизонті Ned становить 23,8; у горизонті Ih – 43,8 %, а щільність цих горизонтів дорівнює відповідно 1,32 та 1,48 г/см³.

13. Розрахуйте гранулометричний показник структурності сірого лісового ґрунту, який в орному шарі містить 3,2 % гумусу, 17,3 % мулу, дрібного, середнього і грубого пілу – відповідно 5,3; 10,6 та 45,8%.

14. Розрахуйте гранулометричний показник структурності чорнозему типового, який в орному шарі ґрунту містить 4,6 % гумусу, 32,5 % мулу, дрібного, середнього і грубого пілу відповідно 10,2; 7,8 та 37,6 %.

15. Розрахуйте гранулометричний показник структурності каштанового солонцюватого ґрунту, який в орному шарі містить 2,5 % гумусу, 40,3 % мулу, дрібного, середнього і грубого пілу – відповідно 7,2; 13,9 та 34,5%.

16. Розрахувати час відбору часток із діаметрами: а) <0,05 мм; б) <0,01 мм; в) <0,005 мм; г) <0,001 мм при використанні піпет-методу при в'язкості розчину а) 0,01 пуаз; б) 1,021 мПа·с.

Завдання для самостійної роботи

Виходячи із даних гранулометричного складу ґрунтів (табл. 1), виконайте наступні завдання:

- визначте повну назву ґрунту за гранулометричним складом, використовуючи класифікацію Н.А. Качинського та за міжнародною класифікацією за допомогою трикутника Ферре;

- розрахуйте гранулометричний показник структурності за О.Ф.Вадюніною;

- розрахуйте коефіцієнт і ступінь диференціації ґрунту за гранулометричним складом;

- подайте дані гранулометричного складу графічно у вигляді

циклограми (для верхнього генетичного горизонту) і профільним методом.

- охарактеризуйте зв'язок гранулометричного складу материнської породи з ґрунтом та його зміни в процесі ґрунтоутворення;
- проаналізуйте розподіл окремих фракцій, особливо мулистої, за генетичними горизонтами та відобразіть закономірності їх розподілу, пов'язуючи з характером ґрунтоутворних процесів;
- за результатами гранулометричного аналізу зробіть висновки про агрономічні властивості ґрунту стосовно вирощування сільсько-господарських культур.

**1. Гранулометричний склад ґрунтів
(за даними "Атлас почв Української ССР", 1979)**

| Генетичний горизонт, глибина, см | Вміст (%) часток розміром, мм | | | | | |
|---|-------------------------------|-------------|-----------|------------|-------------|--------|
| | 1 - 0,25 | 0,25 - 0,05 | 0,05-0,01 | 0,01-0,005 | 0,005-0,001 | <0,001 |
| 1 | 2 | 3 | 4 | 5 | 6 | 7 |
| Розріз 1. Дерново-прихованопідзолистий на водно-льодовикових відкладах | | | | | | |
| He ₀₋₁₀ | 12,9 | 50,7 | 26,4 | 2,9 | 2,6 | 4,5 |
| Pe ₂₅₋₃₅ | 15,1 | 44,0 | 30,8 | 1,5 | 2,8 | 5,8 |
| Pi ₃₉₋₄₉ | 13,6 | 45,4 | 26,1 | 1,5 | Немає | 13,0 |
| P _{2i} ₆₅₋₇₅ | 23,9 | 28,7 | 28,3 | 2,1 | 3,2 | 13,8 |
| P _{3i} ₁₀₅₋₁₁₅ | 35,0 | 48,9 | 8,5 | 0,6 | 1,0 | 6,0 |
| P ₁₇₀₋₁₈₀ | 42,7 | 50,6 - | 2,8 | 0,5 | 0,6 | 2,8 |
| Розріз 2. Дерново-прихованопідзолистий на водно-льодовикових відкладах | | | | | | |
| He ₀₋₁₀ | 13,6 | 36,3 | 35,9 | 2,0 | 3,4 | 8,8 |
| Pe ₂₅₋₃₅ | 36,5 | 34,3 | 18,5 | 3,0 | 0,9 | 6,8 |
| Pi ₅₀₋₆₀ | 39,0 | 34,5 | 18,3 | 1,0 | 4,0 | 3,2 |
| P ₁₁₀₋₁₂₀ | 39,9 | 32,7 | 21,2 | 0,6 | 3,2 | 2,4 |
| Розріз 3. Дерново-слабокпідзолистий на водно-льодовикових відкладах | | | | | | |
| HE ₀₋₁₀ | 13,5 | 78,5 | 1,0 | 2,7 | 2,0 | 2,3 |
| E ₂₅₋₃₅ | 40,0 | 39,7 | 13,9 | 2,4 | 2,0 | 2,0 |
| IE ₆₅₋₇₅ | 10,8 | 77,8 | 2,6 | 1,2 | 1,2 | 6,4 |
| P ₁₃₀₋₁₄₀ | 11,6 | 72,6 | 5,1 | 1,7 | 1,7 | 7,3 |
| Розріз 4. Дерново-середньопідзолистий на водно-льодовикових відкладах | | | | | | |
| HE ₅₋₁₅ | 25,2 | 37,6 | 22,3 | 1,7 | 4,9 | 8,3 |
| E(h) _{23.33} | 19,8 | 43,9 | 23,0 | 2,7 | 4,7 | 5,9 |
| IE ₄₂₋₅₂ | 15,1 | 34,0 | 33,6 | 1,9 | 4,0 | 11,4 |
| PI ₉₀₋₁₀₀ | 23,7 | 53,9 | 6,3 | 1,0 | 3,0 | 12,1 |
| P ₁₃₀₋₁₄₀ | 23,5 | 46,9 | 10,6 | 1,5 | 3,3 | 14,2 |
| Розріз 5. Дерново-середньопідзолистий на морені | | | | | | |
| HE ₀₋₁₀ | 20,5 | 22,1 | 33,4 | 6,6 | 7,8 | 9,6 |
| E ₃₂₋₄₂ | 21,6 | 25,5 | 33,0 | 6,6 | 3,5 | 9,8 |
| I ₇₃₋₈₃ | 18,2 | 29,4 | 15,5 | 4,0 | 5,2 | 27,9 |
| P ₁₄₀₋₁₅₀ | 74,3 | 4,2 | 2,4 | 2,9 | 0,8 | 15,4 |
| Розріз 6. Підзолисто-дерновий на озерних відкладах | | | | | | |
| HE ₀₋₁₀ | 4,4 | 34,7 | 42,0 | 2,6 | 4,8 | 11,5 |
| E ₃₂₋₄₂ | 2,0 | 36,0 | 41,8 | 7,4 | 3,7 | 9,1 |
| I _{Eh} ₈₀₋₉₀ | 13,9 | 38,0 | 21,4 | 2,6 | 5,3 | 18,8 |
| Pi ₁₂₀₋₁₃₀ | 42,0 | 38,4 | 10,9 | 0,2 | 2,8 | 5,7 |
| P ₁₅₀₋₁₈₀ | 0,2 | 16,1 | 37,6 | 7,6 | 1,2,5 | 26,0 |
| Розріз 7. Дерново-карбонатний на елювії крейди | | | | | | |
| Hк ₀₋₁₀ | 20,8 | 25,2 | 24,0 | 4,2 | 6,4 | 19,4 |
| HPк ₂₀₋₃₀ | 20,2 | 16,9 | 24,5 | 6,3 | 8,8 | 23,3 |
| Pк ₄₀₋₅₀ | Крейда білого кольору | | | | | |
| Розріз 8. Дерновий глеюватий на водно-льодовикових суглинках | | | | | | |
| H ₀₋₁₀ | 11,6 | 24,6 | 31,8 | 5,2 | 7,0 | 19,8 |
| HPgl ₃₀₋₄₀ | 21,8 | 20,6 | 28,3 | 2,5 | 6,9 | 19,9 |
| Pgl ₇₀₋₈₀ | 8,9 | 24,9 | 27,9 | 3,9 | 12,1 | 22,3 |
| Розріз 9. Дерновий глейовий на водно-льодовикових відкладах | | | | | | |
| H ₀₋₁₀ | 0,3 | 45,0 | 29,0 | 4,0 | 4,3 | 17,4 |
| HPgl ₂₀₋₃₀ | 0-7 | 40,3 | 35,0 | 4,5 | 3,2 | 16,3 |
| P(h)gl ₅₀₋₆₀ | 0,8 | 38,0 | 43,9 | 3,3 | 0,5 | 13,5 |
| Pgl ₁₀₀₋₁₁₀ | 6,2 | 35,0 | 29,4 | 5,5 | 4,1 | 19,8 |

| Розріз 10. Ясно-сірий лісовий на лесі | | | | | | |
|---|------|------|------|------|------|------|
| 1 | 2 | 3 | 4 | 5 | 6 | 7 |
| HE ₂₋₁₂ | 2,5 | 12,4 | 61,7 | 2,6 | 6,6 | 14,2 |
| Eh ₂₂₋₃₂ | 4,9 | 11,2 | 62,4 | 6,4 | 3,4 | 11,7 |
| I _{1(h)} ₄₁₋₅₁ | 0,2 | 7,3 | 62,9 | 5,5 | 4,6 | 19,5 |
| I ₂ ₈₅₋₉₅ | 0,2 | 4,9 | 60,4 | 5,3 | 5,0 | 24,2 |
| PK ₁₄₀₋₁₅₀ | 0,5 | 16,3 | 58,1 | 5,6 | 0,8 | 18,7 |
| Розріз 11. Сірий лісовий на лесі | | | | | | |
| HE ₁₀₋₂₀ | 8,4 | 12,3 | 46,4 | 10,8 | 5,2 | 16,9 |
| I _{1(h)} ₃₃₋₄₃ | 4,3 | 11,8 | 46,8 | 9,5 | 8,4 | 19,2 |
| I ₂ ₆₅₋₇₅ | 1,9 | 0,2 | 46,3 | 8,1 | 9,1 | 34,4 |
| I ₃ ₉₅₋₁₀₅ | 2,2 | 17,9 | 32,1 | 7,6 | 8,7 | 31,5 |
| Pi ₁₂₅₋₁₃₅ | 3,4 | 4,8 | 43,3 | 9,6 | 6,3 | 32,6 |
| PK ₁₇₀₋₁₈₀ | 27,3 | 36,3 | 14,5 | 1,5 | 3,3 | 17,1 |
| Розріз 12. Темно-сірий опідзолений на лесі | | | | | | |
| He ₂₋₁₂ | 1,4 | 10,1 | 35,5 | 11,6 | 11,8 | 29,6 |
| He ₁₃₋₂₃ | 1,4 | 8,3 | 38,4 | 9,7 | 10,7 | 31,5 |
| Hi ₄₀₋₅₀ | 0,6 | 8,2 | 34,9 | 10,4 | 13,3 | 32,6 |
| I ₆₉₋₇₉ | 3,2 | 2,2 | 31,8 | 15,8 | 7,2 | 39,8 |
| Pi ₁₁₀₋₁₂₀ | 1,5 | 1,3 | 34,5 | 12,8 | 11,4 | 38,5 |
| PK ₁₃₀₋₁₄₀ | 0,8 | 2,0 | 29,9 | 14,4 | 7,0 | 45,9 |
| Розріз 13. Темно-сірий реградований на лесі | | | | | | |
| He ₀₋₁₀ | 0,1 | 6,8 | 52,2 | 8,5 | 6,3 | 26,1 |
| Hi(k) ₃₀₋₄₀ | 0,1 | 3,8 | 55,4 | 8,0 | 6,8 | 25,9 |
| Hi(k) ₇₀₋₈₀ | 0,1 | 3,7 | 53,1 | 8,3 | 9,7 | 25,1 |
| P(hi)k ₉₀₋₁₀₀ | 0,1 | 4,0 | 54,5 | 8,7 | 8,5 | 24,2 |
| P(hi)k ₁₁₀₋₁₂₀ | 0,2 | 3,2 | 52,6 | 8,9 | 9,9 | 25,2 |
| PK ₁₉₀₋₂₀₀ | 0,1 | 3,4 | 43,0 | 10,4 | 13,1 | 30,0 |
| Розріз 14. Чорнозем опідзолений на лесі | | | | | | |
| He ₀₋₁₀ | 0,1 | 4,3 | 53,4 | 8,8 | 8,2 | 25,2 |
| He ₃₀₋₄₀ | 0,0 | 3,9 | 53,0 | 8,5 | 9,0 | 25,6 |
| HiI ₅₀₋₆₀ | 0,0 | 5,7 | 53,8 | 8,2 | 7,4 | 24,9 |
| Phi ₈₀₋₉₀ | 0,0 | 7,6 | 52,4 | 8,9 | 6,5 | 24,6 |
| P(h)i ₁₀₀₋₁₁₀ | 0,0 | 6,9 | 53,2 | 8,4 | 8,3 | 23,2 |
| PK ₁₃₀₋₁₄₀ | 0,0 | 6,1 | 50,7 | 8,6 | 7,9 | 26,7 |
| Розріз 15. Чорнозем реградований на лесі | | | | | | |
| H ₀₋₁₀ | 0,2 | 2,4 | 54,2 | 8,6 | 7,6 | 27,0 |
| H ₃₀₋₄₀ | 0,2 | 5,0 | 54,2 | 7,7 | 8,1 | 24,8 |
| HPi(k) ₅₀₋₆₀ | 0,2 | 3,9 | 52,6 | 8,3 | 7,9 | 27,1 |
| PhiK ₈₀₋₉₀ | 0,2 | 3,7 | 53,5 | 7,5 | 9,5 | 25,6 |
| P(hi)k ₁₁₀₋₁₂₀ | 0,1 | 2,7 | 50,7 | 8,9 | 11,4 | 26,2 |
| PK ₁₂₀₋₁₃₀ | 0,1 | 2,3 | 50,5 | 9,4 | 10,5 | 27,2 |
| Розріз 16. Чорнозем типовий малогумусний на лесі | | | | | | |
| H ₀₋₁₀ | 0,3 | 4,7 | 52,9 | 7,3 | 9,9 | 24,9 |
| Hk ₂₅₋₃₅ | 0,2 | 16,1 | 46,4 | 9,2 | 6,0 | 22,1 |
| Hpk ₄₅₋₅₅ | 0,1 | 19,8 | 45,7 | 6,2 | 7,3 | 20,9 |
| Phk ₈₀₋₉₀ | 0,1 | 27,6 | 41,6 | 6,2 | 5,0 | 19,5 |
| Phk ₁₁₀₋₁₂₀ | 0,1 | 29,3 | 39,8 | 6,9 | 4,6 | 19,3 |
| P(h)k ₁₄₀₋₁₅₀ | 0,2 | 28,4 | 41,2 | 5,0 | 4,9 | 20,0 |
| PK ₂₁₀₋₂₂₀ | 0,1 | 28,8 | 40,1 | 5,4 | 5,4 | 19,9 |

| Розріз 17. Чорнозем типовий малогумусний на лесовидних суглинках | | | | | | |
|---|-----|------|------|------|------|------|
| 1 | 2 | 3 | 4 | 5 | 6 | 7 |
| H(κ) ₁₀₋₂₀ | 0,1 | 18,8 | 33,5 | 10,1 | 7,2 | 30,3 |
| H(κ) ₃₀₋₄₀ | 0,1 | 22,2 | 32,9 | 7,6 | 8,6 | 28,6 |
| H _{рк} ₆₀₋₇₀ | 0,1 | 17,4 | 54,7 | 9,9 | 9,2 | 28,7 |
| Phκ ₈₀₋₉₀ | 0,1 | 21,2 | 28,9 | 10,3 | 9,7 | 29,8 |
| Phκ ₁₁₀₋₁₂₀ | 0,0 | 21,4 | 31,9 | 8,3 | 9,8 | 28,6 |
| P(h)κ ₁₄₀₋₁₅₀ | 0,0 | 22,2 | 25,6 | 10,9 | 13,5 | 27,7 |
| Рκ ₂₁₀₋₂₂₀ | 0,1 | 21,2 | 34,5 | 10,3 | 6,4 | 27,5 |
| Розріз 18. Чорнозем типовий середньогумусний на лесі | | | | | | |
| H(κ) ₀₋₂₀ | 0,3 | 7,4 | 39,8 | 8,3 | 10,3 | 33,9 |
| H(κ) ₃₀₋₄₀ | 0,2 | 6,7 | 37,0 | 10,0 | 9,4 | 36,7 |
| H _{рк} ₄₅₋₅₅ | 0,3 | 4,4 | 38,5 | 10,6 | 10,2 | 36,0 |
| H _{рк} ₆₀₋₇₀ | 0,2 | 5,0 | 36,4 | 11,9 | 9,4 | 37,1 |
| Phκ ₈₀₋₉₀ | 0,3 | 3,5 | 40,0 | 9,7 | 11,3 | 35,2 |
| P(h)κ ₁₂₀₋₁₃₀ | 0,2 | 5,3 | 35,2 | 11,7 | 13,4 | 34,2 |
| Рκ ₁₈₀₋₁₉₀ | 0,4 | 6,5 | 27,4 | 13,5 | 13,7 | 38,1 |
| Розріз 19. Лучно-чорноземний на лесовидних суглинках | | | | | | |
| H _о ₀₋₁₀ | 0,5 | 10,8 | 57,3 | 5,2 | 4,0 | 22,2 |
| H ₂₅₋₁₅ | 0,5 | 10,1 | 59,4 | 4,6 | 3,5 | 21,9 |
| H _{рк} ₅₀₋₇₀ | 0,5 | 9,7 | 61Д | 4,4 | 5,2 | 19,1 |
| Phκ ₉₀₋₁₀₀ | 0,7 | 11,8 | 56,8 | 4,2 | 6,3 | 20,2 |
| P(h)κ _{gl} ₁₄₀₋₁₅₀ | 0,4 | 15,0 | 50,6 | 5,9 | 6,4 | 21,7 |
| Розріз 20. Лучний на лесовидному суглинку | | | | | | |
| H(κ) ₂₋₁₂ | 0,4 | 14,6 | 58,5 | 1,8 | 4,3 | 20,4 |
| H(κ) ₂₀₋₃₀ | 0,4 | 18,9 | 54,7 | 3,0 | 3,9 | 19,1 |
| H _{рк} (gl) ₆₀₋₇₀ | 0,3 | 19,2 | 53,2 | 2,0 | 6,1 | 19,2 |
| P(h)κ _{gl} | 0,2 | 14,2 | 58,9 | 3,1 | 5,9 | 17,0 |
| Рκ _{gl} | 0,2 | 14,0 | 59,0 | 3,4 | 6,2 | 17,2 |
| Розріз 21. Чорнозем звичайний середньогумусний на лесі | | | | | | |
| H ₀₋₁₀ | 0,1 | 4,4 | 34,8 | 14,6 | 12,3 | 33,8 |
| H ₃₀₋₄₀ | 2,1 | 4,5 | 35,3 | 12,1 | 12,1 | 33,9 |
| H _{рк} (κ) ₅₀₋₆₀ | 1,0 | 4,2 | 33,8 | 12,8 | 15,6 | 32,6 |
| H _{рк} ₆₀₋₇₀ | 0,6 | 7,3 | 34Д | 12,0 | 14,7 | 31,3 |
| Phκ ₇₅₋₈₅ | 0,8 | 8,6 | 32,5 | 13,0 | 11,6 | 33,5 |
| P(h)κ ₈₅₋₉₅ | 0,7 | 9,7 | 32,9 | 11,3 | 12,3 | 33,1 |
| Рκ ₁₃₀₋₁₄₀ | 1,0 | 9,4 | 33,7 | 10,6 | 11,3 | 34,0 |
| Розріз 22. Чорнозем звичайний малогумусний на лесі | | | | | | |
| H ₀₋₁₀ | 0,1 | 8,9 | 32,4 | 11,9 | 10,0 | 36,7 |
| H ₃₀₋₄₀ | 0,2 | 9,8 | 35,3 | 5,9 | 12,5 | 36,3 |
| H _{рк} ₅₀₋₆₀ | 0,1 | 8,0 | 38,3 | 4,5 | 11,0 | 38,1 |
| Phκ ₇₀₋₈₀ | 0,1 | 8,5 | 37,2 | 7,6 | 8,7 | 37,9 |
| Рκ ₉₀₋₁₀₀ | 0,1 | 6,6 | 37,1 | 8,8 | 12,2 | 35,2 |
| Розріз 23. Чорнозем південний на лесі | | | | | | |
| H ₀₋₁₀ | 0,2 | 3,6 | 36,2 | 8,1 | 11,7 | 40,2 |
| H _{рк} (i) ₂₅₋₃₅ | 0,3 | 5,6 | 34,8 | 10,8 | 10,3 | 39,2 |
| H _{рк} (i)(κ) ₄₀₋₅₀ | 0,4 | 5,2 | 34,3 | 10,8 | 10,3 | 39,0 |
| P(h)κ ₇₅₋₈₅ | 0,1 | 5,8 | 34,2 | 9,8 | 11,6 | 38,5 |
| Рκ ₉₀₋₁₀₀ | 0,1 | 6,4 | 32,4 | 9,2 | 12,8 | 39,1 |

Продовження табл. 1

| Розріз 24. Чорнозем південний міцелярно-карбонатний на лесі | | | | | | |
|--|------|------|------|------|------|------|
| 1 | 2 | 3 | 4 | 5 | 6 | 7 |
| H(κ) 0-10 | 0,2 | 2,8 | 29,6 | 10,3 | 12,1 | 45,0 |
| Hpκ ₃₀₋₄₀ | 0,2 | 7,6 | 26,8 | 9,9 | 10,1 | 45,4 |
| Phκ 45-55 | 0,2 | 14,2 | 25,1 | 8,5 | 9,3 | 42,7 |
| Pκ 90-100 | 0,2 | 13,9 | 25,0 | 8,5 | 7,4 | 45,0 |
| Розріз 25. Темно-каштановий солонцюватий на лесі | | | | | | |
| Hed 0-8 | 0,2 | 1,7 | 42,4 | 11,8 | 13,3 | 30,6 |
| H(i) 20-25 | 0,1 | 7,7 | 34,7 | 6,6 | 15,6 | 35,3 |
| Hpi 30-35 | 0,1 | 2,0 | 35,2 | 8,2 | 15,4 | 39,1 |
| Phi(κ) 60-65 | 0,3 | 6,6 | 33,9 | 11,1 | 10,5 | 37,6 |
| Pκ ₁₄₀₋₁₅₀ | 0,1 | 15,4 | 15,8 | 11,4 | 17,1 | 40,2 |
| Розріз 26. Каштановий солонцюватий на лесі | | | | | | |
| Hed 0-6 | 0,7 | 5,2 | 33,1 | 13,6 | 7,2 | 40,2 |
| HPiκ 17-27 | 0,8 | 2,6 | 33,5 | 12,8 | 8Д | 42,2 |
| Phiκ ₃₅₋₄₅ | 1,0 | 6Д | 30,4 | 11,0 | 6,6 | 44,9 |
| P(h)κ 55-65 | 0,7 | 0,8 | 37,2 | 8,9 | 8,2 | 44,2 |
| Pκ(s) 85-95 | 0,4 | 2,6 | 38,9 | 7,6 | 8,9 | 41,6 |
| Pκs ₁₂₅₋₁₃₅ | 1,0 | 1,0 | 36,2 | 8,6 | 10,4 | 42,8 |
| Розріз 27. Солонець каштановий на лесі | | | | | | |
| Hed 0-5 | 0,8 | 3,6 | 50,7 | 4,5 | 18,1 | 22,3 |
| Eh ₇₋₁₂ | 0,4 | 11,6 | 38,9 | 6,2 | 13,9 | 29,0 |
| Ph ₁₈₋₂₃ | 0,1 | 5,5 | 26,2 | 15,3 | 10,1 | 42,8 |
| Plh(κ) 32-37 | 0,1 | 8,4 | 32,6 | 12,7 | 5,3 | 40,9 |
| Pκ(h) 45-50 | 0,1 | 2,3 | 38,1 | 10,6 | 6,1 | 42,8 |
| Pκs ₉₅₋₁₀₀ | 0,3 | 5,3 | 32,0 | 11,3 | 9,2 | 41,9 |
| Розріз 28. Дерновий глейовий солончаковий на оглесному лесі | | | | | | |
| Hsgl ₀₋₁₀ | 0,3 | 5,4 | 23,9 | 6,8 | 4,3 | 59,3 |
| Hsk gl 25-35 | 0,6 | 3,5 | 22,2 | 4,9 | 6,5 | 62,3 |
| Phsk gl 45-55 | 1,2 | 3,7 | 20,4 | 8,7 | 7,9 | 58,1 |
| Pκs gl ₉₅₋₁₀₀ | 0,7 | 5,4 | 22,3 | 8,8 | 6,4 | 56,4 |
| Розріз 29. Бурозем малогумусний на елюво-делювії андезито-базальтів | | | | | | |
| Hd ₀₋₆ | 2,2 | 15,2 | 40,9 | 9,4 | 13,6 | 18,7 |
| H 10-15 | 2,6 | 13,2 | 42,8 | 9,0 | 15,1 | 17,3 |
| HP 60-65 | 2,9 | 9,2 | 40,5 | 10,6 | 13,1 | 23,7 |
| P 90-95 | 2,9 | 10,6 | 41,2 | 7,6 | 12,9 | 24,8 |
| Розріз 30. Коричневий на елювії глинистих сланців | | | | | | |
| H(e) 3-10 | 10,2 | 15,8 | 29,2 | 3,3 | 17,4 | 24,1 |
| H(i) ₁₇₋₂₇ | 11,3 | 18,0 | 18,0 | 6,7 | 23,0 | 23,0 |
| HP 40-50 | 10,0 | 18,8 | 17,4 | 12,1 | 12,9 | 28,8 |
| Phκ ₆₀₋₇₀ | 11,9 | 8,6 | 16,0 | 18,5 | 13,0 | 32,0 |
| Pκ 80-90 | 12,1 | 19,5 | 14,6 | 7,1 | 14,2 | 32,5 |
| Розріз 31. Червоно-коричневий на делювії вапняків | | | | | | |
| H(κ) 3-12 | 3,2 | 8,7 | 19,3 | 13,3 | 9,6 | 45,9 |
| HP(κ) 30-45 | 1,8 | 8,0 | 20,6 | 14,2 | 9,9 | 45,5 |
| Phκ 70-80 | 5,0 | 17,2 | 19,5 | 6,8 | 9,0 | 42,5 |
| Pκ 120-130 | 10,9 | 11,3 | 11,4 | 6,4 | 15,0 | 45,0 |

Запитання для самоперевірки

1. Що являє собою тверда фаза ґрунту? Внаслідок яких процесів вона утворилася? Якою буває за походженням?
2. Як змінюються властивості механічних елементів залежно від їх розміру?
3. Які фракції механічних елементів виділяють згідно з класифікацією Н.А.Качинського?
4. Порівняйте гранулометричний склад ґрунтовірних порід та ґрунтів.
5. Охарактеризуйте класифікації материнських порід і ґрунтів за гранулометричним складом, розроблені Н.А.Качинським та М.М.Годліним.
6. Які групи ґрунтів за гранулометричним складом виділяють?
7. Поясніть склад і властивості окремих механічних фракцій.
8. Охарактеризуйте поняття «легкі» та «важкі» ґрунти, якими агровиробничими властивостями вони відрізняються?
9. Як впливає гранулометричний склад ґрунтовірних порід на ґрунтоутворення, агрономічні та екологічні властивості ґрунтів і їх родючість?
10. Які ґрунти за гранулометричним складом зустрічаються в Україні і чому переважають у різних ґрунтово-кліматичних зонах?
11. Охарактеризуйте розподіл фракцій механічних елементів у різних типах ґрунтів (дерново-підзолисті, чорноземи, солонці, солончаки тощо).
12. У чому полягає суть визначення гранулометричного складу порід та ґрунтів за методами Н.А.Качинського і М.М.Годліна та трикутником Фере?
13. Охарактеризуйте гранулометричний показник структурності за О.Ф. Вадюніною для гумусних і малогумусних ґрунтів та їх поділ за цим показником.

14. У чому полягає суть і на яких властивостях ґрунту базується польовий метод визначення гранулометричного складу?

1.2. Щільність і пористість ґрунту

1.2.1. Розрахунок щільності ґрунту

Загальноприйнята одиниця виміру щільності ґрунту – г/см³ (система CGS), можливо – кг/м³ (система СІ), що складає кг/см³ і розраховують її за формулою 1.3:

$$d = \frac{P}{V} , \quad (1.3)$$

де d – щільність ґрунту, г/см³; P - маса абсолютно сухого ґрунту неперушеної будови, г; V – об'єм ґрунту, см³.

Щільність твердої фази ґрунту (ЩТФ, D) – маса твердих компонентів в одиниці об'єму твердих компонентів. Під масою твердих компонентів розуміють масу ґрунту, висушеного до 105°C до абсолютно сухого стану.

Щільність агрегату ρ_a – маса твердої фази, яка припадає на одиницю об'єму, який займають всі компоненти агрегату: твердої, рідкої і газоподібної фази. Як правило, щільність агрегату вимірюється у повітряно-сухому стані, і у такому випадку не обов'язково вказувати вологість при якій проводились вимірювання. У випадку необхідності, коли визначається залежність щільності агрегату від вологості, обов'язково вказується значення вологості при якій проводилось визначення.

Щільність ґрунту (об'ємна маса, об'ємна вага – застар.) або щільність складення (ЩГ, d) – маса твердих компонентів в одиниці об'єму, який займають всі компоненти ґрунту: твердою, рідкою і газоподібною фазами. Щільність ґрунту залежить від вологості, тому у кінцевому випадку необхідно дані по щільності супроводжувати величинами вологості, при якій проводилось визначення щільності у польових умовах.

Необхідно підкреслити, що щільність ґрунту – це відношення маси абсолютно сухого ґрунту до його об’єму при природній вологості . Саме тому окрім загальноприйнятого терміну «щільність ґрунту» існує ще і термін «щільність сухого ґрунту», який підкреслює , що використовується маса абсолютно сухого ґрунту. У багатьох галузях (інженерна геологія, будівництво та ін.) використовують поняття щільності вологого ґрунту, яке є відношенням маси вологого ґрунту до його об’єму. У ґрунтознавстві завжди використовується поняття «щільність сухого ґрунту», а найчастіше його загальноживаний синонім «щільність ґрунту».

1.2.2. Розрахунок пористості ґрунту

Величина щільності ґрунту характеризує складення ґрунту (його щільність та пухкість). За величиною щільності ґрунту можна розрахувати його пористість, яка також є характеристикою складення ґрунту. Крім цього, величини щільності ґрунту використовуються для розрахунку абсолютних запасів різних складових частин ґрунту.

Розрахунок пористості ґрунту проводять за формулою 1.4:

$$P_{\text{заг}} (\%) = (1 - d/D) \cdot 100 \text{ або } P_{\text{заг}} (\%) = (D - d)/d \cdot 100 \quad (1.4)$$

де d – щільність ґрунту, г/см^3 ; D – щільність твердої фази ґрунту, г/см^3

1.2.3. Розрахунок маси окремих шарів ґрунту

Розрахунок маси окремих шарів ґрунту проводять за формулами 1.5, 1.6:

- абсолютно-сухого ґрунту

$$m_{\text{сух}} = 100 \cdot d \cdot h \text{ (т/га) або } m_{\text{сух}} = 100 \cdot d \cdot h \text{ (кг/м}^2\text{)} \quad (1.5)$$

- при вологості ґрунту W , %

$$m_{\text{вол}} = d \cdot h \cdot (100 + W) \text{ (т/га) або } m_{\text{вол}} = d \cdot h \cdot (10 + 0,1W) \text{ (кг/м}^2\text{)} \quad (1.6)$$

1.2.4. Розрахунок запасів складових частин ґрунту

Розрахунок запасів складових частин ґрунту проводять за формулами 1.7, 1.8, 1.9:

- за вмістом у процентах від маси абсолютно сухого ґрунту

(гумус, карбонати, солі тощо)

$$ЗР = d \cdot h \cdot c \text{ (т/га) або } ЗР = 0,1 \cdot d \cdot h \cdot c \text{ (кг/м}^2\text{)} \quad (1.7)$$

де c – вміст складової частини ґрунту, % від маси абсолютно сухого ґрунту

- за вмістом вологи, % від маси абсолютно сухого ґрунту (W)

$$ЗР = d \cdot h \cdot W \text{ (м}^3\text{/га) або } ЗР = 0,1 \cdot d \cdot h \cdot W \text{ (л/м}^2\text{) або мм} \quad (1.8)$$

- за вмістом елементів живлення у мг на 100 г абсолютно сухого ґрунту (g)

$$ЗР = d \cdot h \cdot g \text{ (кг/га) або } ЗР = 0,1 \cdot d \cdot h \cdot g \text{ (г/м}^2\text{)} \quad (1.9)$$

1.2.5. Поровий простір ґрунту

Загальноприйнятими характеристиками порового простору є загальна пористість, агрегатна пористість та міжагрегатна пористість.

Загальна пористість ($P_{\text{заг}}$) – це об'єм порового простору, виражений у % від об'єму ґрунту.

Агрегатна пористість ($P_{\text{агр}}$) – це об'єм порового простору агрегата, виражений у % від об'єму агрегату.

Міжагрегатна пористість ($P_{\text{магр}}$) – це об'єм міжагрегатного порового простору, виражений у % від об'єму ґрунту.

Із наведених визначень видно, що пористість ґрунту і міжагрегатна пористість знаходяться у відношенні до об'єму ґрунту, а агрегатна пористість – до об'єму агрегату. Тому $P_{\text{магр}}$ неможливо вирахувати як різницю між загальною та агрегатною пористістю. Для такого розрахунку необхідно величину агрегатної пористості узгодити з величиною загальної пористості. Саме тому вводиться поняття сумарної агрегатної пористості ($P_{\Sigma\text{агр}}$) – це об'єм порового простору агрегатів, виражений у % від об'єму ґрунту.

Користуються формулою 1.10:

$$P_{\Sigma\text{агр}} = (100 - P_{\text{заг}}) / (100 - P_{\text{агр}}) \cdot P_{\text{агр}} \quad (1.10)$$

Міжагрегатна пористість розраховується за формулою 1.11:

$$P_{\text{ма}} = P_{\text{заг}} - P_{\Sigma\text{агр}} \quad (1.11)$$

При визначенні диференціальної пористості для розрахунків пористості аерації і об'єму пор, заповнених капілярною водою (активна пористість)

необхідно знати такі характеристики ґрунту: щільність ґрунту, максимальну гігроскопічність, вологість в'янення і найменшу вологоємність.

Розрахунки капілярної пористості заповненої водою при найменшій вологоємності, тобто капілярно-підвішеною водою, проводять за формулою 1.12:

$$P_k = (NB - BB) \cdot d, \quad (1.12)$$

де P_k – капілярна пористість, % від об'єму ґрунту; NB – найменша вологоємність, % від маси ґрунту; BB – вологість в'янення, % від маси ґрунту; d – щільність ґрунту, г/см³.

Розрахунки пористості аерації проводять за формулою 1.13:

$$P_{aep} = P_{zag} - P, \quad (1.13)$$

де P_{aep} – пористість аерації, % від об'єму ґрунту; P_{zag} – загальна пористість, % від об'єму ґрунту; P – об'єм пор, заповнених водою всіх категорій.

Об'єм пор, заповнених водою різних категорій, розраховують за формулою 1.14:

$$P = P_{mg} + P_{nzb} + P_k, \quad (1.14)$$

де P_{mg} – об'єм пор, заповнених водою при максимальній гігроскопічності; P_{nzb} – об'єм пор, заповнених неміцнозв'язаною водою; P_k – об'єм пор заповнених капілярною водою.

Об'єм пор, заповнених міцнозв'язаною (максимально-гігроскопічною) водою, розраховують за формулою 1.15:

$$P_{mg} = (MG \cdot d) : 1,5, \quad (1.15)$$

де MG – максимальна гігроскопічність, % від маси ґрунту; d – щільність ґрунту, г/см³; 1,5 – щільність максимально гігроскопічної води.

Об'єм пор, заповнених неміцнозв'язаною водою, розраховують за формулою 1.16:

$$P_{\text{нзв}} = (BB - \text{МГ}) \cdot d_v : 1,25 , \quad (1.16)$$

де BB – вологість в'янення, % від маси ґрунту; 1,25 – щільність неміцно зв'язаної води.

Отже, всі категорії вологості у сумі дають найменшу вологоємність, тому об'єм пор, заповнених водою всіх категорій, можна розраховувати за формулою 1.17:

$$P = \text{НВ} \cdot d , \quad (1.17)$$

У польових умовах вологість ґрунту найчастіше буває нижчою за НВ , тому розрахунки пористості, зайнятою водою, слід проводити за формулою 1.18:

$$P = W \cdot d , \quad (1.18)$$

де P – об'єм пор, зайнятих водою при польовій вологості, % від об'єму ґрунту; W – польова вологість ґрунту на даний момент часу, % від маси ґрунту; d – щільність ґрунту у той же момент часу, г/см^3 .

Приклад 1.4. Орний шар чорнозему типового грубопилувато-легкосуглинкового характеризується такими показниками: ЩТФ – $2,62 \text{ г/см}^3$; ЩГ – $1,3 \text{ г/см}^3$; МГ – 6,0; ВВ – 9,0; НВ – 26,8%.

Розв'язок. За наведеними вище формулами розраховуємо:

1) загальну пористість

$$P_{\text{заг}} = \left(1 - \frac{1,3}{2,62}\right) \cdot 100 = 50,4\% ;$$

2) капілярну пористість

$$P_{\text{к}} = (26,8 - 9,0) \cdot 1,3 = 23,1\% ;$$

3) об'єм пор, заповнених міцнозв'язаною (максимально-гігроскопічною) водою

$$P_{\text{МГ}} = (6,0 \cdot 1,3) : 1,5 = 5,2\% ;$$

4) об'єм пор, заповнених неміцнозв'язаною водою

$$P_{\text{нзв}} = (9,0 - 6,0) \cdot 1,3 : 1,25 = 3,1\% ;$$

5) об'єм пор, заповнених водою всіх категорій

$$P = 5,2 + 3,1 + 23,1 = 31,4\% ;$$

6) пористість аерації

$$P_{\text{аер}} = 50,4 - 31,4 = 19,0\%.$$

1.2.6. Питома поверхня ґрунту

Гранулометричний склад, і насамперед, вміст фракції мулу визначає величину питомої поверхні ґрунту під якою розуміють поверхню часток ґрунту, яка припадає на 1 г маси ґрунту.

У природних генетичних горизонтах основних типів ґрунтів питома поверхня змінюється від 15-20 м²/г у піщаних прошарках до 100 м²/г та більше у важкоглинистих та глинистих горизонтах.

Поряд із гранулометричним складом, величина питомої поверхні обумовлюється також мінералогічним складом, вмістом і якістю органічної речовини, складом і структурою ґрунтового вбирного комплексу та іншими властивостями ґрунтів.

Як функція низки властивостей ґрунту, питома поверхня у свою чергу сама впливає на енергетичний стан води, визначає хід багатьох ґрунтових процесів, таких як: сорбція, десорбція, обмінне та необмінне поглинання, дифузія різних речовин тощо. У зв'язку з цим відомості про питому поверхню представляють особливий інтерес у всіх ґрунтових дослідженнях.

Геометричний метод є одним із методів визначення поверхні ґрунту. Проте такий прямий спосіб визначення поверхні ґрунту складний та може привести до результатів близьких до природних лише для легких ґрунтів – пісків та супісків. Останнім часом отримав розповсюдження підрахунок питомої поверхні ґрунтових часток на електронному мікроскопі з виходом на комп'ютер. Але і у цьому випадку внутрішня поверхня часток виключається із розрахунку.

Найбільш придатний і теоретично обґрунтований метод розрахунку повної питомої поверхні за БЕТ (за першими буквами прізвищ авторів теорії Брунауера, Емметта, Теллера) і зовнішньої поверхні по Фарреру. Теорія полі-молекулярної адсорбції, розроблена Брунауером, Емметтом і

Теллером, дозволяє за обмеженою кількістю експериментальних точок розрахувати ємність моношару, який вкриває поверхню, та диференціальну теплоту адсорбції першого шару молекул, яка свідчить про енергію взаємодії адсорбата з дослідною поверхнею.

Рівняння адсорбції води, запропоноване вказаними авторами, має наступний вигляд (формула 1.19):

$$\frac{p}{W \cdot (p_0 - p)} = \frac{1}{W_m \cdot C} + \frac{C-1}{W_m \cdot C} \cdot \frac{p}{p_0} \quad (1.19)$$

де W – кількість речовини, адсорбованої ґрунтом при відносному тиску пари p/p_0 ; W_m – кількість води, яка покриває поверхню часток ґрунту мономолекулярним шаром; p – рівноважний тиск пари при даній температурі; p_0 – тиск насичених водяних парів при температурі досліджу; C – константа, яка приблизно рівна $C = \exp \frac{E_1 - E_L}{RT}$, де E_1 – теплота адсорбції першого шару; E_L – теплота конденсації; R – газова стала; T – температура.

Позначивши $\frac{p}{W \cdot (p_0 - p)} = y$; $\frac{1}{W_m \cdot C} = b$; $\frac{C-1}{W_m \cdot C} = K$ та $\frac{p}{p_0} = x$,

вставимо нові позначення у рівняння $y = b + Kx$. Відклавши по осі ординат $\frac{p}{W \cdot (p_0 - p)} = y$, а по осі абсцис $\frac{p}{p_0} = x$, отримаємо пряму, тангенс кута нахилу якої складе величину $K = \frac{C-1}{W_m \cdot C}$, відрізок по осі ординат $b = \frac{1}{W_m \cdot C}$.

Розв'язавши два рівняння із двома невідомими, визначаємо W_m та C . Знаючи величину W_m , дуже легко розрахувати повну питому поверхню ґрунту за формулою 1.20:

$$S_{нов} = \frac{N_a - S_o}{M} \cdot W_m \quad (1.20)$$

де N_a – число Авогадро, S_o – площа, яку займає одна молекула адсорбата; M – молекулярна маса адсорбата. Маючи на увазі, що при

гексагональній упаковці молекул води площа, яка припадає на одну молекулу води, дорівнює $10,8 \cdot 10^{-20}$, отримаємо (формула 1.21):

$$S_{нов} = \frac{6,02380 \cdot 10^{23} \cdot 10,8 \cdot 10^{20}}{18} \cdot W_m = W_m \cdot 3616, \text{ [м}^2/\text{г]} \quad (1.21)$$

якщо W_m виражена у г/г.

Якщо W_m виражена у процентах, то повну питому поверхню ґрунту розраховують за формулою 1.22:

$$S_{нов} = W_m \cdot 36,16, \text{ [м}^2/\text{г]} \quad (1.22)$$

Рівняння ізотерми БЕТ застосовується з хорошим наближенням у області відносного тиску $0,05 < p/p_0 < 0,35$. При $p/p_0 < 0,05$ у отримані результати вносить похибку неоднорідність поверхні, а при $p/p_0 < 0,35$ позначається взаємодія між адсорбованими молекулами.

Для побудови ізотерм десорбції водяних парів у координатах БЕТ із вищевказаного інтервалу p/p_0 зазвичай беруть не менше чотирьох експериментально отриманих точок.

Приклад 1.5. Нижче наведені результати визначення ізотерми десорбції водяних парів орних горизонтів сірого лісового ґрунту. Розрахувати повну ефективну питому поверхню ґрунту ($S_{нов}$).

| | | | | | | | | | | | |
|---------|------|------|------|------|------|------|------|------|------|------|------|
| p/p_0 | 0,10 | 0,15 | 0,20 | 0,32 | 0,45 | 0,52 | 0,60 | 0,65 | 0,75 | 0,86 | 0,98 |
| W, % | 1,15 | 1,48 | 1,76 | 2,35 | 2,91 | 3,10 | 3,50 | 3,71 | 4,15 | 4,76 | 6,57 |

Розв'язок. Із інтервалу відносного тиску водяної пари $0,05 < p/p_0 < 0,35$ вибираємо чотири пари значень:

| № | p/p_0 | W, % |
|---|---------|------|
| 1 | 0,10 | 1,15 |
| 2 | 0,15 | 1,48 |
| 3 | 0,20 | 1,76 |
| 4 | 0,32 | 2,35 |

Оскільки відомо, що при 20 °С p_0 складає 17,54 мм рт. ст., легко розрахувати для кожного випадку рівноважний тиск пари:

$$p_1 = p_0 \cdot 0,10 = 17,54 \cdot 0,10 = 1,75; \quad p_2 = 17,54 \cdot 0,15 = 2,63;$$

$$p_3 = 17,54 \cdot 0,20 = 3,51; \quad p_4 = 17,54 \cdot 0,32 = 5,61 \text{ мм рт. ст.}$$

Виразимо вологість ґрунту, яка відповідає вказаним вище значенням p/p_0 у грамах на 1 г адсорбента (0,0115, 0,0148, 0,0176 та 0,0235 г/г) і розрахуємо:

$$y_1 = \frac{1,75}{0,0115 \cdot (17,54 - 1,75)} = 9,5; y_2 = \frac{2,63}{0,0148 \cdot (17,54 - 2,63)} = 11,9;$$

$$y_3 = \frac{3,51}{0,0176 \cdot (17,54 - 3,51)} = 14,2; y_4 = \frac{5,61}{0,0235 \cdot (17,54 - 5,61)} = 20,0$$

Відклавши в системі координат $y = \frac{p}{W \cdot (p_0 - p)}$, $x = \frac{p}{p_0}$ точки з координатами (0,10;9,6), (0,15;11,9), (0,20;14,2), (0,32;20,0) проведемо через ці точки пряму (рис. 3), перетин якої з ординатою дасть $b = \frac{1}{W_m \cdot C} = 4,7$, а тангенс кута її нахилу дасть величину:

$$K = \frac{C-1}{W_m \cdot C} = \frac{y_4 - y_1}{x_4 - x_1} = \frac{20,0 - 9,6}{0,32 - 0,10} = 47,3$$

Оскільки $\frac{1}{W_m \cdot C} = b = 4,7$, значить $(C - 1) \cdot 4,7 = 47,3$

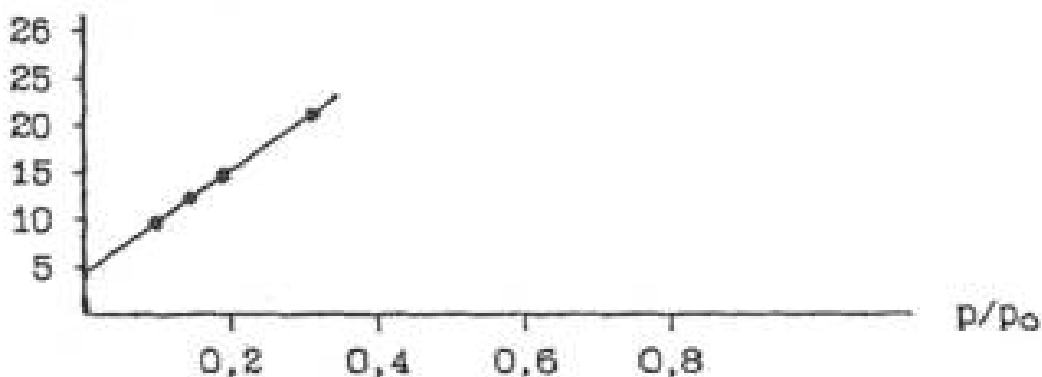


Рис. 3. - Ізотерма десорбції водяних парів у координатах БЕТ

Звідси $C = 11,1$, а $W_m = 0,0192$ г/г. Перемноживши отриману величину моношару W_m на коефіцієнт 3616, отримаємо повну ефективну питому поверхню орного горизонту дослідного ґрунту:

$$S_{нов} = 0,192 \cdot 3616 = 69 \text{ м}^2/\text{г}$$

За допомогою ізотерм сорбції водяних парів можна визначити і молекулярну кількість води $(W_m)_e$, яка адсорбована ґрунтом лише на зовнішніх поверхнях, з наступним розрахунком за формулою 1.15 зовнішньої питомої поверхні ґрунту.

Спираючись на пропозицію Фаррера розглядати загальний вміст адсорбованої води у діапазоні $p/p_0=0,40-0,80$, як суму кількості води, яка адсорбована на зовнішній та внутрішній поверхнях, була отримана наступна залежність (формула 1.23):

$$W = \frac{(W_m)_e \cdot C_e \cdot p/p_0}{(1 - K_e \cdot p/p_0) \cdot [1 + p/p_0 (C_e - K_e)]} + W_i \quad (1.23),$$

де індекси e та i вказують належність параметру відповідно до зовнішньої та внутрішньої поверхні.

Із практичною метою вищенаведене рівняння виражають у більш зручній формі (формула 1.24):

$$W = \frac{(W_m)_e}{(1 - K_e \cdot p/p_0)} \cdot \frac{C_e}{C_e + p/p_0 - K_e} + W_i \quad (1.24)$$

Надалі, беручи до уваги, що за винятком дуже низького відносного тиску, константу C можна розглядати сталою для всіх адсорбційних місць, а константа $K_e < 1$, можна припустити, що при високому відносному тиску

$$C_e = C \gg \frac{1}{p/p_0 - K_e/100}, \text{ а отже } \frac{C_e}{C_e + p/p_0 - K_e} = 1$$

Отже, рівняння 1.24 можливо спростити ще більше (формула 1.25):

$$W = \frac{(W_m)_e}{(1 - K_e \cdot p/p_0)} + W_i \quad (1.25)$$

За допомогою цього рівняння можна визначити кількість води $(W_m)_e$, адсорбованої зовнішньою поверхнею, яка, на думку О.Д. Вороніна, по суті є кількістю води, яка витрачається на утворення першого шару поверхні розділу вода-повітря або зовнішньої поверхні адсорбованої плівки.

Відклавши на ординаті значення W , а на абсцисі $\frac{1}{1 - K_e \cdot p/p_0}$, отримаємо пряму, перетин якої із ординатою дасть W_i , а її нахил -

$(W_m)e$. Прямолінійність графіка залежить від правильного експериментального підбору константи K_e , величина якої коливається від 0,70 до 0,95.

Знайшовши $(W_m)e$, за формулою 1.22 можна легко розрахувати зовнішню питому поверхню ґрунту.

Визначення $(W_m)e$, необхідно обов'язково проводити у межах $p/p_0=0,40-0,80$.

Приклад 1.6. Задана та ж сама ізотерма десорбції водяних парів що і попередньому прикладі. Розрахувати зовнішню і внутрішню поверхню орного горизонту.

Розв'язок. У інтервалі $p/p_0=0,40-0,80$ вибираємо кілька пар значень:

| | | | | |
|---------|------|------|------|------|
| p/p_0 | 0,52 | 0,60 | 0,65 | 0,75 |
| $W, \%$ | 3,10 | 3,50 | 3,71 | 4,15 |

Для кожного із вибраних значень p/p_0 розраховуємо величину $\frac{1}{1-K_e \cdot p/p_0}$ при різному K_e (табл.2).

Для наступного розрахунку $(W_m)e$ вибираємо таке значення K_e , при якому ізотерма десорбції парів у координатах Фаррера ($\frac{1}{1-K_e \cdot p/p_0}, W$) має прямолінійний вигляд.

У даному випадку точки із координатами ($\frac{1}{1-K_e \cdot p/p_0}, W$) найкращим чином накладаються на пряму при $K_e = 0,75$ (рис. 4), тангенс нахилу якої

$$\frac{W_2 - W_1}{\frac{1}{1 - K_e(p/p_0)_1} - \frac{1}{1 - K_e(p/p_0)_2}}$$

дає величину мономолекулярного шару, який складає зовнішню поверхню адсорбованої плівки $(W_m)e$. Для полегшення розрахунку зручно підібрати значення знаменника так, щоб він дорівнював 1. Тоді, розрахувавши $W_2 - W_1$, отримаємо числове значення $(W_m)e = 1,27\%$.

Різниця між величиною моношару, який покриває повну поверхню та величиною моношару, який покриває тільки зовнішню поверхню дає моношар, розташований на внутрішній поверхні $(W_m)i$:

$$(W_m)i = W_m - (W_m)e = 1,92 - 1,27 = 0,62\%$$

Сума W_m та $(W_m)e$ відповідає кількості води W_a , при якому закінчується формування поверхні розділу між рідкою та газоподібною фазами ґрунту і утворюється плівка:

$$W_a = W_m + (W_m)e = 1,92 + 1,27 = 3,19\%$$

Знаючи значення моношарів $(W_m)e$ та $(W_m)i$, за формулою 1.22 можна легко розрахувати відповідні їм ефективні питомі поверхні (зовнішню та внутрішню):

$$Se = 1,27 \cdot 36,16 = 46 \text{ м}^2/\text{г},$$

$$Se = 0,65 \cdot 36,16 = 23 \text{ м}^2/\text{г}$$

2. Результати розрахунку величини $\frac{1}{1 - K_e p/p_0}$ при різних K_e та p/p_0

| K_e p/p_0 | 0,52 | 0,60 | 0,65 | 0,75 |
|------------------|------|------|------|------|
| 0,70 | 1,57 | 1,72 | 1,83 | 2,10 |
| 0,72 | 1,60 | 1,76 | 1,88 | 2,17 |
| 0,74 | 1,62 | 1,80 | 1,93 | 2,25 |
| 0,76 | 1,65 | 1,84 | 1,98 | 2,33 |
| 0,78 | 1,68 | 1,88 | 2,03 | 2,41 |
| 0,80 | 1,71 | 1,92 | 2,08 | 2,50 |
| 0,82 | 1,74 | 1,97 | 2,14 | 2,60 |
| 0,84 | 1,78 | 2,02 | 2,20 | 2,70 |
| 0,86 | 1,81 | 2,07 | 2,27 | 2,82 |
| 0,88 | 1,84 | 2,12 | 2,34 | 2,94 |
| 0,90 | 1,88 | 2,17 | 2,41 | 3,08 |
| 0,92 | 1,92 | 2,23 | 2,49 | 3,22 |
| 0,94 | 1,95 | 2,29 | 2,57 | 3,39 |

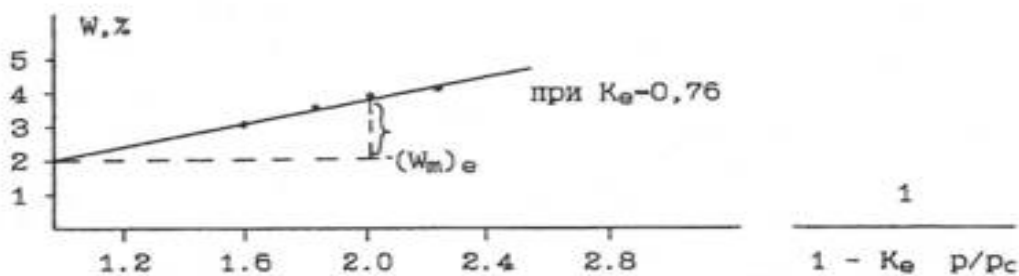


Рис. 4. - Ізотерма десорбції водяних парів у координатах Фаррера та приклад підбору K_e

1.2.7 Завдання і вправи

1. За показниками щільності твердої фази і щільності дерново-слабокідзолистих ґрунтів (табл. 3) розрахуйте їх загальну пористість. Дайте оцінку вказаним показникам стосовно ущільнення залежно від гранулометричного складу ґрунту та можливості вирощування сільськогосподарських культур.

3. Фізичні властивості дерново-підзолистих ґрунтів України (М.Г. Йовенко, 1960)

| Гранулометричний склад | Глибина, см | ЩГ | ЩТФ | Загальна пористість, % |
|------------------------|-------------|-------------------|------|------------------------|
| | | г/см ³ | | |
| Автоморфні | | | | |
| Піщані | 0-20 | 1,52 | 2,64 | |
| | 50-60 | 1,64 | 2,67 | |
| | 140-150 | 1,76 | 2,68 | |
| Супіщані | 0-20 | 1,45 | 2,65 | |
| | 50-60 | 1,60 | 2,69 | |
| | 140-150 | 1,66 | 2,66 | |
| Гідроморфні | | | | |
| Піщані | 0-20 | 1,50 | 2,62 | |
| | 50-60 | 1,69 | 2,65 | |
| | 140-150 | 1,77 | 2,69 | |
| Супіщані | 0-20 | 1,54 | 2,63 | |
| | 50-60 | 1,62 | 2,65 | |
| | 140-150 | 1,79 | 2,68 | |

2. За показниками щільності твердої фази і щільності сірих лісових ґрунтів (табл. 4) розрахуйте їх загальну пористість. Дайте оцінку даним показникам залежно від гранулометричного складу та можливості вирощування сільськогосподарських культур.

4. Фізичні властивості сірих лісових ґрунтів (М.Г. Йовенко, 1960)

| Гранулометричний склад | Глибина, см | ЩГ | ЩТФ | Загальна пористість, % |
|------------------------------|-------------|-------------------|------|------------------------|
| | | г/см ³ | | |
| Пилувато-середньосуглинковий | 0-10 | 1,36 | 2,66 | |
| | 30-40 | 1,46 | 2,72 | |
| | 60-70 | 1,46 | 2,70 | |
| | 140-150 | 1,50 | 2,71 | |
| Пилувато-супіщаний | 0-10 | 1,20 | 2,61 | |
| | 30-40 | 1,30 | 2,68 | |

| | | | | |
|--|---------|------|------|--|
| | 60-70 | 1,40 | 2,70 | |
| | 140-150 | 1,70 | 2,66 | |

3. За показниками щільності твердої фази і щільності чорноземів типових (табл. 5) розрахуйте їх загальну пористість. Дайте оцінку даним показникам стосовно ступеня ущільнення залежно від гранулометричного складу і можливості вирощування сільськогосподарських культур.

5. Фізичні властивості чорноземів типових Лівобережного Лісостепу (М.Г. Йовенко, 1960)

| Гранулометричний склад | Глибина, см | ЩГ | ЩТФ | Загальна пористість, % |
|-----------------------------------|-------------|-------------------|------|------------------------|
| | | г/см ³ | | |
| Грубопилувато-легкосуглинковий | 0-10 | 1,18 | 2,60 | |
| | 30-40 | 1,28 | 2,69 | |
| | 60-70 | 1,20 | 2,66 | |
| | 120-130 | 1,20 | 2,68 | |
| Грубопилувато-середньосуглинковий | 0-10 | 1,25 | 2,62 | |
| | 30-40 | 1,16 | 2,61 | |
| | 60-70 | 1,13 | 2,68 | |
| | 120-130 | 1,16 | 2,68 | |
| Пилувато-важкосуглинковий | 0-10 | 1,05 | 2,63 | |
| | 30-40 | 1,16 | 2,65 | |
| | 60-70 | 1,22 | 2,69 | |
| | 120-130 | 1,24 | 2,72 | |

4. За показниками щільності твердої фази і щільності каштанових солонцюватих ґрунтів Північного Криму (табл. 6) розрахуйте їх загальну пористість. Дайте оцінку даним показникам за різного використання.

6. Фізичні властивості каштанових солонцюватих ґрунтів Північного Криму (М.І. Полупан, 1983)

| Угіддя | Глибина, см | ЩГ | ЩТФ | Загальна пористість, % |
|--------------------|-------------|-------------------|------|------------------------|
| | | г/см ³ | | |
| Рілля | 0-10 | 1,26 | 2,61 | |
| | 30-40 | 1,37 | 2,67 | |
| | 40-50 | 1,45 | 2,70 | |
| | 60-70 | 1,47 | 2,70 | |
| Плантаж (16 років) | 0-10 | 1,15 | 2,73 | |
| | 30-40 | 1,20 | 2,75 | |
| | 40-50 | 1,42 | 2,75 | |

| | | | | |
|--|-------|------|------|--|
| | 60-70 | 1,35 | 2,75 | |
|--|-------|------|------|--|

5. За даними щільності твердої фази і щільності чорноземів південних Правобережного Степу (табл. 7) розрахуйте їх загальну пористість. Дайте оцінку даним показникам на незрошуваних і зрошуваних землях.

7. Фізичні властивості чорноземів південних Правобережного Степу (М.І. Полупан, 1989)

| Угіддя | Глибина, см | ЩГ | ЩТФ | Загальна пористість, % |
|------------------|-------------|-------------------|------|------------------------|
| | | г/см ³ | | |
| Рілля | 0-10 | 1,20 | 2,63 | |
| | 30-40 | 1,36 | 2,64 | |
| | 40-50 | 1,38 | 2,66 | |
| Рілля + зрошення | 0-10 | 1,29 | 2,65 | |
| | 30-40 | 1,37 | 2,65 | |
| | 40-50 | 1,39 | 2,67 | |

6. Орний шар темно-сірого опідзоленого грубопилувато-легкосуглинкового ґрунту має ЩТФ 2,72 г/см³, а його НВ дорівнює 26,3%. Розрахуйте верхню (аерація 15%) і нижню (аерація 20%) межі щільності ґрунту. Поясніть, у яких випадках виявляється нестача кисню і коли спостерігаються втрати вологи за рахунок фізичного випаровування.

7. Чорнозем типовий малогумусний грубопилувато-легкосуглинковий в орному шарі має ЩТФ 2,64 г/см³, а НВ дорівнює 31,4%. Розрахуйте верхню (аерація 15%) і нижню (аерація 20%) межі щільності ґрунту. Поясніть за яких умов виявляється нестача кисню та коли спостерігаються втрати вологи за рахунок фізичного випаровування.

8. Чорнозем південний важкосуглинковий в орному шарі має ЩТФ 2,65 г/см³, а НВ його становить 29,1%. Розрахуйте верхню (аерація 15%) і нижню (аерація 20%) межі щільності ґрунту. Поясніть за яких умов виявляється нестача кисню та коли спостерігаються втрати вологи за

рахунок фізичного випаровування.

9. Темно-каштановий солонцюватий легкоглинистий ґрунт в орному шарі має ЩТФ $2,68 \text{ г/см}^3$, а НВ його становить 26,2%. Розрахуйте верхню (аерація 15%) і нижню (аерація 20%) межі щільності ґрунту. Поясніть за яких умов виявляється нестача кисню та коли спостерігаються втрати вологи за рахунок фізичного випаровування.

10. Розрахуйте масу сухого і вологого орного шару дерново-підзолистого супіщаного ґрунту, якщо його потужність становить 25 см, щільність $1,52 \text{ г/см}^3$, а вологість 21,4%.

11. Розрахуйте масу сухого і вологого орного шару чорнозему звичайного важкосуглинкового, якщо його потужність становить 30 см, щільність $1,24 \text{ г/см}^3$, а вологість 17,8%.

12. Розрахуйте запас вологи в орному шарі темно-сірого опідзоленого середньосуглинкового ґрунту, якщо його потужність становить 22 см, щільність $1,30 \text{ г/см}^3$, а вологість 23,8%.

13. Орний шар чорнозему типового легкосуглинкового характеризується такими показниками: ЩТФ – 2,62; ЩГ – $1,20 \text{ г/см}^3$; МГ – 8,4; НВ – 31,4%. Розрахуйте загальну пористість та об'єм, пор заповнених міцно – та неміцнозв'язаною водою, а також пор заповнених водою всіх категорій і пористість аерації.

14. Орний шар лучно-каштанового важкосуглинкового ґрунту характеризується такими показниками: ЩТФ – 2,60; ЩГ – $1,26 \text{ г/см}^3$; МГ – 10,3; НВ – 21,8%. Розрахуйте загальну пористість та об'єм пор заповнених міцно – та неміцнозв'язаною водою, а також пор заповнених водою всіх категорій і пористість аерації.

15. Розрахуйте питомий опір при обробітку ґрунту, якщо твердість його орного шару становить 10 кг/см^2 , а площа перетину плунжера твердоміра – 1 см^2 . Розрахуйте тяглове зусилля при оранці п'ятикорпусним плугом на глибину 20 см.

16. Розрахуйте вологість зерніння чорнозему типового, якщо на зерніння

його повітряно-сухої наважки (30 г) використано 9 мл води, а вміст гігроскопічної вологи ґрунту становить 4,2%.

Завдання до самостійної роботи

1. Використовуючи дані фізичних та водно-фізичних властивостей ґрунтів України (табл. 8), виконайте наступні завдання:

- проведіть оцінку ґрунтів за ступенем ущільненості, за показниками щільності та загальної пористості;
- розрахуйте диференціальну пористість і дайте їй оцінку;
- дані диференціальної пористості наведіть графічно: відкладаючи по осі ординат глибину залягання горизонтів ґрунту, а по осі абсцис – показники диференціальної пористості у відсотках від об'єму ґрунту.

8. Фізичні властивості ґрунтів України (за даними Атласу ґрунтів Української РСР, 1979)

| Генетичний горизонт, глибина, см | ЩТФ | ЩГ | МГ | ВВ | НВ | Пористість, % від об'єму ґрунту | | | | | Оцінка ущільнення ґрунту |
|---|-------------------|-------------------|-----|------|----|---------------------------------|-----------------|------------------|----------------|------------------|--------------------------|
| | г/см ³ | % від маси ґрунту | | | | P _{заг} | P _{мг} | P _{нзв} | P _к | P _{аер} | |
| 1. Дерново-прихованопідзолистий глинисто-піщаний на водно-льодовикових відкладах | | | | | | | | | | | |
| He ₁₀₋₂₀ | 2,63 | 1,52 | 1,2 | 1,80 | | | | | | | |
| Pe ₂₅₋₃₅ | 2,67 | 1,62 | 1,0 | 1,40 | | | | | | | |
| Pi ₆₀₋₇₀ | 2,70 | 1,66 | 2,2 | 3,40 | | | | | | | |
| P ₁₅₀₋₁₆₀ | 2,68 | 1,76 | 2,0 | 3,00 | | | | | | | |
| 2. Дерново-середньопідзолистий супіщаний на водно-льодовикових відкладах | | | | | | | | | | | |
| HE ₀₋₁₀ | 2,63 | 1,48 | 1,5 | 2,0 | | | | | | | |
| E(h) ₂₃₋₃₃ | 2,64 | 1,61 | 1,4 | 1,90 | | | | | | | |
| IE ₄₀₋₅₀ | 2,76 | 1,65 | 2,1 | 2,60 | | | | | | | |
| I ₉₀₋₁₀₀ | 2,68 | 1,68 | 2,3 | 3,30 | | | | | | | |
| Pi ₁₃₀₋₁₄₀ | 2,68 | 1,67 | 1,8 | 1,70 | | | | | | | |
| 3. Дерново-середньопідзолистий легкосуглинковий на водно-льодовикових відкладах | | | | | | | | | | | |
| HE ₀₋₁₀ | 2,63 | 1,34 | 3,1 | 4,00 | | | | | | | |
| E ₃₀₋₄₀ | 2,66 | 1,45 | 3,0 | 4,00 | | | | | | | |
| Ie ₄₀₋₅₀ | 2,70 | 1,53 | 4,0 | 4,80 | | | | | | | |
| I ₉₀₋₁₀₀ | 2,70 | 1,58 | 3,2 | 4,80 | | | | | | | |
| P ₁₄₀₋₁₅₀ | 2,70 | 1,65 | 3,2 | 5,10 | - | | | | | | |
| 4. Дерново-карбонатний легкосуглинковий на еловії крейди | | | | | | | | | | | |
| Hk ₀₋₁₀ | 2,69 | 1,37 | 5,8 | 6,7 | | | | | | | |
| HPk ₂₀₋₃₀ | 2,75 | 1,52 | 5,5 | 6,0 | | | | | | | |
| Pk ₄₀₋₅₀ | 2,81 | 1,65 | 6,0 | 5,4 | | | | | | | |
| 5. Ясно-сірий лісовий легкосуглинковий на лесі | | | | | | | | | | | |
| HE ₀₋₁₀ | 2,61 | 1,35 | 3,7 | 5,5 | | | | | | | |
| Eh ₂₀₋₃₀ | 2,64 | 1,47 | 3,6 | 5,8 | | | | | | | |
| I(h) ₄₀₋₅₀ | 2,68 | 1,43 | 7,8 | 11,4 | | | | | | | |
| I ₉₀₋₁₀₀ | 2,69 | 1,48 | 8,8 | 13,6 | | | | | | | |
| P ₁₄₀₋₁₅₀ | 2,70 | 1,54 | 5,5 | 13,2 | | | | | | | |
| 6. Сірий лісовий середньосуглинковий на лесі | | | | | | | | | | | |

| | | | | | | | | | | |
|------------------------|------|------|-----|------|--|--|--|--|--|--|
| HE ₁₀₋₂₀ | 2,66 | 1,37 | 4,1 | 6,1 | | | | | | |
| IE(h) ₃₀₋₄₀ | 2,72 | 1,46 | 5,8 | 8,8 | | | | | | |
| I _{1 60-70} | 2,70 | 1,46 | 7,8 | 11,7 | | | | | | |
| I _{2 90-100} | 2,72 | 1,46 | 7,9 | 11,8 | | | | | | |
| PI ₁₃₀₋₁₄₀ | 2,71 | 1,43 | 8,3 | 12,5 | | | | | | |

7. Темно-сірий опідзолений важкосуглинковий на лесі

| | | | | | | | | | | |
|-----------------------|------|------|------|------|--|--|--|--|--|--|
| He ₂₋₁₂ | 2,63 | 1,07 | 9,9 | 13,3 | | | | | | |
| Hi ₄₀₋₅₀ | 2,64 | 1,35 | 9,7 | 13,0 | | | | | | |
| I ₆₉₋₇₉ | 2,68 | 1,47 | 9,7 | 13,0 | | | | | | |
| PI ₁₁₀₋₁₂₀ | 2,69 | 1,56 | 10,3 | 13,8 | | | | | | |

8. Чорнозем опідзолений середньосуглинковий на лесі

| | | | | | | | | | | |
|-----------------------|------|------|-----|------|--|--|--|--|--|--|
| He ₀₋₈₀ | 2,62 | 1,19 | 8,5 | 11,5 | | | | | | |
| Hpi ₅₀₋₆₀ | 2,69 | 1,35 | 8,6 | 11,7 | | | | | | |
| Phi ₈₀₋₉₀ | 2,69 | 1,37 | 8,3 | 11,6 | | | | | | |
| PK ₁₃₀₋₁₄₀ | 2,69 | 1,39 | 7,5 | 10,0 | | | | | | |

9. Чорнозем типовий малогу́мусний середньосуглинковий на лесі

| | | | | | | | | | | |
|--------------------------|------|------|-----|------|--|--|--|--|--|--|
| Hor ₀₋₁₀ | 2,55 | 1,23 | 7,4 | 9,9 | | | | | | |
| Hk ₃₀₋₄₀ | 2,62 | 1,14 | 8,2 | 11,0 | | | | | | |
| Hrk ₅₀₋₆₀ | 2,62 | 1,13 | 8,5 | 11,4 | | | | | | |
| Phk ₈₀₋₉₀ | 2,62 | 1,12 | 7,4 | 10,0 | | | | | | |
| P(h)k ₁₃₀₋₁₄₀ | 2,65 | 1,20 | 6,2 | 8,2 | | | | | | |

10. Чорнозем типовий малогу́мусний важкосуглинковий на лесовидному суглинку

| | | | | | | | | | | |
|--------------------------|------|------|-----|------|--|--|--|--|--|--|
| Hor ₁₀₋₂₀ | 2,61 | 1,24 | 9,5 | 13,3 | | | | | | |
| Hk ₃₀₋₄₀ | 2,63 | 1,18 | 9,8 | 13,9 | | | | | | |
| Hrk ₆₀₋₇₀ | 2,66 | 1,25 | 9,1 | 13,9 | | | | | | |
| Phk ₈₀₋₉₀ | 2,68 | 1,27 | 8,6 | 13,4 | | | | | | |
| P(h)k ₁₄₀₋₁₅₀ | 2,71 | 1,37 | 8,8 | 12,9 | | | | | | |

11. Чорнозем типовий малогу́мусний середньосуглинковий на лесі

| | | | | | | | | | | |
|--------------------------|------|------|------|------|--|--|--|--|--|--|
| Ho ₁₀₋₂₀ | 2,62 | 1,13 | 11,3 | 16,9 | | | | | | |
| Hk ₃₀₋₄₀ | 2,64 | 1,18 | 12,4 | 18,6 | | | | | | |
| Hrk ₆₀₋₇₀ | 2,68 | 1,44 | 12,1 | 18,2 | | | | | | |
| Phk ₈₀₋₉₀ | 2,70 | 1,46 | 11,9 | 17,9 | | | | | | |
| P(h)k ₁₂₀₋₁₃₀ | 2,71 | 1,52 | 11,1 | 16,7 | | | | | | |

12. Лучно-чорноземний середньосуглинковий на лесовидному суглинку

| | | | | | | | | | | |
|----------------------------|------|-------|-----|------|--|--|--|--|--|--|
| Hor ₀₋₁₀ | 2,59 | 1,03 | 7,1 | 10,5 | | | | | | |
| H ₂₀₋₃₀ | 2,62 | 1,115 | 7,7 | 11,0 | | | | | | |
| Hrk ₄₆₋₅₆ | 2,65 | 1,26 | 6,5 | 9,5 | | | | | | |
| Phk ₇₀₋₈₀ | 2,71 | 1,27 | 5,8 | 8,5 | | | | | | |
| P(h)kgl ₁₂₀₋₁₃₀ | 2,72 | 1,50 | 4,0 | 6,0 | | | | | | |

13. Чорнозем звичайний середньогумусний легкоглинистий на лесі

| | | | | | | | | | | |
|-----------------------|------|------|-----|------|--|--|--|--|--|--|
| Hor ₀₋₁₀ | 2,60 | 1,10 | 9,0 | 12,1 | | | | | | |
| H ₃₀₋₄₀ | 2,60 | 1,20 | 9,0 | 12,0 | | | | | | |
| Hrk ₅₀₋₆₀ | 2,62 | 1,25 | 8,8 | 11,8 | | | | | | |
| Phk ₇₅₋₈₅ | 2,63 | 1,27 | 9,0 | 12,1 | | | | | | |
| PK ₁₃₀₋₁₄₀ | 2,66 | 1,35 | 8,9 | 12,0 | | | | | | |

14. Чорнозем звичайний малогу́мусний важкосуглинковий на лесі

| | | | | | | | | | | |
|-----------------------|------|------|-----|------|--|--|--|--|--|--|
| Hor ₀₋₁₀ | 2,67 | 1,17 | 8,4 | 12,1 | | | | | | |
| H ₃₀₋₄₀ | 2,62 | 1,19 | 8,4 | Д4 | | | | | | |
| Hr ₄₀₋₅₀ | 2,64 | 1,22 | 8,2 | 12,3 | | | | | | |
| Phk ₇₀₋₈₀ | 2,66 | 1,36 | 8,4 | 11,7 | | | | | | |
| PK ₁₃₀₋₁₄₀ | 2,65 | 1,39 | 9,1 | 11,9 | | | | | | |

15. Чорнозем південний важкосуглинковий на лесі

| | | | | | | | | | | | |
|--|------|------|------|------|--|--|--|--|--|--|--|
| Нор ₀₋₁₀ | 2,60 | 1,00 | 8,2 | 11,0 | | | | | | | |
| НР(i) ₂₅₋₃₀ | 2,62 | 1,26 | 8,3 | 11,1 | | | | | | | |
| Ph(i) _{к40-50} | 2,63 | 1,32 | 9,6 | 12,9 | | | | | | | |
| Phк ₇₀₋₈₀ | 2,65 | 1,51 | 9,2 | 12,3 | | | | | | | |
| Рк ₁₄₀₋₁₅₀ | 2,68 | 1,52 | 8,6 | 11,5 | | | | | | | |
| 16. Чорнозем південний міцелярно-карбонатний легкоглинистий на лесі | | | | | | | | | | | |
| Нор(к) ₀₋₁₀ | 2,61 | 1,20 | 10,2 | 13,7 | | | | | | | |
| Нрк ₃₀₋₄₀ | 2,61 | 1,35 | 10,0 | 13,4 | | | | | | | |
| Phк ₄₅₋₅₅ | 2,68 | 1,42 | 9,6 | 12,9 | | | | | | | |
| Р(h)к ₇₀₋₈₀ | 2,67 | 1,48 | 9,4 | 12,6 | | | | | | | |
| Рк ₁₃₀₋₁₄₀ | 2,68 | 1,40 | 9,1 | 12,2 | | | | | | | |
| 17. Темно-каштановий солонцюватий важкосуглинковий на лесі | | | | | | | | | | | |
| Нed ₀₋₈ | 2,63 | 1,15 | 9,2 | 12,3 | | | | | | | |
| Нi ₂₀₋₂₅ | 2,65 | 1,25 | 10,3 | 13,8 | | | | | | | |
| Нpi ₃₀₋₃₅ | 2,67 | 1,31 | 10,1 | 14,6 | | | | | | | |
| Phi(к) ₆₀₋₆₅ | 2,67 | 1,40 | 9,3 | 12,5 | | | | | | | |
| Phiк ₆₀₋₆₅ | 2,69 | 1,45 | 8,8 | 11,8 | | | | | | | |
| Рк(h) ₇₀₋₇₅ | 2,69 | 1,48 | 8,3 | 11,1 | | | | | | | |
| Рк ₁₄₀₋₁₅₀ | 2,73 | 1,50 | 8,8 | 11,8 | | | | | | | |

| | | | | | | | | | | | |
|--|------|------|------|------|--|--|--|--|--|--|--|
| 18. Темно-каштановий солонцюватий легкоглинистий на лесі | | | | | | | | | | | |
| Н(е) ₀₋₁₀ | 2,64 | 1,17 | 9,5 | 12,9 | | | | | | | |
| Нр(i) ₃₅₋₄₅ | 2,65 | 1,32 | 10,0 | 13,4 | | | | | | | |
| Phк ₅₀₋₆₀ | 2,68 | 1,48 | 10,2 | 13,7 | | | | | | | |
| Р(h)к ₇₀₋₇₅ | 2,69 | 1,49 | 9,5 | 12,8 | | | | | | | |
| Рк ₁₄₀₋₁₅₀ | 2,70 | 1,51 | 8,8 | 11,8 | | | | | | | |
| 19. Дерновий поверхнево-глейовий осолоділий середньосуглинковий на оглєсному лесі | | | | | | | | | | | |
| Нedgl ₀₋₅ | 2,70 | 1,08 | 13,5 | 18,1 | | | | | | | |
| Нрgl ₂₅₋₃₅ | 2,57 | 1,27 | 15,5 | 20,8 | | | | | | | |
| Phgl ₅₅₋₆₀ | 2,58 | 1,39 | 15,1 | 20,2 | | | | | | | |
| Р(h)gl ₈₅₋₉₅ | 2,68 | 1,43 | 14,4 | 19,3 | | | | | | | |
| Ркgl ₁₂₀₋₁₂₅ | 2,76 | 1,46 | 14,7 | 19,7 | | | | | | | |
| 20. Дерновий глейовий солончаковий легкоглинистий на оглєсному лесі | | | | | | | | | | | |
| Нsgl ₁₀₋₁₀ | 2,53 | 0,97 | 12,6 | 16,9 | | | | | | | |
| Нрskgl ₂₅₋₃₅ | 2,78 | 1,25 | 11,0 | 14,7 | | | | | | | |
| Phskgl ₄₅₋₅₅ | 2,79 | 1,0 | 10,0 | 13,4 | | | | | | | |
| Рksgl ₇₀₋₈₀ | 2,75 | 1,54 | 7,2 | 9,6 | | | | | | | |
| 21. Солонець лучний кірковий содово-солончакуватий легкоглинистий на оглєсному лесовидному суглинку | | | | | | | | | | | |
| Нек ₀₋₃ | 2,67 | 1,53 | 7,6 | 11,4 | | | | | | | |
| Нkс ₁₅₋₂₅ | 2,65 | 1,62 | 7,2 | 10,8 | | | | | | | |
| Phiкs ₃₀₋₄₀ | 2,60 | 1,76 | 6,1 | 9,2 | | | | | | | |
| Phiкsgl ₆₀₋₇₀ | 2,54 | 1,69 | 3,2 | 4,8 | | | | | | | |
| Рksgl ₉₀₋₁₀₀ | 2,52 | 1,96 | 1,3 | 2,0 | | | | | | | |

2. За даними таблиці 9, у якій наведені результати визначення гравіметричним методом ізотерм десорбції водяних парів основних генетичних горизонтів різних типів ґрунтів, побудувати ізотерми десорбції і розрахувати:

- моношар за БЕТ;

- моношар по Фарреру;
- повну питому поверхню ґрунтів;
- зовнішню питому поверхню ґрунтів;
- внутрішню питому поверхню ґрунтів;
- місткість адсорбційного шару;
- чисту диференціальну теплоту адсорбції.

9.Результати визначення ізотерм десорбції водяних парів

| | | | | | | | | | | |
|--|------|------|------|------|------|------|------|------|------|-------|
| p/p _o | 0,10 | 0,15 | 0,20 | 0,32 | 0,45 | 0,52 | 0,65 | 0,75 | 0,86 | 0,98 |
| Горизонт НЕ дерново-підзолистого ґрунту | | | | | | | | | | |
| W, % | 0,94 | 1,18 | 1,40 | 1,90 | 2,26 | 2,46 | 2,84 | 3,10 | 3,58 | 4,78 |
| Горизонт Е дерново-підзолистого ґрунту | | | | | | | | | | |
| W, % | 0,48 | 0,60 | 0,75 | 1,01 | 1,24 | 1,30 | 1,57 | 1,70 | 1,97 | 2,58 |
| Горизонт І дерново-підзолистого ґрунту | | | | | | | | | | |
| W, % | 1,79 | 2,30 | 2,82 | 3,90 | 4,78 | 5,16 | 6,10 | 6,72 | 7,54 | 9,46 |
| Горизонт Н алювіально-лучного ґрунту | | | | | | | | | | |
| W, % | 2,32 | 2,92 | 3,44 | 4,43 | 5,47 | 5,90 | 6,85 | 7,65 | 8,75 | 12,15 |
| Горизонт Іh сірого лісового ґрунту | | | | | | | | | | |
| W, % | 1,72 | 2,25 | 2,76 | 3,81 | 4,82 | 5,35 | 6,27 | 7,02 | 8,04 | 10,78 |
| Горизонт Н чорнозему типового глибокого | | | | | | | | | | |
| W, % | 2,06 | 2,58 | 3,02 | 3,85 | 4,70 | 5,10 | 5,89 | 6,49 | 7,30 | 9,53 |
| Горизонт Нрк чорнозему типового глибокого | | | | | | | | | | |
| W, % | 1,94 | 2,48 | 2,96 | 3,94 | 4,86 | 5,22 | 6,16 | 6,83 | 7,74 | 10,22 |
| Горизонт Phi(k) темно-каштанового ґрунту | | | | | | | | | | |
| W, % | 1,26 | 1,70 | 2,10 | 2,93 | 3,72 | 4,15 | 5,06 | 5,72 | 6,62 | 9,10 |

Запитання для самоперевірки

1. Охарактеризуйте поняття щільність і щільність твердої фази ґрунту.
2. Поясніть поняття рівноважної та оптимальної щільності ґрунту.
3. Як змінюється діапазон оптимальної щільності для зернових і просапних культур залежно від гранулометричного складу?
4. Які градації виділяють за ступенем ущільнення ґрунту?
5. Поясніть поняття верхньої та нижньої межі оптимальної щільності ґрунту.
6. Що розуміють під пористістю ґрунту? На які види вона поділяється?
7. Поясніть поняття "активні" і "пасивні" пори ґрунту.
8. У яких межах коливається загальна капілярна і некапілярна пористість ґрунту залежно від його гранулометричного складу.

9. Охарактеризуйте види диференціальної пористості.
10. Охарактеризуйте поняття "твердість ґрунту", у яких одиницях вона вимірюється і як змінюється залежно від гранулометричного складу, вмісту гумусу, щільності та вологості?
11. Поясніть поняття "фізична стиглість ґрунту". Як даний показник змінюється залежно від гранулометричного складу ґрунту і вмісту гумусу?
12. Як змінюються фізичні властивості ґрунту залежно від його сільськогосподарського використання?
13. У чому полягає суть визначення щільності твердої фази ґрунту пікнометричним методом?
14. У чому полягає суть методу визначення щільності ґрунту за методом Н.А. Качинського?
15. Як щільність ґрунту впливає на ріст і розвиток сільськогосподарських рослин?

РОЗДІЛ. 2 АГРЕГАТНИЙ СТАН ҐРУНТУ

Під **структурою ґрунту** розуміють сукупність окремоостей, або агрегатів різних за розміром і формою, що мають певну пористість, міцність, зв'язність і водотривкість, а здатність ґрунту розпадатись на агрегати називають **структурністю**.

Агрегати складаються із елементарних ґрунтових часток (піску, пилу, мулу), які з'єднуються між собою внаслідок коагуляції колоїдів, склеювання, злипання. За розміром розрізняють мікро-, макро- і мегаструктуру. Мікроструктура включає агрегати діаметром менше 0,25 мм; до макроструктури належать агрегати діаметром від 0,25 до 10 мм; мегаструктура – представлена брилами діаметром понад 10 мм.

Ґрунтові агрегати, які утворились безпосередньо із первинних механічних елементів, називають агрегатами першого порядку. Об'єднуючись між собою, вони можуть утворювати агрегати другого, третього і т. д. порядків. У міру збільшення розміру агрегату зв'язок між його складовими послаблюється і відповідно зменшується його зв'язність та міцність.

Розрізняють морфологічне і агрономічне поняття структури ґрунту. З морфологічної точки зору кожний ґрунт має характерну для нього структуру і, якщо вона ясно виражена, то це допомагає у діагностиці ґрунтів. Найчастіше у ґрунті зустрічаються такі форми структури: зерниста, грудкувата, горіхувата, пластинчаста, плитчаста, стовпчаста, призматична. В агрономічному відношенні найціннішою вважається дрібно-грудкувата та зерниста структура із агрегатами розміром від 0,25 до 10 мм. Брили (розміром понад 10 мм) і пилуваті (розміром менше 0,25 мм) агрегати відносяться до агрономічно нецінних.

М.І. Саввінов запропонував класифікацію агрономічно цінних агрегатів (табл. 10), яка і на сьогодні є загальноприйнятою в Україні. Всі агрегати даної класифікації належать, за С.А. Захаровим, до структури кубовидного типу.

Основним показником якості агрономічно цінної структури є водотривкість агрегатів. Агрономічно цінною слід вважати лише водотривку із високою пористістю структуру, створення якої є основною метою агротехнічних заходів, направлених на оструктурування ґрунту.

Отже, структура ґрунту є одним з головних факторів його родючості. В структурному ґрунті створюються оптимальні умови водного, повітряного і теплового режимів, що в свою чергу, обумовлює розвиток мікробіологічної діяльності, мобілізацію і доступність поживних речовин для рослин.

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

| Рід окремоостей | Вид окремоостей | Розмір (діаметр), мм |
|--|--------------------------|-----------------------------|
| Брилиста частина ґрунту (окремості понад 10 мм у діаметрі) | Брили: грубі | >100 |
| | середні | 100-30 |
| | дрібні | 30-10 |
| Грудочкувата частина ґрунту (окремості розміром 10-0,25 мм у діаметрі) | Грудочки: грубі | 10-3,0 |
| | середні | 3,0-1,0 |
| | дрібні | 1,0-0,5 |
| | зернисті елементи | 0,5-0,25 |
| Пилувата частина ґрунту (окремості менше 0,25 мм у діаметрі) | Мікроструктурні елементи | 0,25-0,01 |
| | Пилувато-глинисті частки | <0,01 |

За структурним станом ґрунти можна поділити на три групи: безструктурні, слабоструктурні і структурні. Вони різко відрізняються між собою за водно-фізичними властивостями.

До безструктурних належать піщані та супіщані ґрунти, які у своєму складі мають менше 10% мулистих часток, їх ґрунтовий вбирний комплекс ненасичений основами, а вміст гумусу не перевищує 1%. За таких умов елементарні ґрунтові частки майже не утворюють агрегатів, тому ці ґрунти характеризуються високою водопроникністю, низькою вологоємністю,

мають підвищену щільність і недостатньо забезпечені елементами живлення для рослин.

До слабоструктурних належать піщано- та грубопилуваті легко- і середньосуглинкові ґрунти, які містять понад 50% піщаних і грубопилуватих часток. Вміст мулу в них становить 10-20%, а гумусу – 1-3%. У таких ґрунтах водотривких агрегатів до 50%, тому вони мають недостатню пористість і вологоємність, у більшості незадовільну водопроникність, здатні до запливання, ущільнення і утворення ґрунтової кірки.

До структурних належать пилувато-середньосуглинкові, важкосуглинкові і глинисті ґрунти, в яких мулу понад 20%, піщаних та грубопилуватих часток до 50%, їх ґрунтовий вбирний комплекс насичений основами, а вміст гумусу становить понад 3%. У таких ґрунтах водотривких агрегатів понад 50%. Вони мають достатню пористість, добру вологоємність і високу водопроникність, добре забезпечені елементами живлення рослин.

2.1. Показники агрегатного складу ґрунту за методом М.І.Саввінова

Аналіз структури для її агрономічної оцінки проводять для орного та підорного горизонтів. Орний горизонт оцінюють за шарами 0-10, 10-20 і 20-30 см.

Метод поділяється на два етапи : розподіл на фракції агрегатів повітряносухого зразка ґрунту за допомогою набору сит і розподіл на фракції водотривких агрегатів за допомогою сит у воді.

Оцінку структурного стану ґрунту за вмістом повітряно-сухих агрономічно цінних агрегатів здійснюють за шкалою С.І. Долгова та П.У. Бахтіна (табл. 11).

11. Оцінка структурного стану ґрунту

| Вміст агрегатів 0,25-10 мм, % від маси повітряно-сухого ґрунту | Структурний стан |
|---|-------------------------|
| >80 | Відмінний |
| 80-60 | Добрий |

| | |
|-------|---------------|
| 60-40 | Задовільний |
| 40-20 | Незадовільний |
| <20 | Поганий |

Крім цього, за даними сухого розсіву розраховують коефіцієнт структурності за формулою 2.1:

$$K_{СТ} = A : B , \quad (2.1)$$

де $K_{СТ}$ – коефіцієнт структурності; A – сума макроагрегатів розміром від 0,25 до 10 мм; B – сума агрегатів, менших 0,25 мм і брил, більших 10 мм, %.

Чим вищий $K_{СТ}$, тим кращий структурний стан має ґрунт.

Оцінку структурного стану ґрунту за вмістом водотривких агрегатів здійснюють за шкалою (табл. 12).

12. Оцінка структурного стану ґрунтів за вмістом водотривких агрегатів

| Сума водотривких агрегатів розміром понад 0,25 мм, % від маси повітряносухого ґрунту | Водотривкість агрегатів |
|--|-------------------------|
| <10 | Відсутня |
| 10-20 | Незадовільна |
| 20-30 | Недостатньо задовільна |
| 30-40 | Задовільна |
| 40-60 | Добра |
| 60-75 | Відмінна |
| >75 | Надмірно висока |

2.2. Показники мікроагрегатного складу ґрунту за методом Н.А.Качинського

Більша частина механічних елементів у ґрунті завжди знаходиться у вигляді агрегатів. Частки, дрібніші від 0,01 мм, агреговані майже на 90%. Тому найбільш загальним для ґрунтів є мікроагрегатний стан. Мікроагрегати порівняно з механічними елементами, мають дуже важливу властивість – додаткову мікроагрегатну пористість. Для елементарних ґрунтових часток при щільній упаковці вона становить лише 20-25% від об'єму, а у мікроагрегованому їх стані пористість зростає до 40-50%.

Елементарна ґрунтова частка і агрегат того самого розміру дуже різняться між собою. Перша являє собою монолітну масу уламку породи чи мінералу. Сумарна зовнішня поверхня такої частки визначається лише за її формою. **Мікроагрегат** – це більш-менш пухка маса, мікропори якої заповнені водним розчином або повітрям. Він має не лише зовнішню, а й внутрішню поверхню мікропор. Тому водні, фізичні, хімічні, біологічні та інші властивості ґрунтів у першу чергу визначаються мікроагрегатним, а не гранулометричним складом.

Мікроагрегатний стан ґрунтів дуже динамічний, він змінюється у широких межах залежно від умов використання ґрунту. Зміни відбуваються як у бік збільшення кількості й розмірів агрегатів, так і у бік зменшення агрегованості ґрунту. Межею можливого розпилення ґрунту є його гранулометричний склад.

Мікроагрегатний аналіз доцільно проводити для орного та підорного горизонтів паралельно з гранулометричним аналізом. Це надає можливість оцінити оструктуреність і дисперсність ґрунту та визначити потенційну здатність його до утворення структури.

При мікроагрегатному аналізі визначають кількість агрегатів у таких фракціях: 1-0,25; 0,25-0,05; 0,05-0,01; 0,01-0,005; 0,005-0,001 та менше 0,001 мм.

2.3. Оцінка структурного стану за результатами визначення гранулометричного та мікроагрегатного складу ґрунту

Співвідношення результатів мікроагрегатного і гранулометричного складу дозволяє судити про потенціальну здатність ґрунтів до агрегації та водотривкість агрегатів.

За даними гранулометричного аналізу дають оцінку потенціальної здатності ґрунтів до агрегації. Із цією метою О.Ф. Вадюніна пропонує розраховувати **гранулометричний показник структурності**. При цьому механічні елементи поділяють на активні та пасивні. Активні (частки мулу і дрібного пилу) – мають здатність до цементації і беруть участь у

процесах коагуляції. Пасивні (частки середнього і грубого пилу) – беруть участь у структуроутворенні, як пасивний матеріал.

У добре гумусованих ґрунтах активну участь у коагуляції беруть частки мулу і більша частина дрібного пилу. У малогумусних ґрунтах до активних часток відноситься лише мул. Розрахунки виконують за формулами 2.2, 2.3 :

$$\text{для гумусних ґрунтів (> 4\% гумусу)} \quad K_C = \frac{M + P_M}{P_C + P_G} \cdot 100 \quad (2.2)$$

$$\text{для малогумусних ґрунтів (< 4\% гумусу)} \quad K_N = \frac{M}{I_N + I_A + I_i} \cdot 100, \quad (2.3)$$

де K_C – гранулометричний показник структурності, %; M – вміст мулу, %; P_M, P_C, P_G – вміст дрібного, середнього і грубого пилу, %; 100 – для перерахунку в проценти.

Чим вищий гранулометричний показник структурності, тим більшу потенційну здатність до оструктурування має ґрунт.

Фактор дисперсності за Н.А.Качинським характеризує ступінь руйнування мікроагрегатів у воді і являє собою процентне відношення мулу “мікроагрегатного”, до мулу “гранулометричного”. Розраховують його за формулою 2.4:

$$K_D = \frac{M_M}{M_G} \cdot 100, \quad (2.4)$$

де K_D – фактор дисперсності, %; M_M – вміст мулу при мікроагрегатному аналізі, %; M_G – вміст мулу при гранулометричному аналізі, %; 100 – для перерахунку в проценти.

Якщо K_D менше 10% - ґрунт слабодиспергований; 10-20% - середньо- і понад 20% - сильнодиспергований. Отже, чим вищий K_D , тим вищий ступінь руйнування мікроагрегатів.

Фактор дисперсності чорноземів не перевищує 10%, каштанових ґрунтів - 10-20%, у солонців він може підвищуватись до 60-80%.

Фактор структурності за Фагелером характеризує водотривкість агрегатів. Розраховується за формулою 2.5:

$$K_C = \frac{(M_G - M_M) \cdot 100}{M_G}, \quad (2.5)$$

де K_C – фактор структурності, %; M_G – вміст мулу при гранулометричному аналізі, %; M_M – вміст мулу при мікроагрегатному аналізі, %; 100 – для перерахунку в проценти.

Якщо K_C понад 90% – ґрунт добре агрегований, 80-90% - середньо і менше 80% - слабоагрегований.

Ступінь агрегованості за Бейвером і Роадесом розраховують за формулою 2.6:

$$K_a = \frac{(a - b) \cdot 100}{a}, \quad (2.6)$$

де K_a – ступінь агрегатності, %; a – кількість мікроагрегатів розміром понад 0,05 мм при мікроагрегатному аналізі, %; b – кількість механічних елементів розміром понад 0,05 мм при гранулометричному аналізі, %; 100 – для перерахунку в проценти.

Підвищення ступеня агрегатності вказує на поліпшення водотривкості структури ґрунту.

2.4. Завдання і вправи

1. При агрегатному аналізі чорноземів типових за методом М.І. Саввінова отримано такі дані (табл. 13):

13. Агрегатний склад чорноземів за різного їх використання (дані співробітників кафедри ґрунтознавства НАУ, 1990)

| Генетичний горизонт, глибина, см | Розмір агрегатів (мм) та їх вміст, % | | | | | <0,25 |
|--|--------------------------------------|------|---------------------|---------------------|--------------------|----------------------------|
| | > 10 | 10-5 | 5-3 | 3-1 | 1-0,25 | |
| Чорнозем типовий грубопилувато-легкосуглинковий (рілля) | | | | | | |
| H ₀₋₂₀ | 24,1 | 26,4 | $\frac{20,3}{16,6}$ | $\frac{10,2}{28,8}$ | $\frac{7,8}{31,9}$ | $\frac{11,2^*}{22,7^{**}}$ |
| H ₂₀₋₄₀ | 26,2 | 20,5 | $\frac{21,8}{18,9}$ | $\frac{12,4}{25,2}$ | $\frac{8,7}{32,3}$ | $\frac{10,4}{23,6}$ |

| Чорнозем типовий грубопилувато-легкосуглинковий (переліг) | | | | | | |
|--|------|------|---------------------|---------------------|---------------------|--------------------|
| H ₀₋₂₀ | 10,6 | 31,2 | $\frac{24,8}{24,6}$ | $\frac{14,6}{32,5}$ | $\frac{11,1}{30,8}$ | $\frac{7,8}{12,1}$ |
| H ₂₀₋₄₀ | 13,8 | 30,0 | $\frac{23,6}{20,8}$ | $\frac{13,2}{25,4}$ | $\frac{11,1}{29,0}$ | $\frac{8,3}{14,8}$ |

*чисельник - після сухого просіювання; ** знаменник - після мокрого просіювання.

– за даними агрегатного аналізу після сухого просіювання дайте оцінку структурного стану ґрунтів відповідно до шкали С.І. Долгова, П.У. Бахтіна;

– розрахуйте коефіцієнти структурності і поясніть зміни структурного стану орного та підорного шарів за різного використання чорноземів;

– за даними агрегатного аналізу із мокрим просіюванням дайте оцінку структурного стану відповідно до вмісту водотривких агрегатів;

– за даними агрегатного аналізу із сухим і мокрим просіюванням розрахуйте водотривкість агрегатів і поясніть її зміни за різного використання чорноземів.

2. При агрегатному аналізі сірих ґрунтів отримано наступні дані (табл. 14).

14. Агрегатний склад сірих легкосуглинкових ґрунтів (дані НАУ, 1988)

| Генетичний горизонт, глибина, см | Розмір агрегатів (мм) та їх вміст, % | | | | | |
|----------------------------------|--------------------------------------|------|--------------------|-------------------|--------------------|----------------------------|
| | >10 | 10-5 | 5-3 | 3-1 | 1-0,25 | < 0,25 |
| | Ясно-сірий лісовий | | | | | |
| HE ₀₋₂₀ | 19,6 | 25,6 | $\frac{10,3}{0,8}$ | $\frac{6,7}{2,3}$ | $\frac{3,6}{21,5}$ | $\frac{34,2^*}{75,4^{**}}$ |
| | Сірий лісовий | | | | | |
| HE ₀₋₂₅ | 14,3 | 27,8 | $\frac{12,3}{1,7}$ | $\frac{8,7}{4,8}$ | $\frac{7,8}{29,1}$ | $\frac{29,1}{64,4}$ |
| | Темно-сірий опідзолений | | | | | |
| HE ₀₋₂₈ | 12,7 | 30,3 | $\frac{13,5}{2,8}$ | $\frac{9,2}{7,6}$ | $\frac{8,1}{32,4}$ | $\frac{26,2}{57,2}$ |

*чисельник – після сухого просіювання; ** знаменник – після мокрого просіювання.

- за даними агрегатного аналізу за сухим і мокрим просіюванням дайте оцінку структурного стану ґрунтів;
- розрахуйте коефіцієнт структурності та водотривкість агрегатів;
- поясніть за рахунок чого змінюється структурно-агрегатний склад досліджуваних ґрунтів.

3. При агрегатному аналізі сірих опідзолених ґрунтів на схилі землях отримано наступні дані (табл. 15).

15. Агрегатний склад сірих опідзолених середньосуглинкових ґрунтів, які зазнали ерозійних процесів (дані НАУ, 1985)

| Генетичний горизонт, глибина, см | Розмір агрегатів (мм) та їх вміст, % | | | | | |
|----------------------------------|--------------------------------------|------|--------------------|--------------------|---------------------|----------------------------|
| | > 10 | 10-5 | 5-3 | 3-1 | 1-0,25 | <0,25 |
| Незмитий | | | | | | |
| HE ₀₋₂₅ | 12,8 | 17,3 | $\frac{14,7}{2,6}$ | $\frac{12,2}{5,9}$ | $\frac{10,3}{30,2}$ | $\frac{32,7^*}{61,3^{**}}$ |
| Слабкозмитий | | | | | | |
| HE ₀₋₂₀ | 14,7 | 15,2 | $\frac{12,3}{1,7}$ | $\frac{11,7}{7,3}$ | $\frac{10,0}{25,2}$ | $\frac{35,6}{65,8}$ |
| Середньозмитий | | | | | | |
| HE ₀₋₁₅ | 17,3 | 13,9 | $\frac{10,1}{0,5}$ | $\frac{9,6}{8,1}$ | $\frac{8,8}{19,1}$ | $\frac{40,3}{72,3}$ |
| Сильнозмитий | | | | | | |
| HE ₀₋₅ | 24,8 | 9,8 | 7,2 | $\frac{6,2}{6,3}$ | $\frac{4,5}{11,8}$ | $\frac{47,5}{81,9}$ |

*чисельник – після сухого просіювання; ** знаменник – після мокрого просіювання.

- поясніть, як і за рахунок чого змінюється вміст ерозійностійких агрегатів та структурно-агрегатний склад досліджуваних ґрунтів.

4. При дослідженні структурно-агрегатного складу чорноземів вилугованих різного гранулометричного складу отримано наступні дані (табл. 16).

16. Агрегатний склад чорноземів вилугованих різного гранулометричного складу (дані НАУ, 1980)

| Генетичний горизонт, глибина, см | Розмір агрегатів (мм) та їх вміст, % | | | | | |
|----------------------------------|--------------------------------------|------|-----|-----|--------|-------|
| | >10 | 10-5 | 5-3 | 3-1 | 1-0,25 | <0,25 |

| Грубопилувато-легкосуглинковий | | | | | | |
|---------------------------------------|------|------|--------------------|---------------------|---------------------|----------------------------|
| H ₀₋₃₀ | 18,7 | 20,4 | $\frac{12,3}{0,8}$ | $\frac{10,7}{10,2}$ | $\frac{7,1}{17,0}$ | $\frac{31,4^*}{72,0^{**}}$ |
| Пилувато-легкосуглинковий | | | | | | |
| H ₀₋₃₀ | 15,2 | 22,6 | $\frac{13,9}{1,7}$ | $\frac{12,6}{12,6}$ | $\frac{9,4}{26,4}$ | $\frac{26,3}{59,3}$ |
| Пилувато-середньосуглинковий | | | | | | |
| H ₀₋₃₀ | 10,7 | 24,8 | $\frac{18,4}{3,5}$ | $\frac{15,6}{19,1}$ | $\frac{10,3}{33,9}$ | $\frac{20,2}{44,3}$ |

* чисельник – після сухого просіювання; ** знаменник – після мокрого просіювання.

– за даними агрегатного аналізів із сухим і мокрим просіюванням дайте оцінку структурного стану ґрунтів;

– розрахуйте коефіцієнт структурності і водотривкість агрегатів;

– поясніть, як гранулометричний склад досліджуваних ґрунтів впливає на їх структурно-агрегатний склад.

5. У довготривалому стаціонарному досліді при загальноприйнятій агротехніці вивчали вплив культур польової інтенсивної сівозміни на агрегатний склад чорнозему південного. Отримані дані представлені в таблиці 17.

17. Вплив сільськогосподарських культур на агрегатний склад чорнозему південного середньосуглинкового (І.М. Листопадов, І.М. Шапошникова, 1984)

| Культура і попередник | Вміст фракцій, % | | |
|-----------------------------|------------------|------------|----------|
| | > 10,мм | 10-0,25 мм | <0,25 мм |
| Пар чорний | 26,8 | 58,4 | 14,8 |
| Озима пшениця після пару | 35,9 | 57,3 | 6,8 |
| Озима пшениця після гороху | 36,7 | 58,2 | 5,1 |
| Озима пшениця після пшениці | 36,8 | 56,6 | 6,6 |
| Горох після пшениці | 37,1 | 56,3 | 6,6 |
| Ячмінь після пшениці | 34,3 | 57,8 | 7,9 |
| Соняшник після пшениці | 36,5 | 49,3 | 14,2 |
| Кукурудза після пшениці | 36,0 | 53,0 | 11,0 |
| Люцерна першого року | 30,4 | 66,2 | 3,4 |
| Люцерна третього року | 26,6 | 71,0 | 2,4 |

– дайте оцінку структурно-агрегатного складу чорнозему південного за результатами агрегатного аналізу з сухим просіюванням і коефіцієнта структурності;

– поясніть, як культури польової інтенсивної сівозміни впливають на структурно-агрегатний склад ґрунту.

6. У стаціонарному довготривалому досліді вивчали вплив способів обробітку на структурний стан чорнозему типового грубопилувато-легкосуглинкового. Отримані дані наведені в табл. 18.

18. Вплив способів обробітку на структурний стан чорнозему типового при вирощуванні озимої пшениці (М.Ф. Бережняк, 1984)

| Шар ґрунту, см | Кількість агрегатів при сухому просіюванні, % | | | Кількість агрегатів при мокрому просіюванні, % | |
|---|---|------------|----------|--|----------|
| | >10 мм | 10-0,25 мм | <0,25 мм | >1 мм | >0,25 мм |
| Оранка на 20–22 см | | | | | |
| 0-10 | 32,4 | 59,4 | 8,2 | 13,6 | 60,8 |
| 10-20 | 24,7 | 63,1 | 12,2 | 12,4 | 60,1 |
| 20-30 | 29,5 | 61,6 | 8,9 | 13,1 | 60,2 |
| Поверхневий обробіток на 8–10 см | | | | | |
| 0-10 | 15,2 | 68,2 | 16,6 | 16,6 | 64,8 |
| 10-20 | 23,2 | 70,8 | 6,0 | 16,8 | 72,4 |
| 20-30 | 23,3 | 68,0 | 8,7 | 16,6 | 70,1 |

– за даними агрегатного аналізу з сухим і мокрим просіюванням дайте оцінку структурного стану досліджуваного ґрунту;

– розрахуйте коефіцієнт структурності та водотривкість агрегатів;

– поясніть вплив способу обробітку на структурно-агрегатний склад чорнозему типового.

7. У довготривалому стаціонарному досліді вивчали вплив систем удобрення і характеру використання на агрегатний склад дерново-підзолистого легкосуглинкового ґрунту. Отримані дані наведені в табл. 19.

19. Агрегатний склад дерново-підзолистого легкосуглинкового ґрунту при різних системах удобрення (дані ТСГА, 1994)

| Система удобрення | Вміст (%) | агрегатів розміром, мм |
|-------------------|-----------|------------------------|
|-------------------|-----------|------------------------|

| | >10 | 10-0,25 | <0,25 |
|--------------------------------|------|---------|-------|
| Пар чорний | | | |
| Без добрив | 59,9 | 30,4 | 9,7 |
| Органічна* | 52,2 | 41,3 | 6,5 |
| Мінеральна** | 55,6 | 36,6 | 7,8 |
| Озиме: жито (беззмінно) | | | |
| Без добрив | 49,5 | 44,6 | 5,9 |
| Органічна | 28,4 | 67,7 | 3,9 |
| Мінеральна | 42,8 | 53,0 | 4,2 |
| Конюшина (беззмінно) | | | |
| Без добрив | 29,1 | 66,3 | 4,6 |
| Органічна | 10,6 | 86,7 | 2,7 |
| Мінеральна | 19,5 | 77,0 | 3,5 |

* – 40 т/га гною щорічно; ** – NPK еквівалентно гною.

– дайте оцінку структурно-агрегатного складу дерново-підзолистого ґрунту за результатами агрегатного аналізу з сухим просіюванням і коефіцієнти структурності;

– поясніть, як системи удобрення і способи використання впливають на агрегатний склад досліджуваного ґрунту.

8. На зрошувальній ділянці вивчали агрегатний склад темно-каштанового солонцюватого ґрунту. Отримані дані наведені в табл. 20.

20. Вплив зрошення на агрегатний склад темно-каштанового солонцюватого ґрунту (дані УНДІГА, 1988)

| Шар ґрунту, см | Вміст фракцій, % | | | | | |
|----------------|------------------|------------|----------|-------------------|------------|----------|
| | До зрошення | | | зрошення 16 років | | |
| | >10 мм | 10-0,25 мм | <0,25 мм | >10 мм | 10-0,25 мм | <0,25 мм |
| 0—10 | 8,8 | 73,7 | 17,5 | 31,2 | 50,7 | 18,1 |
| 10-20 | 12,8 | 71,0 | 16,2 | 39,5 | 43,2 | 17,3 |
| 20-30 | 20,0 | 61,7 | 18,3 | 30,1 | 49,6 | 20,3 |
| 30-40 | 33,1 | 54,3 | 12,6 | 20,7 | 52,0 | 27,3 |
| 40-50 | 33,0 | 53,8 | 13,2 | 19,0 | 50,6 | 30,4 |

– дайте оцінку структурно-агрегатного складу темно-каштанового солонцюватого ґрунту за результатами агрегатного аналізу з сухим просіюванням;

– розрахуйте коефіцієнт структурності;

– поясніть вплив довготривалого зрошення на агрегатний склад досліджуваного ґрунту.

9. В УНДІГА вивчали вплив факторів інтенсифікації на структурно-агрегатний склад чорноземів. Отримані дані наведені в табл. 21.

21. Вплив факторів інтенсифікації землеробства на структурно-агрегатний склад чорноземів типових (за В.В. Медведєвим, 1982)

| Фактор впливу | Вміст фракцій, % | |
|---|-----------------------------|------------------------|
| | сухі агрегати 10-0,25 мм | водотривкі >0,25 мм |
| Мало удобрена рілля | 66 | 31 |
| Мінімальний обробіток | 77 | 37 |
| Багаторазовий прохід тракторів | 60 | 43 |
| Мінеральні добрива у підвищених дозах | 64 | 30 |
| Органічні добрива, 23-30 т/га 1 раз за 4-5 років | 74 | 39 |
| 20-річне зрошення | 22 | 39 |
| Внесення гіпсу, 3 т/га | 82 | 38 |
| Сукупний вплив факторів (сортодільниці, поля передових господарств) | 74 | 53 |

– дайте оцінку факторам інтенсифікації землеробства за вмістом агрономічно цінних повітряно-сухих та водотривких агрегатів;

– розрахуйте коефіцієнти структурності і водотривкості агрегатів, дайте їм оцінку;

– поясніть, які фактори інтенсифікації землеробства поліпшують, а які погіршують структурний стан досліджуваних ґрунтів.

10. Узагальнені дані про сучасний структурно-агрегатний стан найбільш поширених ґрунтів України за даними УНДІГА представлено в табл. 22.

22. Структурно-агрегатний склад ґрунтів України (за В.В. Медведєвим, Т.М. Лактіоною, 1994)

| Ґрунт | Вміст фракцій, % | |
|--|-----------------------------|------------------------|
| | сухі агрегати 10–0,25 мм | водотривкі >0,25 мм |
| Дерново-підзолистий супіщаний | 40,3 | 28,7 |
| Сірий лісовий легкосуглинковий | 41,9 | 42,0 |
| Темно-сірий опідзолений середньосуглинковий | 56,2 | 44,0 |
| Чорноземи типовий середньосуглинковий | 61,6 | 54,4 |
| Чорноземи звичайний важкосуглинковий | 75,0 | 55,6 |
| Чорнозем південний | 69,9 | 54,3 |
| Темно-каштановий солонцюватий важкосуглинковий | 44,8 | 48,9 |
| Лучно-чорноземний важкосуглинковий | 65,3 | 44,0 |

– за даними сухих і водотривких агрономічноцінних агрегатів дайте оцінку структурно-агрегатного стану ґрунтів України;

– розрахуйте коефіцієнти структурності та водотривкості агрегатів; дайте оцінку;

– згрупуйте ґрунти за їх родючістю згідно з показниками структурно-агрегатного стану.

11. Вивчали гранулометричний і мікроагрегатний склад сірих опідзолених ґрунтів за різного використання. Отримані дані наведені в табл. 23.

23. Гранулометричний і мікроагрегатний склад сірого лісового легкосуглинкового ґрунту (дані НАУ, 1995)

| Генетичний горизонт, глибина, см | Вміст (%) часток, мм | | | | | |
|----------------------------------|----------------------|---------------------|---------------------|-------------------|-------------------|-----------------------|
| | >0,25 | 0,25-0,05 | 0,05-0,01 | 0,01-0,005 | 0,005 -0,001 | < 0,001 |
| Ліс | | | | | | |
| HE ₀₋₂₀ | <u>2,4</u> 6,7 | <u>12,0</u> 22,6 | <u>56,4</u> 60,3 | <u>4,1</u> 6,0 | <u>9,8</u> 3,7 | <u>16,1*</u> 0,7** |
| Рілля | | | | | | |
| HE ₀₋₂₀ | 2,3 5,0 | <u>10,8</u> 14,6 | <u>56,1</u> 62,5 | <u>5,4</u> 7,8 | <u>9,0</u> 5,3 | <u>15,4</u> 2,7 |

*чисельник – гранулометричний; ** – мікроагрегатний склад,

– за даними аналізів розрахуйте фактори дисперсності, структурності та ступінь агрегованості агрегатів;

– поясніть, за рахунок чого змінюються зазначені показники.

13. У Херсонському СГІ вивчали гранулометричний і мікроагрегатний склад чорнозему південного за різного використання. Отримані дані наведені в табл. 24.

24. Гранулометричний і мікроагрегатний склад чорнозему південного легкосуглинкового (дані Херсонського СГІ, 1987)

| Генетичний горизонт, глибина, см | Вміст (%) часток, мм | | | | | |
|----------------------------------|----------------------|------------|-------------|-------------|-------------|--------------|
| | >0,25 | 0,25-0,05 | 0,05-0,01 | 0,01-0,005 | 0,005-0,001 | < 0,001 |
| Переліг | | | | | | |
| H ₀₋₃₀ | <u>0,5</u> | <u>1,4</u> | <u>31,4</u> | <u>11,6</u> | <u>17,0</u> | <u>31,8*</u> |

| | | | | | | |
|--------------|------------|------------|-------------|------------|-------------|-------------|
| | 3,4 | 22,3 | 51,7 | 10,2 | 11,5 | 0,9** |
| Рілля | | | | | | |
| Н 0-30 | <u>3,3</u> | <u>4,0</u> | <u>30,3</u> | <u>9,6</u> | <u>17,2</u> | <u>35,6</u> |
| | 1,4 | 25,6 | 48,8 | 10,0 | 8,9 | 5,3 |

*чисельник – гранулометричний склад; ** – мікроагрегатний склад.

– за даними аналізів розрахуйте фактори дисперсності, структурності та ступінь агрегованості агрегатів;

– поясніть, за рахунок чого змінюються дані показники.

13. У Національному аграрному університеті вивчали вплив водної ерозії на гранулометричний та мікроагрегатний склад чорноземів типових. Отримані дані наведені в табл. 25.

25. Вплив водної ерозії на гранулометричний склад чорноземів типових легкосуглинкових (дані НАУ, 1975)

| Генетичний горизонт, глибина, см | Вміст (%) часток, мм | | | | | |
|----------------------------------|----------------------|-------------|-------------|------------|--------------|--------------|
| | >0,25 | 0,25-0,05 | 0,05-0,01 | 0,01-0,005 | 0,005 -0,001 | < 0,001 |
| Повнопрофільний | | | | | | |
| Н 0-50 | <u>0,7</u> | <u>11,8</u> | <u>57,9</u> | <u>5,5</u> | <u>8,4</u> | <u>15,7*</u> |
| | 2,2 | 15,0 | 63,2 | 14,3 | 4,6 | 0,7** |
| Сильнозмитий | | | | | | |
| Н 0-20 | <u>1,8</u> | <u>12,1</u> | <u>59,9</u> | <u>7,8</u> | <u>5,8</u> | <u>12,6</u> |
| | 2,1 | 12,9 | 65,4 | 12,1 | 3,8 | 3,7 |

*чисельник – гранулометричний склад; ** – мікроагрегатний склад.

– за даними аналізів розрахуйте фактори дисперсності, структурності та ступінь агрегованості агрегатів;

– поясніть негативний вплив водної ерозії на структурно-агрегатний склад ґрунту.

14. В Українському НДІ землеробства вивчали вплив хімічної меліорації на гранулометричний та мікроагрегатний склад солонця лучного. Отримані результати представлені в табл. 26.

26. Вплив хімічної меліорації на гранулометричний та мікроагрегатний склад солонця лучного легкосуглинкового (дані УНДІЗ, 1980)

| Фактор впливу | Генетичний горизонт, см | Вміст (%) часток, мм | | | | | |
|-------------------------------------|-------------------------|----------------------|-------------|-------------|------------|-------------|-------------|
| | | >0,25 | 0,25-0,05 | 0,05 - 0,01 | 0,01-0,005 | 0,005-0,001 | <0,001 |
| Різноглибинна оранка | Н ₀₋₃₀ | <u>24,5</u> | <u>31,2</u> | <u>24,8</u> | <u>7,1</u> | <u>5,1</u> | <u>7,3*</u> |
| | | 26,5 | 35,4 | 26,2 | 6,7 | 4,1 | 1,1** |
| Різноглибинна оранка + 3 т/га гіпсу | Н ₀₋₃₀ | <u>21,7</u> | <u>32,7</u> | <u>26,3</u> | <u>6,8</u> | <u>4,8</u> | <u>7,7</u> |
| | | 28,8 | 38,7 | 23,2 | 5,6 | 2,8 | 0,9 |

*чисельник – гранулометричний; ** – мікроагрегатний склад.

– розрахуйте фактори дисперсності, структурності та ступінь агрегованості агрегатів; поясніть, які заходи меліорації впливають на гранулометричний і мікроагрегатний склад лучного ґрунту;

– поясніть вплив гіпсу на гранулометричний та мікроагрегатний склад ґрунту.

15. У Херсонському СГІ вивчали вплив зрошення на гранулометричний та мікроагрегатний склад темно-каштанового солонцюватого легкоглинистого ґрунту. Отримані дані наведені в табл. 27.

**27. Гранулометричний та мікроагрегатний склад
темно-каштанового солонцюватого легкоглинистого ґрунту в
шарі 0–20 см за різного використання (дані Херсонського СГІ, 1975)**

| Фактор впливу | Вміст (%) часток, мм | | | | | |
|---|----------------------|-------------|-------------|------------|---------------|--------------|
| | >0,25 | 0,25-0,05 | 0,05-0,01 | 0,01-0,005 | 0,005 - 0,001 | < 0,001 |
| Загальноприйнята агротехніка | <u>10,3</u> | <u>30,8</u> | <u>14,5</u> | <u>8,3</u> | <u>16,1</u> | <u>19,3*</u> |
| | 17,8 | 47,3 | 17,2 | 10,2 | 4,9 | 2,6** |
| Загальноприйнята агротехніка і зрошення слабкомінералізованими водами | <u>8,4</u> | <u>31,6</u> | <u>12,1</u> | <u>7,2</u> | <u>15,7</u> | <u>24,0</u> |
| | 12,6 | 37,6 | 20,2 | 19,3 | 6,7 | 3,6 |

*чисельник – гранулометричний склад; ** – мікроагрегатний склад.

– розрахуйте фактори дисперсності, структурності та ступінь агрегованості агрегатів;

– поясніть, як зрошення слабкомінералізованими водами впливає на мікроагрегатний склад каштанових ґрунтів.

Завдання до самостійної роботи

1. Використовуючи дані агрегатного аналізу за методом М.І.Саввінова (табл. 28) виконайте наступні завдання:

– проведіть оцінку структурно-агрегатного стану ґрунтів за вмістом повітряно-сухих і водотривких агрономічно-цінних агрегатів;

– розрахуйте коефіцієнт структурності та критерій водотривкості; дайте оцінку отриманим показникам;

– дані агрегатного аналізу відтворіть графічно, відкладаючи по осі абсцис розмір фракцій, а по осі ординат – вміст фракцій у відсотках.

28. Агрегатний склад ґрунтів України (дані НАУ, 1990)

| Генетичний горизонт, глибина, см | Розмір агрегатів, мм, та їх вміст, % | | | | | | | |
|---|--------------------------------------|------|------|--------------------|--------------------|--------------------|---------------------|------------------------|
| | >10 | 10-7 | 7-5 | 5-3 | 3-1 | 1,0-0,5 | 0,5-0,25 | <0,25 |
| 1 | 2 | 3 | 4 | 5 | 6 | 7 | 8 | 9 |
| 1. Ясно-сірий лісовий легкосуглинковий (рілля) | | | | | | | | |
| HE ₀₋₁₀ | 18,6 | 7,8 | 8,7 | <u>2,3</u> 0,2 | <u>6,3</u> 6,9 | <u>5,2</u> 10,7 | <u>9,9</u> 17,9 | <u>34,2*</u> 64,3** |
| E ₃₀₋₄₀ | 15,3 | 6,3 | 7,8 | <u>8,4</u> 1,7 | <u>7,3</u> 5,8 | <u>6,1</u> 9,6 | <u>11,4</u> 12,3 | <u>37,4</u> 70,6 |
| 2. Ясно-сірий лісовий легкосуглинковий (ліс) | | | | | | | | |
| HE ₀₋₁₀ | 14,1 | 8,6 | 9,2 | <u>8,5</u> 2,1 | <u>4,1</u> 8,2 | <u>6,4</u> 9,4 | <u>12,9</u> 26,8 | <u>30,6</u> 53,5 |
| E ₃₀₋₄₀ | 15,0 | 9,6 | 8,6 | <u>7,8</u> 1,9 | <u>6,1</u> 8,7 | <u>9,6</u> 9,8 | <u>6,9</u> 23,0 | <u>35,4</u> 56,6 |
| 3. Сірий лісовий легкосуглинковий (рілля) | | | | | | | | |
| HE ₀₋₂₅ | 15,2 | 12,5 | 10,6 | <u>9,4</u> 0,9 | <u>9,1</u> 7,8 | <u>8,5</u> 9,9 | <u>5,6</u> 18,8 | <u>29,1</u> 62,6 |
| EI ₃₅₋₄₅ | 14,3 | 13,7 | 9,8 | <u>9,0</u> 1,9 | <u>8,7</u> 8,1 | <u>8,3</u> 12,9 | <u>8,9</u> 18,5 | <u>27,3</u> 58,6 |
| 4. Сірий лісовий легкосуглинковий (ліс) | | | | | | | | |
| HE ₀₋₂₅ | 12,3 | 10,5 | 13,8 | <u>12,6</u> 2,1 | <u>10,7</u> 9,2 | <u>8,9</u> 10,1 | <u>5,0</u> 20,2 | <u>26,2</u> 58,4 |
| EI ₃₅₋₄₅ | 15,7 | 9,6 | 10,3 | <u>13,9</u> 0,9 | <u>11,6</u> 8,8 | <u>9,5</u> 15,5 | <u>5,3</u> 23,5 | <u>24,1</u> 51,3 |
| 5. Темно-сірий опідзолений середньосуглинковий (рілля) | | | | | | | | |
| HE ₀₋₂₀ | 16,7 | 10,7 | 9,6 | <u>9,3</u> 0,8 | <u>8,2</u> 8,7 | <u>7,1</u> 12,5 | <u>6,3</u> 25,4 | <u>32,1</u> 52,6 |
| HI ₃₀₋₄₀ | 18,4 | 12,1 | 10,2 | <u>9,0</u> 2,3 | <u>8,1</u> 8,1 | <u>6,5</u> 13,7 | <u>5,5</u> 19,6 | <u>30,1</u> 56,3 |
| 6. Темно-сірий опідзолений середньосуглинковий (ліс) | | | | | | | | |
| HE ₀₋₂₀ | 12,3 | 8,3 | 9,8 | <u>9,3</u> 0,8 | <u>8,2</u> 8,7 | <u>7,1</u> 12,5 | <u>6,3</u> 25,4 | <u>32,1</u> 52,6 |

| | | | | | | | | |
|---|------|------|--------------------|--------------------|---------------------|---------------------|---------------------|---------------------|
| ЕІ ₀₋₄₀ | 14,6 | 9,1 | 10,2 | <u>9,0</u> 2,3 | <u>8,1</u> 8,1 | <u>6,5</u> 13,7 | <u>5,6</u> 19,6 | <u>30,1</u> 56,3 |
| 7. Чорнозем опідзолений середньосуглинковий (рілля) | | | | | | | | |
| Не ₀₋₂₀ | 25,7 | 10,3 | <u>7,4</u> 0,7 | <u>8,2</u> 2,1 | <u>10,8</u> 12,7 | <u>6,3</u> 13,9 | <u>1,2</u> 16,2 | <u>24,3</u> 54,4 |
| Нр ₁₃₀₋₄₀ | 13,2 | 14,7 | <u>9,5</u> 1,8 | <u>10,4</u> 5,9 | <u>14,3</u> 10,3 | <u>11,0</u> 14,0 | <u>10,1</u> 17,4 | <u>16,8</u> 50,6 |
| 8. Чорнозем опідзолений середньосуглинковий (переліг) | | | | | | | | |
| Не ₀₋₂₀ | 18,3 | 12,4 | <u>9,5</u> 1,6 | <u>10,8</u> 2,8 | <u>13,7</u> 15,4 | <u>8,0</u> 18,1 | <u>7,2</u> 23,25 | <u>20,1</u> 38,6 |
| Нр ₁₃₀₋₄₀ | 15,6 | 15,5 | <u>10,8</u> 2,2 | <u>12,3</u> 6,1 | <u>15,2</u> 14,6 | <u>9,6</u> 16,8 | <u>6,1</u> 21,0 | <u>14,9</u> 39,3 |
| 9. Чорнозем вилугований середньосуглинковий (лісосмуга) | | | | | | | | |
| Н ₀₋₂₅ | 8,2 | 7,9 | <u>9,6</u> 0,9 | <u>12,9</u> 3,4 | <u>10,6</u> 10,3 | <u>16,5</u> 15,2 | <u>10,7</u> 17,7 | <u>23,6</u> 52,5 |
| Нр ₂₅₋₃₅ | 12,3 | 8,6 | <u>10,8</u> 2,4 | <u>11,7</u> 3,7 | <u>10,2</u> 13,8 | <u>16,7</u> 18,3 | <u>10,3</u> 26,4 | <u>19,4</u> 35,4 |
| 10. Чорнозем вилугований середньосуглинковий (рілля) | | | | | | | | |
| Н ₀₋₂₅ | 10,2 | 6,9 | <u>8,7</u> 0,3 | <u>11,6</u> 1,5 | <u>7,8</u> 4,9 | <u>15,4</u> 7,3 | <u>8,0</u> 17,0 | <u>31,4</u> 69,0 |
| Нр ₂₅₋₃₅ | 20,4 | 7,3 | <u>9,2</u> 1,2 | <u>9,7</u> 2,8 | <u>8,1</u> 9,5 | <u>13,8</u> 16,7 | <u>9,7</u> 20,1 | <u>21,8</u> 49,7 |
| 11. Чорнозем типовий легкосуглинковий (рілля) | | | | | | | | |
| Нор ₀₋₂₀ | 27,6 | 10,6 | <u>11,8</u> 0,6 | <u>8,6</u> 1,8 | <u>10,3</u> 7,6 | <u>9,4</u> 16,5 | <u>5,8</u> 19,2 | <u>15,9</u> 54,3 |
| Н ₂₀₋₄₀ | 18,3 | 11,8 | <u>10,4</u> 1,2 | <u>13,6</u> 2,4 | <u>13,5</u> 8,3 | <u>10,1</u> 17,9 | <u>8,8</u> 21,4 | <u>13,5</u> 48,8 |
| 12. Чорнозем типовий легкосуглинковий (переліг) | | | | | | | | |
| Н ₀₋₄₀ | 12,4 | 12,1 | <u>9,6</u> 2,6 | <u>13,8</u> 3,8 | <u>15,6</u> 9,4 | <u>14,8</u> 17,3 | <u>11,4</u> 31,3 | <u>10,3</u> 35,6 |
| Н ₄₀₋₆₀ | 10,8 | 11,4 | <u>10,5</u> 2,1 | <u>12,4</u> 3,4 | <u>17,3</u> 8,7 | <u>15,2</u> 18,6 | <u>13,8</u> 30,0 | <u>8,6</u> 37,2 |
| 13. Чорнозем типовий середньозмитий легкосуглинковий (рілля) | | | | | | | | |
| Нр ₀₋₂₀ | 38,4 | 8,6 | 6,3 | <u>8,1</u> 1,9 | <u>6,5</u> 3,6 | <u>5,4</u> 14,5 | <u>7,5</u> 17,9 | <u>22,8</u> 62,1 |
| Рн _{к30-40} | 28,1 | 9,4 | <u>9,5</u> 0,3 | <u>8,7</u> 1,8 | <u>7,6</u> 4,2 | <u>7,2</u> 16,3 | <u>8,9</u> 22,7 | <u>20,6</u> 54,7 |
| 14. Чорнозем типовий сильнозмитий легкосуглинковий (рілля) | | | | | | | | |
| Ph ₀₋₂₀ | 40,3 | 9,3 | 8,7 | <u>5,2</u> 0,5 | <u>3,4</u> 2,6 | <u>2,8</u> 12,4 | <u>5,9</u> 17,1 | <u>24,4</u> 67,4 |
| Р(h) _{к30-40} | 35,9 | 8,7 | 9,3 | <u>6,5</u> 0,3 | <u>5,7</u> 1,2 | <u>5,2</u> 6,7 | <u>8,1</u> 15,5 | <u>20,6</u> 76,3 |
| 15. Чорнозем звичайний середньосуглинковий (рілля) | | | | | | | | |
| Н ₀₋₂₅ | 17,3 | 10,3 | <u>6,5</u> 3,2 | <u>13,8</u> 4,5 | <u>18,2</u> 6,4 | <u>19,6</u> 20,3 | <u>8,1</u> 26,8 | <u>6,2</u> 38,8 |
| Нр _{к25-35} | 21,4 | 9,7 | <u>7,2</u> 2,7 | <u>12,6</u> 7,8 | <u>17,3</u> 10,3 | <u>18,4</u> 21,5 | <u>5,4</u> 23,7 | <u>8,0</u> 34,0 |
| 16. Чорнозем звичайний середньосуглинковий (переліг) | | | | | | | | |
| Н ₀₋₂₅ | 10,8 | 12,6 | <u>7,8</u> 3,9 | <u>15,4</u> 8,7 | <u>17,3</u> 11,3 | <u>18,7</u> 17,6 | <u>13,0</u> 23,5 | <u>4,4</u> 35,0 |
| Нр _{к25-35} | 15,6 | 11,4 | <u>6,7</u> | <u>14,2</u> | <u>16,5</u> | <u>17,1</u> | <u>12,1</u> | <u>6,4</u> |

| | | | | | | | | |
|--|------|------|--------------------|--------------------|---------------------|---------------------|---------------------|---------------------|
| | | | 4,7 | 10,7 | 12,6 | 18,4 | 21,6 | 32,0 |
| 17. Чорнозем звичайний слабоеродований середньосуглинковий (рілля) | | | | | | | | |
| Нрк ₀₋₂₅ | 23,8 | 13,6 | <u>7,3</u> 1,2 | <u>12,2</u> 4,8 | <u>13,6</u> 5,7 | <u>14,4</u> 10,8 | <u>6,1</u> 23,5 | <u>9,0</u> 54,0 |
| Phk ₂₅₋₃₅ | 26,2 | 14,1 | <u>7,0</u> 0,5 | <u>10,3</u> 3,8 | <u>8,4</u> 12,7 | <u>13,5</u> 16,3 | <u>5,1</u> 18,5 | <u>15,4</u> 48,2 |
| 18. Чорнозем звичайний середньоеродований середньосуглинковий (рілля) | | | | | | | | |
| Phk ₀₋₂₅ | 30,1 | 14,2 | 4,1 | <u>8,5</u> 1,8 | <u>9,2</u> 10,7 | <u>10,5</u> 18,7 | <u>5,2</u> 22,3 | <u>18,2</u> 46,5 |
| P(h)k ₂₅₋₃₅ | 35,7 | 10,3 | 3,8 | <u>6,4</u> 0,5 | <u>4,7</u> 4,8 | <u>8,6</u> 8,4 | <u>4,9</u> 24,9 | <u>25,6</u> 61,4 |
| 19. Чорнозем південний важкосуглинковий (рілля) | | | | | | | | |
| Нк ₀₋₂₅ | 27,2 | 11,3 | <u>13,6</u> 1,2 | <u>9,5</u> 6,8 | <u>14,3</u> 8,3 | <u>6,1</u> 12,8 | <u>4,6</u> 25,5 | <u>13,4</u> 45,4 |
| Нрк ₀₋₄₀ | 24,7 | 12,6 | <u>14,3</u> 0,5 | <u>8,7</u> 5,7 | <u>13,4</u> 11,4 | <u>7,8</u> 15,6 | <u>8,2</u> 28,2 | <u>10,3</u> 38,6 |
| 20. Чорнозем південний важкосуглинковий (лісосмуга) | | | | | | | | |
| Нк ₀₋₂₅ | 18,6 | 12,6 | <u>14,8</u> 2,7 | <u>10,1</u> 4,1 | <u>15,3</u> 12,2 | <u>8,5</u> 19,6 | <u>9,4</u> 27,0 | <u>10,7</u> 34,0 |
| Нрк ₃₀₋₄₀ | 20,5 | 15,7 | <u>12,6</u> 2,4 | <u>9,7</u> 7,6 | <u>13,6</u> 13,6 | <u>9,1</u> 17,1 | <u>10,2</u> 24,8 | <u>8,6</u> 34,5 |
| 21. Чорнозем південний сильноеродований важкосуглинковий (рілля) | | | | | | | | |
| Phk ₀₋₂₅ | 34,5 | 8,2 | 9,5 | <u>6,2</u> 2,8 | <u>9,9</u> 6,7 | <u>5,7</u> 8,9 | <u>4,6</u> 16,4 | <u>21,3</u> 65,2 |
| P(h)k ₃₀₋₄₀ | 37,2 | 8,7 | 10,0 | <u>7,4</u> 1,7 | <u>8,3</u> 7,2 | <u>6,2</u> 8,7 | <u>7,7</u> 28,6 | <u>14,5</u> 53,8 |
| 22. Темно-каштановий важкосуглинковий (рілля) | | | | | | | | |
| Н ₀₋₂₀ | 13,2 | 6,3 | <u>4,2</u> 0,7 | <u>5,2</u> 2,9 | <u>5,2</u> 8,3 | <u>4,8</u> 12,6 | <u>16,9</u> 19,7 | <u>43,7</u> 55,8 |
| Нр ₂₅₋₃₅ | 9,4 | 5,7 | 4,0 | <u>4,6</u> 0,2 | <u>4,5</u> 5,8 | <u>5,1</u> 9,7 | <u>5,4</u> 18,8 | <u>61,3</u> 65,5 |
| 23. Темно-каштановий важкосуглинковий (лісосмуга) | | | | | | | | |
| Н ₀₋₂₀ | 12,6 | 9,5 | <u>5,6</u> 1,9 | <u>12,3</u> 5,6 | <u>9,1</u> 9,8 | <u>7,6</u> 17,7 | <u>18,6</u> 26,4 | <u>24,7</u> 38,6 |
| Нрк ₂₅₋₃₅ | 10,4 | 8,4 | <u>6,2</u> 1,2 | <u>9,7</u> 5,2 | <u>8,5</u> 8,3 | <u>7,4</u> 15,9 | <u>17,2</u> 25,8 | <u>31,9</u> 43,6 |
| 24. Темно-каштановий сильноеродований важкосуглинковий (рілля) | | | | | | | | |
| Phk ₀₋₂₀ | 17,2 | 5,4 | 3,8 | <u>5,6</u> 1,3 | <u>5,2</u> 4,9 | <u>4,3</u> 9,6 | <u>7,0</u> 16,8 | <u>51,7</u> 67,4 |
| P(h)k ₂₅₋₃₅ | 14,6 | 4,2 | 3,1 | <u>4,8</u> 0,6 | <u>4,3</u> 3,8 | <u>3,7</u> 9,3 | <u>9,4</u> 23,1 | <u>55,9</u> 63,2 |
| 25. Каштановий середньосуглинковий (рілля) | | | | | | | | |
| Нк ₀₋₂₀ | 15,7 | 7,5 | <u>3,7</u> 1,6 | <u>5,2</u> 4,3 | <u>4,3</u> 8,7 | <u>6,5</u> 10,6 | <u>15,4</u> 26,9 | <u>41,7</u> 47,9 |
| Phk ₂₀₋₃₀ | 12,6 | 6,3 | <u>3,2</u> 0,8 | <u>4,7</u> 3,7 | <u>4,0</u> 7,1 | <u>6,1</u> 9,3 | <u>16,0</u> 26,5 | <u>47,1</u> 52,6 |
| 26. Каштановий середньо суглинковий (лісосмуга) | | | | | | | | |
| Нк ₀₋₂₀ | 13,0 | 8,7 | <u>4,5</u> 2,4 | <u>6,4</u> 5,8 | <u>10,7</u> 9,6 | <u>7,4</u> 12,4 | <u>24,6</u> 28,5 | <u>25,7</u> 41,3 |
| Phk ₂₀₋₃₀ | 10,8 | 7,0 | <u>3,8</u> | <u>10,9</u> | <u>10,4</u> | <u>6,7</u> | <u>23,1</u> | <u>27,3</u> |

| | | | | | | | | |
|--|------|-----|-----|-------------------|-------------------|--------------------|--------------------|---------------------|
| | | | 1,3 | 5,2 | 8,7 | 10,7 | 28,4 | 45,7 |
| 27. Каштановий сильноеродований середньосуглинковий (рілля) | | | | | | | | |
| Phk ₀₋₂₀ | 23,6 | 5,7 | 3,1 | <u>4,8</u> 3,5 | <u>3,7</u> 5,9 | <u>5,6</u> 12,6 | <u>8,1</u> 15,3 | <u>45,4</u> 62,7 |
| P(h)k ₂₀₋₃₀ | 20,4 | 9,3 | 7,7 | <u>8,7</u> 2,9 | <u>2,8</u> 6,2 | <u>5,1</u> 10,7 | <u>5,6</u> 14,0 | <u>40,4</u> 66,2 |
| 28. Солонець лучний легкоглинистий (пасовище) | | | | | | | | |
| He ₀₋₂₀ | 25,7 | 5,7 | 3,2 | 2,3 | <u>3,7</u> 2,8 | <u>1,6</u> 6,2 | <u>2,1</u> 8,3 | <u>55,7</u> 82,7 |
| Ik ₃₀₋₄₀ | 27,9 | 2,2 | 1,7 | 3,8 | <u>1,9</u> 2,1 | <u>3,3</u> 4,0 | <u>1,3</u> 6,6 | <u>57,9</u> 87,3 |
| 29. Солонець лучно-каштановий важкосуглинковий (пасовище) | | | | | | | | |
| He ₀₋₂₅ | 30,5 | 2,0 | 3,1 | 1,4 | <u>2,3</u> 3,3 | <u>2,7</u> 4,9 | <u>5,5</u> 7,2 | <u>52,5</u> 84,6 |
| Ikgl ₂₅₋₄₀ | 32,2 | 1,2 | 2,7 | 1,7 | <u>3,0</u> 2,4 | <u>2,5</u> 3,8 | <u>2,4</u> 5,6 | <u>54,3</u> 88,2 |
| 30. Солончак лучний середньоглинистий (пасовище) | | | | | | | | |
| HS ₀₋₂₀ | 46,6 | 2,7 | 1,6 | <u>3,7</u> 0,5 | <u>1,4</u> 2,0 | <u>2,8</u> 3,2 | <u>7,1</u> 6,3 | <u>34,1</u> 88,0 |
| Phsgl ₃₀₋₄₀ | 49,7 | 1,2 | 3,0 | <u>2,3</u> 0,3 | <u>1,1</u> 1,7 | <u>2,5</u> 4,2 | <u>5,8</u> 7,0 | <u>34,4</u> 86,8 |

*чисельник – після сухого просіювання; **знаменник – після мокрого просіювання.

2. Використовуючи дані гранулометричного і мікроагрегатного аналізів (табл. 29), розрахуйте фактори дисперсності, структурності та ступінь агрегованості агрегатів; поясніть, для чого використовуються ці показники і яке їх агрономічне значення.

29. Гранулометричний та мікроагрегатний склад ґрунтів України (дані НАУ, 1990)

| Генетичний горизонт, глибина, см | Вміст (%) часток розміром, мм | | | | | |
|---|-------------------------------|---------------------|---------------------|--------------------|-------------------|-----------------------|
| | 1-0,25 | 0,25-0,05 | 0,05-0,01 | 0,01-0,005 | 0,005-0,001 | <0,001 |
| 1. Ясно-сірий лісовий (ліс) | | | | | | |
| HE ₂₋₁₅ | <u>2,7</u> 7,0 | <u>11,8</u> 13,2 | <u>57,9</u> 61,4 | <u>3,5</u> 9,8 | <u>8,4</u> 6,7 | <u>15,7*</u> 1,9** |
| 2. Ясно-сірий лісовий (рілля) | | | | | | |
| HE ₀₋₁₅ | <u>2,9</u> 8,1 | <u>12,6</u> 15,3 | <u>54,8</u> 56,4 | <u>5,1</u> 13,3 | <u>7,8</u> 5,4 | <u>16,8</u> 1,5 |
| 3. Ясно-сірий лісовий сильнозмитий (рілля) | | | | | | |
| Eh ₀₋₁₅ | <u>3,7</u> 5,0 | <u>13,4</u> 14,2 | <u>59,9</u> 64,2 | <u>5,3</u> 9,5 | <u>8,2</u> 4,7 | <u>9,5</u> 2,4 |
| 4. Сірий лісовий (рілля) | | | | | | |
| HE ₀₋₂₀ | <u>1,7</u> | <u>9,3</u> | <u>60,3</u> | <u>5,7</u> | <u>4,8</u> | <u>18,2</u> |

| | | | | | | |
|--|------------|-------------|-------------|-------------|-------------|-------------|
| | 6,4 | 10,9 | 64,6 | 9,9 | 6,3 | 1,9 |
| 5. Сірий лісовий середньозмитий (рілля) | | | | | | |
| HE ₀₋₂₀ | <u>3,2</u> | <u>10,7</u> | <u>60,8</u> | <u>6,4</u> | <u>5,1</u> | <u>13,8</u> |
| | 5,8 | 11,2 | 62,3 | 10,7 | 7,4 | 2,6 |
| 6. Темно-сірий опідзолений (ліс) | | | | | | |
| HE ₂₋₂₅ | <u>2,9</u> | <u>12,3</u> | <u>47,7</u> | <u>16,9</u> | <u>8,7</u> | <u>21,5</u> |
| | 6,9 | 13,9 | 52,6 | 18,4 | 6,3 | 1,9 |
| 7. Темно-сірий опідзолений (рілля) | | | | | | |
| HE ₀₋₂₅ | <u>1,8</u> | <u>10,6</u> | <u>50,4</u> | <u>7,2</u> | <u>9,4</u> | <u>20,6</u> |
| | 6,3 | 12,7 | 54,1 | 17,6 | 7,8 | 1,5 |
| 8. Темно-сірий опідзолений середньозмитий (рілля) | | | | | | |
| HE ₀₋₂₀ | <u>3,6</u> | <u>14,2</u> | <u>49,2</u> | <u>7,4</u> | <u>8,2</u> | <u>17,4</u> |
| | 4,0 | 14,7 | 51,1 | 17,6 | 9,8 | 2,8 |
| 9. Чорнозем опідзолений (рілля) | | | | | | |
| He ₀₋₂₀ | <u>0,1</u> | <u>5,8</u> | <u>51,7</u> | <u>8,2</u> | <u>6,8</u> | <u>27,4</u> |
| | 5,9 | 11,0 | 64,8 | 12,3 | 4,6 | 1,4 |
| 10. Чорнозем опідзолений (лісосмуга) | | | | | | |
| He ₀₋₂₀ | <u>0,1</u> | <u>5,7</u> | <u>50,8</u> | <u>9,4</u> | <u>7,2</u> | <u>26,8</u> |
| | 7,1 | 12,0 | 62,2 | 13,7 | 3,8 | 1,2 |
| 11. Чорнозем опідзолений сильнозмитий (рілля) | | | | | | |
| Hpi ₀₋₂₀ | <u>0,9</u> | <u>6,1</u> | <u>55,7</u> | <u>8,7</u> | <u>5,4</u> | <u>23,2</u> |
| | 3,0 | 13,1 | 65,3 | 10,8 | 5,1 | 2,7 |
| 12. Чорнозем типовий (переліг) | | | | | | |
| H ₀₋₂₀ | <u>---</u> | <u>7,1</u> | <u>36,7</u> | <u>9,8</u> | <u>8,7</u> | <u>37,7</u> |
| | 15,7 | 26,3 | 40,2 | 12,9 | 3,6 | 1,3 |
| 13. Чорнозем типовий (рілля) | | | | | | |
| H ₀₋₂₀ | <u>---</u> | <u>8,1</u> | <u>35,9</u> | <u>7,5</u> | <u>9,1</u> | <u>39,4</u> |
| | 11,6 | 24,2 | 43,8 | 14,6 | 4,2 | 1,6 |
| 14. Чорнозем типовий сильнозмитий (рілля) | | | | | | |
| Phk ₀₋₂₀ | <u>1,2</u> | <u>9,7</u> | <u>38,9</u> | <u>6,6</u> | <u>7,2</u> | <u>36,4</u> |
| | 9,3 | 21,3 | 46,7 | 15,4 | 5,1 | 2,2 |
| 15. Чорнозем звичайний (лісосмуга) | | | | | | |
| H ₀₋₂₀ | <u>3,2</u> | <u>30,8</u> | <u>18,2</u> | <u>2,6</u> | <u>20,0</u> | <u>25,2</u> |
| | 10,0 | 43,7 | 27,3 | 10,4 | 6,9 | 1,7 |
| 16. Чорнозем звичайний (рілля) | | | | | | |
| H ₀₋₂₀ | <u>3,2</u> | <u>29,4</u> | <u>18,4</u> | <u>3,2</u> | <u>21,3</u> | <u>24,6</u> |
| | 10,0 | 40,7 | 28,6 | 12,7 | 7,1 | 2,2 |
| 17. Чорнозем звичайний сильноеродований (рілля) | | | | | | |
| Hpk ₀₋₂₀ | <u>3,6</u> | <u>32,0</u> | <u>16,3</u> | <u>4,6</u> | <u>19,7</u> | <u>23,8</u> |
| | 4,8 | 39,1 | 30,6 | 14,5 | 8,4 | 2,6 |
| 18. Темно-каштановий солонцюватий (переліг) | | | | | | |
| He ₀₋₂₀ | <u>6,7</u> | <u>40,1</u> | <u>15,4</u> | <u>8,7</u> | <u>14,2</u> | <u>14,9</u> |
| | 7,8 | 49,4 | 20,8 | 12,9 | 6,7 | 2,4 |
| 19. Темно-каштановий солонцюватий (рілля) | | | | | | |
| He ₀₋₂₂ | <u>7,1</u> | <u>39,3</u> | <u>14,7</u> | <u>9,1</u> | <u>13,8</u> | <u>16,0</u> |
| | 8,0 | 46,0 | 21,6 | 14,2 | 7,3 | 2,9 |
| 20. Темно-каштановий сильноеродований (рілля) | | | | | | |

| | | | | | | |
|---|------------|-------------|-------------|-------------|-------------|-------------|
| Ph _{K0-22} | <u>4,0</u> | <u>41,6</u> | <u>16,9</u> | <u>11,8</u> | <u>12,7</u> | <u>13,0</u> |
| | 6,8 | 45,1 | 19,2 | 15,7 | 8,8 | 4,4 |
| 22. Солонець лучно-степовий (пасовище) | | | | | | |
| He ₀₋₂₀ | <u>2,7</u> | <u>45,3</u> | <u>23,7</u> | <u>12,8</u> | <u>3,9</u> | <u>11,6</u> |
| | 3,2 | 47,4 | 24,6 | 13,0 | 6,1 | 5,7 |

*чисельник – дані гранулометричного аналізу; **знаменник – мікгрегатного аналізу.

Запитання для самоперевірки

1. Охарактеризуйте поняття структура і структурність ґрунту.
2. Поясніть морфологічне та агрономічне поняття структури ґрунту.
3. Які види окремоостей виділяють згідно з класифікацією структурних агрегатів за М.І.Саввіновим?
4. Яка структура вважається агрономічно цінною і за якими показниками її оцінюють?
5. У чому полягає суть агрегатного аналізу сухих зразків за методом М.І.Саввінова?
6. За якими показниками здійснюють оцінку структурного стану ґрунту за вмістом повітряно-сухих агрегатів?
7. У чому полягає суть агрегатного аналізу з мокрим просіюванням за методом М.І.Саввінова?
8. Охарактеризуйте водно-фізичні властивості безструктурних, слабоструктурних та структурних ґрунтів.
9. Що являють собою мікроагрегати? Чим вони відрізняються від механічних елементів?
10. У чому полягає суть мікроагрегатного аналізу за методом Н.А. Качинського?
11. Яка різниця між мікроагрегатним і гранулометричним аналізами ґрунту?
12. Охарактеризуйте фактор дисперсності ґрунту за Н.А. Качинським. Як він розраховується?
13. Охарактеризуйте фактор структурності ґрунту за Фагелером. Як він розраховується?
14. Охарактеризуйте взаємозв'язок між факторами дисперсності та

структурності.

15. Як змінюється дисперсність і агрегованість ґрунтів унаслідок їх сільськогосподарського використання?
16. Перелічіть фактори, що впливають на структурно-агрегатний склад ґрунту.

РОЗДІЛ 3. РІДКА ФАЗА ҐРУНТУ

3.1. Водний баланс та його складові (евапотранспірація і транспірація)

Розв'язок задач по балансу води передбачає складання балансового рівняння у якому всі статті надходження наводяться із позитивним знаком, а витратні – із від'ємним. Сума статей надходження і витрат за певний період (нев'язка балансу) і є зміною запасів води у розрахунковому шарі ґрунту: їх нагромадження у випадку позитивної різниці або зменшення при негативній різниці.

Приклад 3.1. За вегетаційний період транспірація склала 200 мм, фізичне випаровування – 50 мм, поверхневий стік – 15 мм, внутріґрунтовий (горизонтальний і вертикальний) – 20 мм, опади – 185 мм, поверхневий притік – 5 мм, внутріґрунтовий горизонтальний притік – 5 мм, а вертикальний – 10 мм.

Розрахувати запаси вологи у ґрунтовій товщі розрахункової потужності у кінці вегетаційного періоду, якщо на його початку запаси вологи у ґрунті були на рівні 350 мм.

Розв'язок. Складаємо балансове рівняння. Статті надходження (зі знаком «+») – це опади, внутріґрунтовий притік, а витратні (зі знаком «-») – фізичне випаровування і транспірація (нерідко їх суму називають евапотранспірацією), внутріґрунтовий та поверхневий стоки:

$$185+5+5+10-200-50-15-20= 80 \text{ мм}$$

За вегетаційний період втрати ґрунтової вологи із розрахункової потужності ґрунту склали 80 мм. Значить, у кінці вегетаційного періоду запаси вологи складуть:

$$350-80=270 \text{ мм}$$

При розв'язку задач, пов'язаних із балансом вологи, першою і обов'язковою умовою є необхідність представлення усіх складових

водного балансу у однакових розмірностях. Це, як правило, розмірності загальної кількості води. Тільки за умови дотримання цього правила можливо скласти статті надходження (опади, зрошувальні води, підтік із ґрунтових вод, конденсація тощо). Загальною рисою цих одиниць (назвемо їх балансовими) є те, що кількість води у них віднесено до одиниці площі поверхні. Зроблено це для зручності: заздалегідь обумовлюється площа для якої розраховується водний баланс, наприклад 1 га. Для цієї площі і проводяться розрахунки, а потім, за необхідності, результати розрахунків поширюють на увесь дослідний регіон перемноживши на його площу.

Отже, балансові одиниці – це відношення об'єму води до одиниці площі поверхні. Зазвичай використовують розмірності $\text{м}^3/\text{га}$, $\text{л}/\text{м}^2$, тобто кількість води (м^3 , л) на одиницю площі (га, м^2). Похідними, але часто вживаними балансовими одиницями є одиниці довжини і для того, щоб підкреслити їх належність до розрахунків водного балансу, вказують, що це висота (товщина) водного шару (мм водн. шару, см водн. шару). Реально ці одиниці означають, якої товщини шар води знаходиться на поверхні незалежно від її площі. Дійсно, якщо об'єм води вимірювався у м^3 , а площа у м^2 , то цей шар води на поверхні буде виміряний у метрах водн. шару, який нескладно перевести у мм водн. шару.

Застосування балансових одиниць зручне для розрахунків. Проте, не слід забувати, за рахунок чого у балансових одиницях виникли розмірності довжини і що вони означають. Оскільки складові водного балансу вимірюються у різних одиницях залежно від методу визначення, перша група задач пов'язана, перш за все, із переводом складових величин водного балансу у балансові одиниці, тобто, із виразом об'єму води на одиницю площі чи у товщину водного шару.

Друга умова при вирішенні балансових задач полягає у тому, що розгляд статей надходження і витрат вологи має бути приурочений до конкретного відтинку часу (декада, вегетаційний період, рік тощо). За підсумками балансу роблять висновок про тип гідрологічного циклу

(декадного, вегетаційного, річного) як позитивного чи дефіцитного. Отже, при балансових розрахунках слід заздалегідь строго зазначити тривалість розрахункового періоду або гідрологічного циклу.

І насамкінець, третя умова при вирішенні балансових задач: строго зазначається для якого за потужністю шару ґрунту проводяться розрахунки. Дійсно, співвідношення статей надходження і витрат водного балансу для певного проміжку часу викличе будь-які зміни запасів у конкретному шарі ґрунту. Від потужності цього шару ґрунту будуть залежати і розподіл прихідно-витратних статей, і, в кінці кінців, висновок про тип гідрологічного циклу. Тому потужність цього шару ґрунту завжди необхідно вказувати. У меліорації цей шар називають розрахунковим, оскільки саме для нього розраховують норму поливу та інші характеристики меліоративних заходів. Нерідко просто вказують: для шару 150 та 100 см і т.д.

Кінцевим підсумком при розрахунках водного балансу найчастішим є висновок про той чи інший тип гідрологічного циклу певної тривалості для строго конкретної потужності ґрунтового шару.

До цього типу задач примикають задачі по визначенню окремих складових водного балансу. Це, насамперед, задачі по розрахунку норми поливу при зрошенні, дренажного стоку при осушенні, поверхневого стоку, особливо важливого при складанні протиерозійних заходів. Для розв'язку цих задач необхідно мати дані про запас вологи у розрахунковому шарі, його зміни (за необхідності його зміни до певної глибини) за даний проміжок часу і набір статей надходження і витрат води за виключенням однієї невідомої, яку необхідно визначити. Далі, складають рівняння водного балансу у якому різниця прихідних і витратних частин, включаючи невідому, прирівнюється до зміни запасів води за певний період у конкретному шарі ґрунту.

Отже, розглянемо розв'язок характерних задач для деяких складових водного балансу.

Евапотранспірація

Приклад 3.2. Розрахувати евапотранспірацію (у мм водн. шару) за певний проміжок часу (5 діб) та інтенсивність евапотранспірації (у мм/добу) за даними про зважування закритого лізіметра (тип ГГІ-500-100). Початкова вага лізіметра – 120,6 кг, кінцева – 118,1 кг.

Розв'язок. Кількість води, витраченої на евапотранспірацію складає: $120,6 - 118,1 = 2,5$ кг. Це вага евапотранспірованої води за 5 діб. Її об'єм складе 2500 см^3 при щільності води 1 г/см^3 . Така кількість води випаровувалась із лізіметра вказаного типу, площа поверхні якого дорівнює 500 см^2 , а потужність розрахункового шару – 100 см. Тоді евапотранспірація за 5 діб складе $2500 : 500 = 5$ см водн. шару, а інтенсивність евапотранспірації за цей проміжок часу буде дорівнювати $5 \text{ см} = 50 \text{ мм} : 5 \text{ діб} = 10 \text{ мм/добу}$.

Транспірація

Приклад 3.3. Транспірація, виміряна методом швидкого зважування зрізаних пагонів склала у середньому за добу $20 \text{ мг} \cdot \text{г/хв.}$. Розрахувати транспірацію у мм водн. шару за 1 добу, якщо біомаса рослин складає 10 ц/га .

Розв'язок. Транспірація у вказаній розмірності означає, що випаровується 20 мг води з 1 г рослини за 1 хвилину. За добу випарується $20 \text{ [мг/г} \cdot \text{хв.]} \cdot 1440 \text{ [хв.]} = 28800 \text{ мг/г} = 28,8 \text{ г/г} = 28,8 \text{ кг/кг} = 28800 \text{ см}^3/\text{кг}$. При біомасі рослин 10 ц/га або 1000 кг/га кількість транспірованої води з 1 га складе $28800 \text{ см}^3/\text{кг} \cdot 1000 \text{ кг/га} = 28800000 \text{ см}^3/\text{га}$, 1 га – це $100 \cdot 100 \text{ м} = 10000 \text{ м}^2 = 10^8 \text{ см}^2$. Для розрахунку транспірації у см водн. шару необхідно кількість транспірованої води поділити на площу, виражену також у см^2 , тобто $2,88 \cdot 10^7 \text{ см}^3 / 10^8 \text{ см}^2 = 0,288 \text{ см}$ водн. шару.

3.2. Вологість ґрунту. Запаси вологи.

Вологість ґрунту, W , зазвичай визначають як співвідношення маси води у зразку до маси абсолютного сухого ґрунту даного зразка за формулою 3.1:

$$W (\%) = \frac{\text{маса води}}{\text{маса абсолютно сухого зразка}} \cdot 100 \%$$

або

$$W (\%) = \frac{m_{\text{H}_2\text{O}}}{m_{\text{сух}}} \cdot 100 \% = \frac{m_{\text{вол}} - m_{\text{сух}}}{m_{\text{сух}}} \cdot 100 \% \quad (3.1.),$$

де $m_{\text{вол}}$ - маса вологого зразка, $m_{\text{сух}}$ - маса абсолютно сухого зразка ґрунту.

Цей вираз носить назву масової вологості, що означає процентний вміст води від маси абсолютно сухого ґрунту.

Вологість визначають термоваговим методом при якому у відтарований алюмінієвий бюкс насипають дослідний зразок, зважують, висушують його до абсолютно сухого стану і знову зважують. Якщо відомі: маса бюкса (m_1), маса бюкса із вологим ґрунтом (m_2), і маса бюкса із абсолютно сухим ґрунтом (m_3), вологість ґрунту розраховують за формулою 3.2:

$$W (\%) = \frac{m_2 - m_3}{m_3 - m_1} \cdot 100 \% \quad (3.2.)$$

Приклад 3.4. Розрахувати вологість ґрунту, якщо маса бюкса складає 20,5 г, маса бюкса із вологим ґрунтом – 63,4 г, а після висушування 53,1 г.

Розв'язок. Використовуємо формулу 3.2., де m_1 - 20,5, m_2 - 63,4, m_3 - 53,1 г.

$$W (\%) = \frac{63,4 - 53,1}{53,1 - 20,5} \cdot 100 \% = 31,6$$

У багатьох випадках необхідно розв'язувати і інші задачі, пов'язані із визначенням не тільки вологості, але і маси абсолютно сухого ґрунту, маси води у зразку тощо. Наприклад, нерідко для експериментальних

робіт необхідно розрахувати кількість води, яку необхідно додати у ґрунт для підтримання вологості або для створення у ґрунті вологості, близької до певної величини.

Приклад 3.5. У досліді із монолітом ґрунту розміром 10·10·20 см необхідно створити вологість, близьку до найменшої вологоємності (НВ – 17%). Скільки необхідно додати води, якщо початкова вологість моноліту складає 5%, а його маса – 2,7 кг?

Розв'язок. Розраховуємо кількість води, яку містить моноліт перед поливом. Для цього спочатку необхідно розрахувати масу абсолютно сухого ґрунту. Це можливо зробити на основі деякої трансформації формули 3.1.:

$$m_{\text{сух}} = \frac{m_{\text{вол}} \cdot 100}{100 + W} = \frac{2,7 \cdot 100}{108} = 2,57 \text{ кг},$$

де $m_{\text{вол}}$ - маса волого ґрунту.

Розраховуємо кількість води у моноліті:

$$m_{\text{H}_2\text{O}} = m_{\text{вол}} - m_{\text{сух}} = 2,70 - 2,57 = 0,13 \text{ кг}$$

Розраховуємо кількість води у моноліті при НВ – 17%, знаючи масу абсолютно сухого ґрунту за формулою 3.1:

$$m_{\text{H}_2\text{O}} = m_{\text{сух}} \cdot \frac{W}{100} = 2,57 \cdot 0,17 = 0,44 \text{ кг}$$

Отже, кількість води, необхідна для створення вологості, яка дорівнює НВ, повинна скласти: $0,44 - 0,13 = 0,31$ кг.

Можливі задачі даного типу, пов'язані зі спеціальними експериментами у яких необхідно розрахувати послідовно змінювану вологість ґрунту, якщо відомі кінцева вологість і кількість води, яка витікла або випарувалась із зразка ґрунту. Вирішення цих задач деколи називають «методом зворотнього перерахунку», цей метод широко використовується у гідрофізичних дослідженнях.

Приклад 3.6. При дронуванні зразка ґрунту, спочатку, на першому етапі, витікло 5 мл, а, потім, на другому при більш високому розрідженні – 1,5 мл. Остаточна вологість ґрунту і маса зразка склали відповідно 23% та 500 г. Визначити вологість ґрунту на першому та другому етапах дронування, а також початкову вологість ґрунту.

Розв'язок. Розраховуємо масу абсолютно сухого зразка ґрунту:

$$m_{\text{сух}} = \frac{m_{\text{вол}} \cdot 100}{100 + W} = \frac{500 \cdot 100}{100 + 23} = 406,5 \text{ г}$$

Кількість води, яку містить зразок на закінчення експерименту складе $500 - 406,5 = 93,5$ г. Неважко визначити кількість води у ґрунті після другого етапу дронування $93,5 + 1,5 = 95$ г і вологість ґрунту після першого етапу (або перед другим етапом):

$$W (\%) = \frac{95}{406,5} \cdot 100 \% = 23,4\%$$

Аналогічно можна визначити спочатку кількість води, а потім і вологість ґрунту на початку експеримента:

кількість води $= 95 + 5 = 100$ г, а вологість $W (\%) = \frac{100}{406,5} \cdot 100 \% = 24,8\%$

У цілому можна зазначити, що задачі подібного типу, властиві в основному лабораторним експериментам, пов'язані із послідовним визначенням маси води, маси вологого ґрунту або маси абсолютно сухого ґрунту за відомою вологістю ґрунту чи будь якої із перерахованих мас. Для розв'язку цих задач рекомендується використовувати таблицю 30, у якій для визначення невідомих параметрів по будь якому відомому (або масі абсолютно сухого ґрунту $m_{\text{сух}}$, або масі води у зразку - $m_{\text{H}_2\text{O}}$, або вологого ґрунту - $m_{\text{вол}}$) та вологості ґрунту, $W (\%)$.

Користуватись довідковою таблицею можна наступним чином: у вертикальному лівому стовпчику необхідно знайти відомий параметр, а у

горизонтальному верхньому рядку – параметр, який необхідно визначити.
На перетині відшукується формула для перерахунку (табл. 30)

30. Розрахунок мас води, вологого і абсолютно сухого ґрунту за відомими перерахованими масами

| Відомі | Необхідно розрахувати | | |
|--|---|---|-------------------------------------|
| | m_{H_2O} | $m_{Вол}$ | $m_{сух}$ |
| Маса абсолютно сухого ґрунту ($m_{сух}$) | $m_{сух} \cdot \frac{W}{100}$ | $m_{сух} \cdot \frac{W+100}{100 + m_{сух}}$ | |
| Маса вологого ґрунту ($m_{Вол}$) | $m_{Вол} - \frac{m_{Вол} \cdot 100}{100 + W}$ | | $\frac{m_{Вол} \cdot 100}{100 + W}$ |
| Маса води (m_{H_2O}) | | $m_{H_2O} + \frac{m_{H_2O} \cdot 100}{W}$ | $\frac{m_{H_2O} \cdot 100}{W}$ |

Інші вираження вологості

1. Для виразу вологості у об'ємних процентах або знаходження об'ємної вологості, об'єм води ділять на об'єм ґрунту (формула 3.3):

$$\theta = \frac{\text{об'єм води}}{\text{об'єм ґрунту}} \cdot 100 \% \quad (3.3)$$

Об'ємна вологість означає, що у даному об'ємі ґрунту вода займає певний процент цього об'єму; решта об'єму ґрунту займають повітря і тверда фаза ґрунту. Для того, щоб перейти від масових до об'ємних процентів необхідно масу води і абсолютно сухого ґрунту розділити на відповідні щільності води та ґрунту (ρ_w та d), а оскільки у більшості випадків ρ_w можна прийняти за 1 г/см^3 , то об'ємну вологість можна розрахувати за формулою 3.4:

$$\theta = \frac{m_{H_2O}/1}{m_{сух}/d} \cdot 100 = \frac{m_{H_2O} \cdot d}{m_{сух}} \cdot 100 = W \cdot d \quad (3.4)$$

Тобто, для переводу масової вологості у об'ємну необхідно масову вологість у процентах перемножити на щільність ґрунту у г/см^3 .

2. У системі СІ масову вологість ґрунту слід виражати у м³/кг або кг/кг. Співвідношення процентного вмісту із розмірностями системи СІ (формула 3.5):

$$W, \% = W \cdot 10^{-5}, \text{ м}^3/\text{кг} = W \cdot 10^{-2}, \text{ кг/кг} \quad (3.5)$$

Подібного виду розмірності зручно використовувати при розрахунках диференціальної пористості або діаграм стану порового простору.

3. Відносна вологість: процентний вміст масової (об'ємної) вологості до масової (об'ємної) вологості при НВ, виражений у процентах. Наприклад, реальна вологість складає 20%, вологість при НВ – 26%, тоді відносна вологість дорівнює: $20/26 \cdot 100\% = 76,9\%$. Величини відносної вологості використовуються у меліорації у якості характерних, практично незалежних від виду ґрунту значень, за яких необхідно починати полив – передполивної межі. До прикладу, при зрошенні найчастіше приймають у якості перед- поливної межі відносну вологість 70%, а це означає, що при досягненні у ґрунті відносної вологості 70% необхідно починати полив і продовжувати його до тих пір, поки відносна вологість не досягне 100%.

4. Запаси вологи (ЗВ): це балансовий вираз кількості води у певному шарі ґрунту (мм водн. шару, м³/га). Найчастіше вихідною інформацією для розрахунку запасів служить масова вологість. Для розрахунку запасів використовують формули 3.6, 3.7:

$$\text{ЗВ (мм водн. шару)} = \frac{W(\%) \cdot d(\text{г/см}^3) \cdot h(\text{см})}{10} \quad (3.6)$$

$$\text{ЗВ (м}^3/\text{га)} = W(\%) \cdot d(\text{г/см}^3) \cdot h(\text{см}) \quad (3.7)$$

Тобто, із рівнянь 3.6 та 3.7 видно, що 1 мм водн. шару – це 10 м³/га .

Нерідко, особливо при розв'язку задач по переносу води у ненасиченому вологою ґрунті, зручно використовувати балансові

розмірності у вигляді - см водн. шару. Цілком зрозуміло, що розрахунок запасів вологи у таких одиницях складе (формула 3.8):

$$ЗВ \text{ (см водн. шару)} = \frac{W(\%) \cdot d(\text{г/см}^3) \cdot h(\text{см})}{100} \quad (3.8)$$

Для зручності перерахунку значень вологості із одних величин в інші рекомендуємо використовувати таблицю 31.

31. Перерахунок вологості з масових одиниць у об'ємні та у баласнові розмірності

| Масовий вираз вологості | Об'ємна вологість, θ | | Балансові вирази (запаси вологи) | |
|-------------------------|----------------------------------|--------------------|----------------------------------|----------------------|
| | см ³ /см ³ | % | мм | м ³ /га |
| г/г | d | d·100 | d·h·10 | d·h·100 |
| % | d/100 | d | d·h/10 | d·h |
| відносна | НВ·d/10000 | НВ·d/100 | НВ·h·d/1000 | НВ·h·d/100 |
| м ³ /кг | 10 ⁵ ·d | 10 ⁵ ·d | 10 ⁵ ·d·h | 10 ⁵ ·d·h |

Примітка: d- щільність ґрунту, г/см³; h – потужність шару, см; НВ – найменша вологоємність, %.

За необхідності розрахунку об'ємної вологості або запасів вологи на основі масової вологості, її вихідну розмірність знаходять у крайньому лівому стовпчику, а у верхньому горизонтальному рядку – необхідну розмірність. На перетині вихідного параметру і параметру вологості, який необхідно відшукати, у комірниці знаходиться перерахунковий коефіцієнт. На цей коефіцієнт перемножують показник вологості у вихідній розмірності та отримують величину вологості, яку необхідно відшукати. При розв'язку оберненої задачі - знаходження масового процента вологості із об'ємної або із запасів вологи, таким же чином, на перетині знаходять коефіцієнт, на який ділять величину об'ємної вологості чи запасів вологи.

При розрахунках запасів вологи у заданому шарі ґрунту найчастішими є випадки, коли цей шар ґрунту складається із кількох горизонтів (прошарків), які різняться за потужністю та щільністю ґрунту. Для розрахунку запасів вологи у цьому випадку необхідно мати для кожного горизонту (прошарку) заданого шару вологість на даний час і щільність

грунту, бажано за даної вологості ґрунту. За вказаними вище формулами розраховують запаси для кожного горизонту (прошарку), а потім їх сумують і визначають запаси вологи у всій товщі ґрунту.

Приклад 3.7. Розрахувати запаси вологи у 150 см шарі ґрунту, якщо вологість прошарків 0-10, 10-20, 20-50, 50-100 та 100-150 см складає 15, 17, 20, 22, та 18%, а їх щільність – 1,11, 1,21, 1,34, 1,36 та 1,30 г/см³.

Розв'язок. Розраховуємо запаси вологи окремо для кожного прошарку:

для прошарку 0-10 см:

$$ЗВ_1 = \frac{15 \cdot 1,11 \cdot 10}{10} = 16,5 \text{ (мм. водн. шару)}$$

для прошарку 10-20 см:

$$ЗВ_2 = \frac{17 \cdot 1,21 \cdot 10}{10} = 20,6 \text{ (мм. водн. шару)}$$

для прошарку 20-50 см:

$$ЗВ_3 = \frac{20 \cdot 1,34 \cdot 10}{10} = 80,4 \text{ (мм. водн. шару)}$$

для прошарку 50-100 см:

$$ЗВ_4 = \frac{22 \cdot 1,36 \cdot 50}{10} = 149,6 \text{ (мм. водн. шару)}$$

для прошарку 100-150 см:

$$ЗВ_5 = \frac{18 \cdot 1,30 \cdot 50}{10} = 117,0 \text{ (мм. водн. шару)}$$

Запаси вологи у 150-см шарі ґрунту складають: $ЗВ_1 + ЗВ_2 + ЗВ_3 + ЗВ_4 + ЗВ_5 = 16,5 + 20,6 + 80,4 + 149,6 + 117,0 = 384,1$ мм.

3.3. Розрахунок глибини проникнення опадів, підйому рівня ґрунтових вод, поливної та зрошувальної норми

У ґрунтознавстві нерідко зустрічаються задачі, коли необхідно визначити потужність промоченого після опадів (зрошення) шару ґрунту або розрахувати, на скільки піднялись ґрунтові води при проникненні у них деякої кількості вологи. По суті, ці задачі є оберненими до задач по визначенню запасів вологи. Якщо у задачах по визначенню запасів вологи

вихідними параметрами були вологість (у мас. %), щільність і потужність шару, то у задачах по визначенню потужності промоченого шару, навпаки, повинні бути відомі запаси вологи до та після опадів (або зміна запасів вологи), вологість і щільність ґрунту. Принциповою відмінною є лише те, що у цьому випадку, у якості вихідної інформації ми володіємо величинами змін вологості і кількості води, яка надійшла на поверхню ґрунту.

Наприклад, відома кількість опадів (ОП, мм), щільність ґрунту (d) та початкова, до випадання опадів, вологість ґрунту ($W, \%$). Необхідно визначити потужність зволоженого шару ґрунту (h , см), або інакше кажучи, потужність ґрунту, яка після випадання опадів набула вологості рівної НВ. При збільшенні вологості ґрунту від початкової до НВ запаси води (ΔZB) у шарі ґрунту повинні зрости (формула 3.9):

$$\Delta ZB \text{ (мм)} = \frac{(NB-W) \cdot d}{10} \cdot h \quad (3.9)$$

У даному випадку збільшення ΔZB цілком обумовлене опадами, тобто (формула 3.10):

$$\Delta ZB \text{ (мм)} = ОП - \frac{(NB-W) \cdot d}{10} \cdot h \quad (3.10)$$

У цьому рівнянні невідома лише величина h , відносно якої її неважко вирішити у загальному вигляді (формула 3.11):

$$h \text{ (см)} = \frac{ОП \cdot 100}{(NB-W) \cdot d} \quad (3.11)$$

Розв'язок подібних задач для реальних умов ускладнюється природним розподілом початкової вологості ґрунту та відмінностями прошарків ґрунту за щільністю та значеннями НВ. У цьому випадку, послідовно розв'язують задачі заповнення різних прошарків ґрунту до величин НВ, аж до деякого кінцевого шару.

Принцип розв'язку такого роду задач полягає у наступному. Відомо, що величина НВ – це кількість води, яку здатний утримати ґрунт своїми адсорбційно-капілярними силами. Якщо у прошарок ґрунту надійшла така кількість води, що її запаси у цьому прошарку перевищили запаси при НВ,

то надлишок вологи понад запасів при НВ перетіче у нижній шар. Зрозуміло, що цей надлишок буде дорівнювати різниці кількості води, яка надійшла у прошарок (у балансових одиницях), та запасів вологи у шарі при НВ. Розглянемо задачу такого роду у загальному випадку. Ґрунт має три прошарки із вологістю W_1, W_2, W_3 , щільністю d_1, d_2, d_3 , найменшою вологоємністю: $НВ_1, НВ_2, НВ_3$ та потужністю h_1, h_2, h_3 . Необхідно розрахувати потужність промоченого до НВ прошарку при випаданні опадів ОП (см). Розрахуємо кількість води, необхідну для доведення вологості першого шару від W_1 до $НВ_1$ (задачу вирішуємо у розмірності см водн. шару), формула 3.12:

$$\Delta Z_{B1} \text{ (мм)} = \frac{(НВ_1 - W_1) \cdot d_1 \cdot h_1}{100} \quad (3.12)$$

Припустимо, що у даному випадку кількість опадів значно перевищила Z_{B1} : $ОП > Z_{B1}$. Це означає, що опади промочили перший прошарок і проникли глибше. Тоді необхідно розрахувати і Z_{B2} для другого прошарку (формула 3.13):

$$\Delta Z_{B2} \text{ (мм)} = \frac{(НВ_2 - W_2) \cdot d_2 \cdot h_2}{100} \quad (3.13)$$

Покладемо, проте, що кількість води, яка залишилась після промочування першого шару, $(ОП - Z_{B1})$ все одно перевищує Z_{B2} : $ОП - Z_{B1} > Z_{B2}$. Отже, опади промочили і другий прошарок. У цьому випадку необхідно розрахувати і Z_{B3} для третього шару (формула 3.14):

$$\Delta Z_{B3} \text{ (мм)} = \frac{(НВ_3 - W_3) \cdot d_3 \cdot h_3}{100} \quad (3.14)$$

Припустимо, що і у цьому випадку кількість води, яка залишилась після промочування першого та другого шарів менша Z_{B3} : $ОП - Z_{B1} - Z_{B2} < Z_{B3}$. Це свідчить про те, що фронт зволоження знаходиться у третьому шарі ґрунту. Можна розрахувати на яку глибину проникла вода, що надійшла у третій прошарок. Кількість води, яка надійшла у третій прошарок склала: $ОП - Z_{B1} - Z_{B2}$. Як і в попередньому прикладі, за формулою 3.11, можна розрахувати глибину проникнення фронту за відомими $НВ_3, d_3$ та W_3 (формула 3.15):

$$h(\text{см}) = \frac{(\text{ОП} - 3\text{В}_1 - 3\text{В}_2) \cdot 100}{(\text{НВ}_3 - W_3) \cdot d_3} \quad (3.15)$$

У підсумку потужність промоченого шару після випадання опадів ОП складе $h_1 + h_2 + h$, тобто опади зволяють до НВ перший прошарок потужністю h_1 , другий прошарок потужністю h_2 , а у третьому прошарку зволяють лише шар товщиною h .

Приклад 3.8. Грунт складається із трьох горизонтів потужністю 20, 12 та 16 см, щільністю – 1,15, 1,33 та 1,36 г/см³, вологістю 17, 21 та 24% і НВ – 21, 24 та 25%. У грунт надійшло 1,5 см опадів. Розрахувати глибину промочування.

Розв'язок. Зміна запасів води у першому горизонті при його зволоженні від початкової вологості до НВ складе:

$$\Delta 3\text{В} = \frac{(21-17) \cdot 1,15 \cdot 20}{100} = 0,92 \text{ (см вонд. шару)}$$

Кількість опадів значно більша, тому очевидно вони проникли глибше першого горизонту. Розрахуємо зміну 3В для другого горизонту:

$$\Delta 3\text{В} = \frac{(24-21) \cdot 1,33 \cdot 12}{100} = 0,479 \text{ (см вонд. шару)}$$

І у цьому випадку, сума води у першому та другому горизонтах (0,92+0,479=1,399 см) менша за кількість опадів. Це означає, що опади проникли у третій горизонт. Необхідно порахувати і зміну 3В у третьому горизонті:

$$\Delta 3\text{В} = \frac{(25-24) \cdot 1,36 \cdot 16}{100} = 0,435 \text{ (см вонд. шару)}$$

У цьому випадку, $\Delta 3\text{В}$ у верхніх трьох горизонтах (0,92+0,479+0,435=1,834 см водн. шару) перевищує кількість опадів (1,5 см). Значить фронт зволоження знаходиться у третьому горизонті і можна розрахувати потужність шару, який промочили опади, що у нього надійшли: кількість води, яка надійшла складає: $1,5 - 1,399 = 0,101$ см вонд. шару. Потужність промоченого шару у третьому горизонті складе:

$$h = \frac{0,101 \cdot 100}{(26-24) \cdot 1,36} = 3,7 \text{ (см)}$$

Загальна потужність промоченого шару після випадання 15 мм опадів складе $20 + 12 + 3,7 = 35,7$ (см).

Наступними задачами подібного роду є задачі по наповненню порового простору до водомісткості, зокрема, за розрахунок підйому рівня ґрунтових вод при проникненні в них деякої кількості води.

Принцип вирішення таких задач полягає у наступному.

Повинно бути відомо:

1. Кількість води, яка прникла у ґрунті до води;

2. Водомісткість ґрунту (породи) на рівні ґрунтових вод, яку зазвичай приймають рівною загальній пористості (але із врахуванням того, що пористість, розрахована за щільністю ґрунту і твердої фази, виражена у об'ємних одиницях, а необхідно виразити ПВ у масових %, тобто $P_{\text{заг}}/d$), та його щільність.

3. Вихідну вологість (розподіл вологості) у ґрунті (породі) у зоні над ґрунтовими водами. Зазвичай у зоні капілярної торочки вологість можна прирівняти рівній НВ. Тоді кількість води, яка надійшла у ґрунті до води, збільшує вологість від НВ до водомісткості, піднімаючи таким чином рівень ґрунтових вод на висоту h . А це вже відома нам задача по розрахунку глибини промочування, у якій все зводиться до застосування формули, аналогічній 3.11:

$$h(\text{см}) = \frac{Q [\text{см}] \cdot 100}{(ПВ[\%] - НВ[\%]) \cdot d [\text{г}/\text{см}^3]}$$

де Q – кількість води, яка надійшла у ґрунті до води, см водн. шару; ПВ – повна вологоємність, масові %.

Приклад 3.9. Після опадів у ґрунті до води проникло $Q = 10$ мм водн. шару води. Супіщаний ґрунт на рівні ґрунтових вод характеризується: НВ – 12%, $d = 1,45$ г/см³, та ПВ – 45,7%. Визначити на яку висоту піднімуться ґрунті до води після випадання опадів.

Розв'язок. Використовуємо вищевказану формулу по розрахунку висоти капілярного підйому рівня ґрунтових вод (враховуючи, що 1 см водн. шару – це 10 мм водн. шару):

$$h = \frac{Q \cdot 100}{(ПВ-НВ) \cdot d} = \frac{1,0 \cdot 100}{(45,7-12) \cdot 1,45} = 2,05 \text{ (см)}$$

Отже, ґрунтові води піднялись на висоту біля 2 см після проникнення у них 10 мм вологи.

У природних умовах опади, як правило, випадають у ненасичений вологою ґрунт, насичуючи його до НВ і стікаючи вниз по профілю, та проникають у ґрунтові води. У цьому випадку, для того щоб розрахувати підняття рівня ґрунтових вод необхідно визначити, яка кількість опадів, що надійшли на поверхню ґрунту була витрачена на насичення товщі ґрунту від поверхні до капілярної торочки до рівня НВ. Кількість води, що залишилась проникла у ґрунтові води та викликала збільшення їх рівня. Отже, подібні задачі є загальними для двох розглянутих типів. Їх розв'язок аналогічний.

Приклад 3.10. До випадання опадів супіщаний ґрунт мав вологість у шарах 0-10 см – 5%, 10-25 – 9%, ґрунтові води залягають на глибині 50 см, висота їх капілярного підняття складає 25 см. Пористість і щільність ґрунту відповідно рівні 45,7% та 1,45 г/см³, НВ – 12%. На поверхню ґрунту випало 100 мм опадів. На яку висоту піднімуться ґрунтові води?

Розв'язок. Для даного типу розрахунків із деяким наближенням можна рахувати розподіл розподіл вологості у межах капілярної торочки рівномірним і рівним НВ. Опади, перед тим як проникнути у капілярну торочку, повинні наситити шар ґрунту – 0-25 см до НВ. Визначимо, яка кількість води буде витрачена на це за формулою:

$$\Delta ZВ \text{ (см)} = \frac{(НВ-W) \cdot h \cdot d}{100};$$

для шару 0-10 см:

$$ZВ_1 = \frac{(12-5) \cdot 10 \cdot 1,45}{100} = 1,015 \text{ (см)},$$

для шару 10-25 см:

$$ЗВ_2 = \frac{(12-9) \cdot 15 \cdot 1,45}{100} = 0,653 \text{ (см)}.$$

Отже, для насичення верхньої 25 сантиметрової товщі, тобто до рівня капілярної торочки, було витрачено $1,015 + 0,653 = 1,668$ (см). У ґрунтові води проникло $10 - 1,668 = 8,332$ (см). Залишилось розрахувати підвищення рівня ґрунтових вод, як це робилось у попередньому прикладі, враховуючи, що у ґрунтові води проникло 8,332 см водн. шару:

$$h = \frac{Q \cdot 100}{(ПВ-НВ) \cdot d} = \frac{8,332 \cdot 100}{(45,7-12) \cdot 1,45} = 17,05 \text{ (см)}$$

Відзначимо, що такого типу розрахунки, які базуються на використанні балансових співвідношень і гідрологічних констант (НВ, ПВ), не надають високої точності. Вони не враховують низки явищ, таких як, розподіл вологості у межах капілярної торочки, тривалості інфільтрації та випаровування з поверхні ґрунту, складність природи (а нерідко, і непостійність) величини НВ, процеси набрякання та зсідання тощо.

Точніші розрахунки можливі із застосуванням термодинамічного апарату гідрофізики ґрунтів. Проте і наведений вище балансовий підхід може бути використаним у різних ґрунтово-гідрологічних, генетичних, а також прикладних, меліоративних дослідженнях. Насьогодні, ці розрахунки є основою визначення найважливіших параметрів зрошувальних систем, таких як норма поливу тощо. Враховуючи практичну важливість таких задач, детальніше зупинимось на їх вирішенні.

3.4. Задачі по визначенню норм поливу.

Розрахунок запасів вологи у конкретній товщі ґрунту є основою визначення норми поливу. Нагадаємо, що норма поливу (або поливна норма) – це кількість поливної води, виражена у балансових одиницях (мм, м³/га), яка необхідна для покриття дефіциту вологи у розрахунковому шарі ґрунту. Дефіцит вологи – це різниця запасів води у даному шарі ґрунту при даній вологості і вологості при НВ. Інакше кажучи, норма поливу – це кількість поливної води необхідної для зволоження ґрунту від даного стану

вологості до вологості НВ у даному шарі ґрунту. Розрахунок норми поливу (НП) проводять за формулою 3.16, 3.17):

$$\text{НП} = \frac{(\text{НВ} - W) \cdot d \cdot h}{10} \text{ (мм водн. шару)} \quad (3.16)$$

або
$$\text{НП} = (\text{НВ} - W) \cdot d \cdot h \text{ (м}^3\text{/га)} \quad (3.17)$$

Якщо ґрунт складається із різних за властивостями горизонтів, розрахунки проводять окремо для кожного горизонту, а сумарну норму поливу визначають додаванням отриманих дефіцитів вологи для всіх горизонтів ґрунту.

Приклад 3.11. Необхідно полити темно-каштановий ґрунт. Розрахунковий шар – 100 см, який має три прошарки із різною щільністю ґрунту: 0-40 см – 1,1 г/см³, 40-80 см – 1,34 та 80-100 – 1,41 г/см³. Фактичні (передполивні) вологості цих прошарків складали 15, 20 та 18%, а НВ відповідно 28, 25 та 24%. Визначити норму поливу.

Розв'язок. Дефіцит вологи у першому прошарку (0-40) см складе:

$$\frac{(28-15) \cdot 1,1 \cdot 40}{10} = 57,2 \text{ (мм)}$$

у другому прошарку (40-80) см
$$\frac{(26-20) \cdot 1,34 \cdot 40}{10} = 32,16 \text{ (мм)}$$

у третьому прошарку (80-100) см
$$\frac{(24-18) \cdot 1,41 \cdot 20}{10} = 16,92 \text{ (мм)}$$

Норма поливу буде сумою дефіцитів усіх шарів і дорівнювати 57,2 + 32,16 + 16,92 = 106,23 мм або біля 1063 м³/га.

Величина вологості ґрунту, за якої необхідно починати полив називається передполивною вологістю або передполивним порогом. Для більшості сільськогосподарських культур його приймають за 70-75% (у одиницях відносної вологості). Контроль за наближенням поточної вологості до передбачуваного порогу здійснюється режимними спостереженнями за вологістю ґрунту, тиском вологи (тензіометрами), за

фізіологічними показниками стану рослин. Величина розрахункового шару змінюється залежно від властивостей ґрунту, виду сільськогосподарських культур, способу зрошення тощо. Наприклад, для умов гумідної зони при дощуванні розрахунковий шар приймають для трав та поливних культур при розвинутій кореневій системі 0,3 – 0,5 м, для садів – 0,4 – 0,6 м.

У вищевказаному прикладі розраховувалась поливна норма нетто, тобто без урахування різного роду втрат (на випаровування, транспірацію, поверхневий стік). Насправді, під час поливу відбуваються втрати на випаровування і транспірацію, які необхідно додати до норми поливу. За наявності поверхневого стоку враховують і ці втрати. Окрім цього, в регіонах, де можлива реставрація засолення свідомо збільшують норму поливу для вимивання солей із кореневмісного шару у дренажні води. Таке збільшення норми поливу вводиться зазвичай за допомогою коефіцієнта, який встановлюють експериментально. Із урахуванням усіх втрат, а також можливих опадів за період поливу розраховують норму поливу брутто. Фактично розрахунок норми поливу брутто є зведенням водного балансу для розрахункового шару за період поливу.

Приклад 3.12. Дощуванням необхідно полити поле конюшини. Розрахунковий шар – 80 см, передполивний поріг 70% НВ, НВ та щільність ґрунту для шару 0-40 см – 29% та 1,21 г/см³, а для шару 40-80 см – 25% та 1,36 г/см³. Розрахувати поливну норму брутто, якщо випаровування із поверхні ґрунту складає 2,5 мм/доб. , випаровування поливної води при поливі 0,6 мм/доб. , транспірація люцерни 8 мм/доб. Полив відбувається протягом 2 діб.

Розв’язок. Розраховуємо поливну норму нетто. Для шару 0-40 см передполивний поріг у масовому виразі складе $0,7 \cdot 29 = 20,3\%$, а норма поливу:

$$\frac{(29-20,3) \cdot 1,21 \cdot 40}{10} = 41,76 \text{ (мм)},$$

а для шару 40-80 см передполивний поріг у масовому виразі складе $0,7 \cdot 25 = 17,3\%$, а норма поливу:

$$\frac{(25 - 17,3) \cdot 1,36 \cdot 40}{10} = 40,8 \text{ (мм)}$$

Поливна норма нетто у цьому випадку складе $41,76 + 40,8 = 82,56$ мм. Протягом поливу на випаровування із поверхні ґрунту витрачено $2,5$ мм/доб $\cdot 2$ доби = 5 мм, на випаровування поливної води $0,6$ мм/доб $\cdot 2$ доби = $1,2$ мм, а на транспірацію - 8 мм/доб $\cdot 2$ доби = 16 мм. Ці втрати необхідно додати до поливної норми нетто для розрахунку поливної норми бруто: $82,56 + 5 + 1,2 + 16 = 104,75$ мм або біля $1050 \text{ м}^3/\text{га}$. Подібний тип задач є характерним для водно-балансових меліоративних розрахунків. Інші є тією чи іншою модифікацією.

Необхідно чітко розрізняти норму поливу та норму зрошення (зрошувальну норму). Норма зрошення нетто – це сума норм поливу нетто за увесь вегетаційний період, а норма зрошення бруто – кількість води, яку забирають із джерела зрошення за увесь поливний період. Як правило, норму зрошення нетто також розраховують водно-балансовим методом, сумуючи за вегетаційний період усі можливі додаткові джерела водного живлення рослин, а саме: атмосферні опади, ґрунтовий притік і запаси вологи у розрахунковому шарі та віднімаючи отриману величину із евапотранспіраційних витрат (водоспоживання) за увесь період (формула 3.18):

$$НЗ_{\text{нетто}} = E - ОП - ЗВ - Гр, \quad (3.18)$$

де $НЗ_{\text{нетто}}$ – норма зрошення нетто, E – евапотранспірація, $ОП$ – опади, $ЗВ$ – внутріґрунтові запаси вологи, $Гр$ – ґрунтовий притік. При нормі зрошення бруто враховують втрати води безпосередньо на зрошуваному полі (на випаровування із поверхні ґрунту та при поливі) і при транспортуванні води від джерела до поля. Перший вид втрат враховується за допомогою уведення коефіцієнта втрат (завжди >1),

другий – за рахунок ККД водопідвідної частини зрошувальної системи (завжди <1). Поливна норма брутто розраховується за формулою 3.19:

$$НЗ_{\text{брутто}} = НЗ_{\text{нетто}} \cdot \frac{\beta}{\eta}, \quad (3.19)$$

де $НЗ_{\text{брутто}}$ - норма зрошення брутто, β – коефіцієнт втрат, η – ККД водопідвідної системи. Величина норми зрошення брутто використовується при проектуванні зрошувальних систем.

Приклад 3.13. У роки із середньою забезпеченістю водоспоживання сільськогосподарських культур за вегетаційний період складає 400 мм, опади – 120 мм, запаси у розрахунковому шарі зменшуються ві 105 до 85 мм, а ґрунтовий притік - 150 мм. Розрахувати норму зрошення брутто, якщо ККД водопідвідної системи $\eta = 0,95$, а коефіцієнт втрат $\beta = 1,15$.

Розв’язок. Визначаємо норму зрошення нетто, складаючи балансове рівняння:

$$НЗ_{\text{нетто}} = 400 - 120 - (105 - 85) - 150 = 110 \text{ мм}$$

$$НЗ_{\text{брутто}} = 110 \cdot \frac{1,15}{0,95} = 133,2 \text{ мм}$$

3.5. Завдання і вправи

1. Визначте загальну і продуктивну вологість темно-каштанового важкосуглинкового ґрунту, якщо маса вологого ґрунту становить 40 г, а сухого – 30 г. Максимальна гігроскопічність – 8%.

2. Розрахуйте загальний і продуктивний запас води в орному шарі (0–20 см) чорнозему типового у мм та м³/га, якщо його вологість – 25%, максимальна гігроскопічність – 6%, щільність – 1,25 г/см³.

3. Визначте кількість недоступної води в орному 20–сантиметровому шарі темно-каштанового легкосуглинкового ґрунту при щільності 1,18 г/см³ і максимальній гігроскопічності 9,2%.

4. Польова вологість орного шару чорнозему південного важко–суглинкового дорівнює 18%. Визначте запас продуктивної води орного

шару (0–20 см), якщо його щільність становить $1,02 \text{ г/см}^3$, а максимальна гігроскопічність – 8,5%.

5. При вирощуванні кукурудзи на чорноземі звичайному встановлено, що у фазу молочної стиглості вміст води в шарі 0 – 30 см становить 21,3%; НВ даного шару – 30%, щільність – $1,12 \text{ г/см}^3$. Розрахуйте вміст води у відсотках від об'єму ґрунту, запаси води у мм і $\text{м}^3/\text{га}$, відносну вологість та ступінь забезпечення кукурудзи водою.

6. При вирощуванні соняшнику на чорноземі південному встановлено, що у період цвітіння вміст води в шарі 0–20 см становить 20,8%; НВ даного шару – 27%, щільність – $1,20 \text{ г/см}^3$. Розрахуйте вміст води у відсотках від об'єму ґрунту, запаси води у мм і $\text{м}^3/\text{га}$, відносну вологість та ступінь забезпечення соняшника водою.

7. При вирощуванні сої на темно-каштановому ґрунті у період формування бобів вміст води в шарі 0–20 см становить 18%; НВ даного шару – 26%, щільність – $1,26 \text{ г/см}^3$. Розрахуйте вміст води в процентах від об'єму ґрунту, запаси води у мм і $\text{м}^3/\text{га}$, відносну вологість та ступінь забезпечення сої водою.

8. Дерново-слабопідзолистий піщаний ґрунт має щільність $1,52 \text{ г/см}^3$, МГ – 1,1; НВ – 13%, а супіщана його відміна – відповідно $1,45 \text{ г/см}^3$; 2,0 та 17%. Розрахуйте максимально можливі запаси доступної води у мм і $\text{м}^3/\text{га}$ та поясніть їх зміни в досліджуваних ґрунтах.

9. Темно-сірий легкосуглинковий ґрунт має щільність $1,18 \text{ г/см}^3$, МГ – 5,4; НВ – 26,3%, а середньосуглинкова його відміна – відповідно $1,30 \text{ г/см}^3$; 6,7 та 32,1%. Розрахуйте максимально можливі запаси доступної води у мм і $\text{м}^3/\text{га}$ та поясніть їх зміни в досліджуваних ґрунтах.

10. Солонець лучно-каштановий легкоглинистий має щільність $1,34 \text{ г/см}^3$, МГ – 11,2; НВ – 21,5%, а йогоплантажований аналог – відповідно $1,15 \text{ г/см}^3$; 10,1 та 30,4%. Розрахуйте максимально можливі запаси доступної води у мм і $\text{м}^3/\text{га}$ та поясніть їх зміни в досліджуваних ґрунтах.

11. Вологість орного 30-сантиметрового шару чорнозему

південного становить 22%, його НВ – 27%, щільність – 1,29 г/см³. Розрахуйте дефіцит вологи і норму вегетаційного поливу.

12. Вологість орного 25-сантиметрового шару темно-каштанового ґрунту становить 20%, НВ – 28%, щільність – 1,32 г/см³. Розрахуйте дефіцит вологи і норму вегетаційного поливу.

13. При вирощуванні жита озимого на дерново-підзолистому ґрунті на початку весняної вегетації вологість у шарі 0–10 см складала 10,2; 10–20 см – 9,5%, щільність відповідно 1,45 і 1,48 г/см³. а у фазу колосіння дані показники дорівнювали 6,3; 5,7% та 1,50; 1,52 г/см³. МГ в шарах 0–10 і 10–20 см становить 1,1 та 0,8%. Розрахуйте запаси продуктивної вологи та дайте їм відповідну кліматичну та ґрунтову оцінку.

14. При вирощуванні цукрових буряків на чорноземах типових під час посіву вологість у шарі 0–10 см складала 25,0; 10–20 см – 18,3%, щільність – відповідно 1,17 і 1,20 г/см³, а у фазу змикання листків дані показники дорівнювали 20,3; 14,5% та 1,19; 1,18 г/см³. МГ в шарах 0–10 і 10–20 см становить 9,0 та 9,2%. Розрахуйте запаси продуктивної вологи та дайте їм відповідну кліматичну та ґрунтову оцінку.

15. При вирощуванні кукурудзи на чорноземах південних під час посіву вологість у шарі 0–10 см становила 20,5; 10–20 см – 17,8%, щільність – відповідно 1,22 і 1,20 г/см³, а у фазу викидання волоті дані показники дорівнювали 17,8; 12,6% та 1,27; 1,29 г/см³. МГ в шарах 0–10 і 10–20 см становить 8,6 та 9,3%. Розрахуйте запаси продуктивної вологи та дайте їм відповідну кліматичну та ґрунтову оцінку.

Завдання до самостійної роботи

1. Використовуючи дані фізичних і водно-фізичних властивостей ґрунтів України (табл. 8), виконайте наступні завдання:

- розрахуйте МГ, ВВ, НВ і ПВ у мм водного стовпа;
- розрахуйте максимально можливі запаси доступної вологи (ДАВ);
- дайте оцінку за показниками НВ;

- дані представте за формою табл. 32.

32. Гідрологічні константи ґрунтів

| Генетичний горизонт, глибина, см | МГ | | ВВ | | НВ | | ПВ | | ДАВ, мм |
|--|----|----|----|----|----|----|----|----|------------|
| | % | мм | % | мм | % | мм | % | мм | |

2. Розрахувати величину поверхневого стоку за декадний період, якщо відомо, що на поверхню ґрунту за цей час надійшло 25 мм опадів, транспірація склала 0,4 мг/г. хв., біомаса – 15 ц/га, інтенсивність фізичного випаровування – 1,6 м³/га. доб., внутріґрунтовий стік – 14 мм.

3. Транспірація за вегетаційний період (4 місяці) за сприятливих умов вологозабезпечення складає 450 мм. У цій же природній зоні за цей же період випало 100 мм опадів, випаровування з поверхні ґрунту – 250 м³/га, запаси вологи у метровому шарі на початку і у кінці вегетаційного періоду 3600 та 2600 м³/га. Чи необхідне додаткове зрошення? Яка величина зрошувальної норми?

4. Розрахувати внутріґрунтовий стік за межі метрової товщі ґрунту за весняний період (50 діб), якщо опадів надійшло 80 мм, випаровування склало – 0,1 мм/доб., поверхневий стік досягав 10 мм за увесь період, а запаси вологи у цьому шарі зросли із 320 до 380 мм.

5. Протягом 110 днів вегетаційного сезону середнє значення евапотранспірації склало 1,05 мм/доб., запаси вологи у метровій товщі змінились від 1110 до 460 м³/га, опадів випало 35 мм. Горизонтальний поверхневий та внутріґрунтовий стоки відсутні. Розрахувати нев'язку водного балансу за вегетаційний сезон. Чим вона зумовлена?

6. Розрахувати втрати азоту у формі NO₃⁻ із дренажним стоком за весняний період (45 діб) із 1 га, якщо опадів надійшло 220 м³/га, запаси вологи зменшились із 4,8 до 3,3 см, а фізичне випаровування склало 0,07 мм/доб. Концентрація NO₃⁻ у дренажних водах 45,5 мг/л.

7. Розрахувати кількість води , необхідної для досягнення вологості 20% зразків ґрунту розмірами 15·15·10 см, якщо відомі: щільність ґрунту – 1,34 г/см³, початкова вологість – 16%, маса зразка – 2,8 кг при початковій вологості 10%.

8. Розрахувати масу зразка абсолютно сухого ґрунту, якщо відомо: при вологості 15% маса складає 4 кг, при вологості 15% маса води у зразку складає 20 г.

9. Розрахувати початкову вологість ґрунту у лізіметрі та вологість ґрунту після 7 діб висушування зразка ґрунту, якщо відомо , що початкова маса вологого ґрунту у лізіметрі 12 кг, на сьому та дванадцятую добу – 11420 г та 11010 г, а вологість на 12-ту добу складала 18%.

10. Розрахувати динаміку вологості зразка ґрунту при його дренаванні, якщо відомо, що на першому етапі дренавання витікло 20 мл, а на другому – 10 мл; при цьому маса і вологість зразка ґрунту після другого етапу складала 3,8 кг та 21%.

11. Вологість чорнозему звичайного за період досліджень змінилась у шарах 0-10 см від 27,0 до 24,5%; 10-20 см – від 25,5 до 25,0%; 20-40 см – від 26,0 до 25,0; 40-60 см – від 25,5 до 24,0 та 60-100 см – від 25,0 до 24,0%. Щільність ґрунту у відповідних шарах була 1,12; 1,32; 1,34; 1,46; 1,37 г/см³. Опадів було 8,0 мм, випаровування – 3,0 мм, транспірація – 285 м³/га. Розрахувати кількість води, витраченої на евапотранспірацію із шарів ґрунту глибше 100 см.

12. Розрахувати потужність промоченої товщі чорнозему звичайного при надходженні на його поверхню 15 мм опадів, якщо НВ шарів 0-10 см – 29,5%; 10-20 см – 28,0%; 20-40 см – 27,0%; 40-60 см – 26,5% та 60-100 см – 27%. За початковий стан (до дощу) прийняти кінцеву вологість із попередньої задачі.

13. Полив на протязі двох діб промочив чорнозем звичайний до глибини 55 см. Розрахувати норму поливу (брутто), якщо

евапотранспірація із поверхні ґрунту склала 5 мм/доб. За початковий стан ґрунту прийняти умови із задачі 11, а НВ – із задачі.12.

14. Після танення снігу ґрунтові води піднялись із глибини 80 до 60 см. Розрахувати кількість талої води, яка надійшла на поверхню ґрунту, якщо перед сніготаненням розподіл масової вологості у шарах був наступним: 0-10 см – 14%; 10-20 см – 15%; 20-35 см – 16%; 35-40 см -18%. Висота капілярного підняття – 40 см. Величина НВ для вказаних шарів – 17%, 17,8, 20 та 22% і глибше 40 см – також 22%; щільність ґрунту 1,35, 1,40, 1,38 та 1,36 г/см³ (глибше 40 см – також 1,36 г/см³), а щільність твердої фази у середньому для профілю – 2,65 г/см³.

15. У спеціальному мікробіологічному досліді необхідно підтримувати вологість ґрунту на рівні НВ: відомо, що початкова вологість складає 8%, початкова маса зразка – 40 г. Яку кількість води необхідно додати до зразка, щоби досягнути вологості НВ? Якою повинна бути маса зразка ґрунту при НВ?

16. У вегетаційній посудині циліндричної форми об'ємом 6,2 л та висотою 50 см із рослинами необхідно змоделювати поливний режим. При цьому відомо, що на початок дослідження початкова маса ґрунту у посудині була рівною 7 кг при вологості 6,3%. Полив провидився при досягненні відносної вологості 70% від НВ до вологості, яка дорівнює НВ – 25%. Яку кількість води необхідно початково додати у посудину для того, щоб довести його її вологість до НВ? Якою буде норма поливу у цьому випадку (мм, м³/га) ?

Запитання для самоперевірки

1. Дайте характеристику фізичному стану води в ґрунті.
2. Охарактеризуйте форми (категорії) води в ґрунті залежно від характеру її зв'язку з твердою фазою.
3. Дайте оцінку ґрунтовій волозі за ступенем доступності рослинам.
4. Які ґрунтово-гідрологічні константи виділяють? Від чого

залежить їх величина в різних ґрунтах.

5. Гігроскопічна волога, її характеристика, наявність у різних типах ґрунтів та доступність для рослин.

6. Дайте характеристику капілярній воді та поясніть її значення в житті рослини.

7. Охарактеризуйте поведінку і роль гравітаційної води в ґрунті.

8. Що собою являє польова вологість ґрунту? Які фактори впливають на її вміст у ґрунті?

9. Як визначають і в яких одиницях вимірюють запаси вологи в ґрунті?

10. Поясніть, що таке відносна вологість ґрунту, як вона розраховується?

11. У чому полягає суть органолептичного і лабораторного методів визначення вологості ґрунту?

12. Які види вологості виділяють і за рахунок чого вони змінюються в різних типів ґрунтів?

13. Охарактеризуйте водні властивості різних типів ґрунтів.

14. Висвітліть заходи регулювання водного режиму ґрунтів у різних ґрунтово-кліматичних зонах?

15. Які параметри необхідно визначити для розрахунку водного балансу певної товщі ґрунту за конкретний період, якщо відомі: масова вологість ґрунту на початок та кінець періоду, ґрунтовий притік, опади, випаровуваність (мм) і транспірація (мг/г·хв.). Решту складових водного балансу (поверхневий стік, горизонтальний притік і відтік, фізичне випаровування, конденсація та ін..) можна не враховувати.

16. Які показники необхідно визначити у польових умовах для розрахунку евапотранспірації за конкретний період, якщо відомі: об'ємна вологість на початок та кінець періоду, опади, а поверхневий та ґрунтовий притік та відтоки можна проігнорувати.

17. Відомі розрахункова товща, горизонти , що її складають та їх щільність. Які ще необхідно провести експериментальні спостереження для розрахунку поливних норм?

18. Для розрахунку рівня підйому ґрунтових вод у польових умовах визначили НВ, щільність ґрунту у зоні капілярної торочки, його потужність, кількість зрошувальної води, яка надійшла у капілярну торочку ґрунтових вод. Які показники ще необхідно визначити для розрахунку?

19. Закладається дослід у вегетаційній посудині. У досліді необхідно буде підтримувати вологість ґрунту у чітко визначеному діапазоні. Які параметри необхідно виміряти до початку досліді?

20. Проводиться дослід по дослідженню вимивання солей із ґрунтового моноліту. Задача експерименту полягає у промиванні моноліту нормою, яка дорівнює його пористості. Які ґрунтові параметри необхідно знати для визначення норми поливу?

РОЗДІЛ 4. ПОТЕНЦІАЛ І ТИСК ҐРУНТОВОЇ ВОЛОГИ

4.1. Повний потенціал та його складові

Ґрунтова волога у ізотермічних умовах зазнає дії багатьох сил різної природи, головними серед яких є:

1. Сили, які виникають на поверхні розділу твердої, рідкої та газоподібної фаз (капілярні та сорбційні сили);
2. Осмотичні сили, пов'язані із розчиненими у воді речовинами;
3. Гравітаційні сили;
4. Сили пневматичного тиску у газоподібній фазі ґрунту;
5. Сили механічного тиску.

Відповідно цим силам виділяють і потенціали води у ґрунті:

1. Капілярно-сорбційний або матричний, $\Psi^m_p (P_m)$;
2. Осмотичний, $\Psi_{осм} (P_{осм})$;
3. Гравітаційний, $\Psi_g (P_g)$;
4. Пневматичний, $\Psi^a_p (P_p)$;
5. Потенціал навантаження, $\Psi^e_p (P_e)$.

Сума цих потенціалів називається повним потенціалом, $\Psi_t (P_t)$ і визначається за формулою 4.1:

$$\Psi_t = \Psi^m_p + \Psi_{осм} + \Psi_g + \Psi^a_p + \Psi^e_p \quad (4.1)$$

Необхідно враховувати, що під впливом капілярно-сорбційних та осмотичних сил енергетичний стан води зменшується порівняно із вільною водою. Тому, якщо ми вибираємо за рівень порівняння вільну воду, це означає, що ґрунтова волога, яка знаходиться під впливом капілярно-сорбційних та осмотичних сил завжди буде мати деякий від'ємний рівень. Саме тому капілярно-сорбційний, Ψ^m_p та осмотичний, $\Psi_{осм}$ потенціали для ґрунтової вологи або дорівнюють нулю, або від'ємні. У той же час, гравітаційний, Ψ_g та пневматичний, Ψ^a_p потенціали можуть бути і від'ємними, і позитивними. Якщо б, наприклад, нульовий рівень (рівень

порівняння) знаходиться на певній висоті, а рівень, на якому проводять вимірювання потенціалу ґрунтової вологи, нижчий порівняно із нульовим, то у цьому випадку різниця висот буде характеризувати деяке від'ємне значення. І, навпаки, якщо рівень вимірювання стану вологи вищий за нульовий – гравітаційний потенціал буде позитивним. Пневматичний потенціал, Ψ^e_p вимірюється за різницею величин реального тиску газу і нормального атмосферного (760 мм рт. ст.): він буде позитивним при зростанні тиску газу понад атмосферний і від'ємним при його зменшенні порівняно з атмосферним.

Поряж із виразом «потенціал вологи» у фізиці ґрунтів існує термін «тиск ґрунтової вологи». Ці обидва терміни і відповідні їм розмірності закономірно застосовують і взаємно пов'язані. Дійсно, у якості основної розмірності потенціалу вологи приймають у системі СІ енергію на одиницю маси води – Дж/кг, а у системі CGS – ерг/г. Проте, оскільки вода у звичайному ґрунті має щільність дуже близьку до 1 г/см³, то не буде помилкою виразити потенціал вологи у одинцях енергії на об'єм води – Дж/м³ або ерг/см³. Нескладно помітити, що у даному випадку, ми приходимо до розмірності тиску:

$$\text{Дж/м}^3 = \text{н} \cdot \text{м/м}^3 = \text{н} \cdot \text{м}^2 = \text{Па}; \text{ ерг/см}^3 = \text{дин/см}^2 = \text{барій}.$$

Таким чином, енергетичний стан ґрунтової води виражають як за допомогою одиниць енергії, так і тиску. При цьому, у першому випадку використовують термін «потенціал», а у другому – «тиск». Загалом, на сьогодні у гідрофізиці ґрунтів застосовуються симетричні терміни потенціалу і тиску стосовно ґрунтової вологи: капілярно-сорбційний (матричний) потенціал – відповідає капілярно-сорбційному (матричному) тиску, осмотичний потенціал – осмотичному тиску, і т.п.

Як і при вирішенні ряду інших задач з фізики ґрунтів, першою і необхідною умовою коректності розв'язку гідрофізичних задач є чітке

дотримання розмірності (системи одиниць). Саме тому, перше і обов'язкове правило полягає у приведенні вихідних величин до відповідної системи одиниць, і лише після цього можна безпосередньо перейти до вирішення задачі. Для виконання цієї важливої умови рекомендуємо використовувати вказані нижче відповідності різних величин виміру потенціалу і тиску ґрунтової вологи:

$$1 \text{ атм} = 760 \text{ мм рт. ст.} = 10^5 \text{ Па} = 1013 \text{ Гпа} = 101,3 \text{ КПа} = 1 \text{ бар} = 10^6 \text{ барій} = 1030 \text{ см водн. шару} = 101 \text{ Дж/кг} = 10^3 \text{ ерг/см}^3$$

Окрім цього, у фізиці ґрунтів застосовується внесистемна одиниця вимірювання тиску ґрунтової вологи: p_F – десятковий логарифм абсолютної величини матричного тиску ґрунтової вологи, виражений у см водн. шару (за аналогією із рН: $p_F = \lg [P_m]$ у см водн. шару. Необхідно відзначити, що вираження у вигляді одиниць p_F використовують лише для матричного тиску ґрунтової вологи.

Перший тип задач цього розділу пов'язаний із знаходженням повного тиску вологи (або повного потенціалу) за його складовими, або навпаки, визначення будь якої із складових за відомою повною чи рештою складових. Складності при вирішенні цього роду задач можуть виникнути лише у процесі приведення різномірних розмірностей до одних одиниць.

Приклад 4.1. Розрахувати осмотичний тиск ґрунтової вологи, якщо відомо, що тиск ґрунтової вологи – 10 атм, а матричний – 0,2 МПа.

Розв'язок. У відповідності із вимогою рівних розмірностей, переводимо, наприклад, МПа у атм: матричний тиск – 0,2 МПа відповідає – 2 атм. Осмотичний тиск є різницею між повним та матричним тиском за умови незмінності атмосферного тиску ($P_a = 0$) та висоти виміру ($P_{гр} = 0$): $P_{осм} = P_t - P_m = -10 - (-2) = -8$ (атм). Правомірно розв'язувати цю задачу і у розмірності МПа.

Інший тип задач, який найчастіше зустрічається у рівноважній гідрофізиці, полягає у розрахунку матричного тиску ґрунтової вологи на підставі даних тензіометричних спостережень.

Тензіометр – гідрофізичний прилад для вимірювання капілярно-сорбційного (матричного) тиску вологи у ґрунті у інтервалі від 0 до -90КПа. Основні деталі тензіометра (рис. 5): датчик, заповнений деарованою (дегазованою) водою, тонкопористий, як правило, керамічний зонд (1) і з'єднаний із ним через трубку (2) вимірювальний вакуумометр (3), повітряна пастка (4). Уся внутрішня порожнина тензіометра заповнена дегазованою водою.

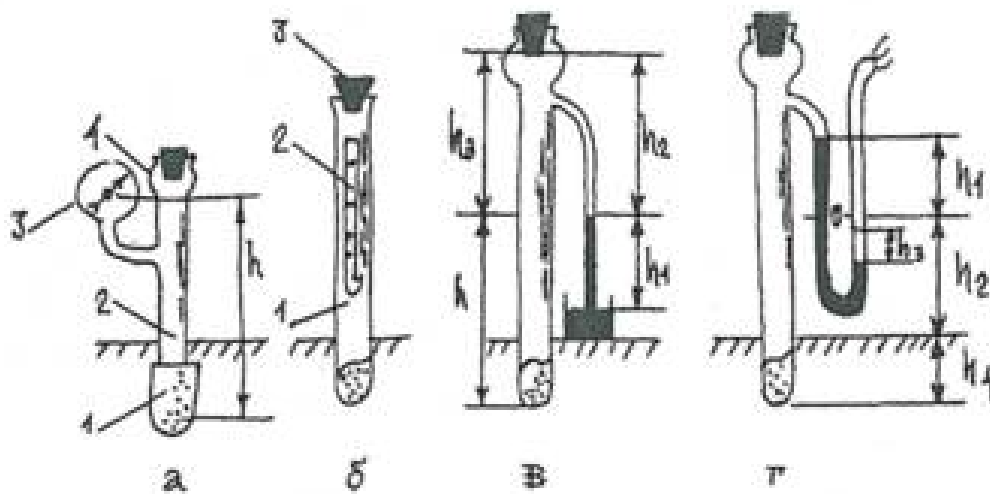


Рис. 5. - Тензіометри різних конструкцій: а – із пружинним вакуумометром; б – із газовим манометром; в – із ртутним манометром чашкового типу; г – із ртутним манометром U-подібного типу

Тензіометр працює наступним чином. За допомогою керамічного зонда (1) у ненасичений ґрунт вода із тензіометра через пори фільтра починає перетікати у ґрунт, який оточує фільтр. Наслідком цього руху є перепад тиску між водою у тензіометрі та у ненасиченому вологою ґрунті. Оскільки тензіометр повністю заповнений водою, перетік із тензіометра у ґрунт буде

відбуватись до тих пір, поки тиск вологи у ґрунті не зрівняється із тиском води в тензіометрі. Останній вимірюють за допомогою вакуумометра. Повітряна пастка необхідна для того, щоб дифундуюче скрізь керамічну мембрану повітря не потрапило у вакуумометр, оскільки у даному випадку це перерве безперервний зв'язок водної системи: вакуумометр – керамічна свічка – ґрунтова волога, і може виникнути повітряний корок. Це збільшить інерційність роботи тензіометра, зменшить точність та значно спотворить результати. Для того, щоб відітнути дифундуюче повітря від єдиної повітряної системи: вакуумметр – свічка – ґрунтова волога, на одній лінії по вертикалі зі свічкою розміщують посудину, бажано скляну, у яку надходить і нагромаджується дифундуюче повітря. При цьому повітря із пастки не перериває гідравлічний контакт вакуумометра через свічку із ґрунтовою вологою, і тому результати визначень не будуть суттєво спотворені.

Вище було вказано, що область роботи тензіометра обмежена тиском вологи від 0 до -80 – -90 КПа. Нижня межа цієї області є непостійною величиною для всіх тензіометрів і залежить від діаметру пор керамічного фільтру. Тензіометр знаходиться у робочому стані до тих пір, доки пори фільтра заповнені водою і скрізь нього не відбувається масовий об'ємний потік повітря. Чим більше тонкопористий і однорідний за розміром пор фільтр, тим більш низькі величини тиску вологи у ґрунті буде здатний зафіксувати тензіометр без порушення суцільності водного зв'язку у системі: ґрунтова волога – вода у фільтрі – вакуумометр.

Відомі різні конструкції тензіометра, які відрізняються насамперед манометричними пристроями. До прикладу, нерідко у якості манометра використовують вакуумометр ОБВ1-100 (рис. 5, а).

Зручний і простий у використанні тензіометр із газовим манометром, у якому у якості вимірювального засобу використовують капіляр із газовим міхуром (рис. 5, б). Капіляр тарується у величинах тиску, увесь тензіометр зроблений зі скла і заповнений деарованою водою. При розташуванні

такого тензіометра у ненасиченому вологою ґрунті тиск води у тензіометрі знижується, що впливає на збільшенні об'єму повітряного міхура. Він розширюється до тих пір, поки розрідження у ньому не зрівняється за абсолютною величиною із тиском ґрунтової вологи. За величиною міхура (точніше за його довжиною у капілярі) роблять висновок про тиск вологи у ґрунті. Тарування капіляра із повітряним міхуром виконують розрахунковим методом на основі відомого співвідношення: $P_1 \cdot V_1 = P_2 \cdot V_2 = \text{const}$, де P_1, V_1 – тиск та об'єм газу у стані 1, P_2, V_2 – тиск та об'єм газу у стані 2. Оскільки капіляр має однаковий діаметр по всій довжині (L), можливо замість V використовувати довжину L та записати: $P_1 \cdot L_1 = P_2 \cdot L_2$. Тому, якщо відома довжина міхура у початковому стані (наприклад, при атмосферному тиску), легко розрахувати і довжину міхура за розріджень, що склались у тензіометрі, які задаються довільно у відповідності із градуванням. Із розрахунком градування вимірювального капіляра пов'язаний один із типів задач даного розділу.

Приклад 4.2. Довжина повітряного міхура при атмосферному тиску – 10 см. Необхідно відградувати тензіометр на величини тиску вологи -10,-20,-30 КПа.

Розв'язок. Атмосферний тиск у звичайних умовах складає 101,3 КПа. Досягнення у ґрунті тиску вологи – 10 КПа означає, що тиск вологи у тензіометрі знизився від 0 до -10 КПа, а тиск повітря у міхурі – від атмосферного до величини $(101,3 - 10) = 91,3$ КПа. У цьому випадку міхур досягає довжини l , яку можна легко розрахувати за вищевказаною формулою: $10 \cdot 101,3 = l \cdot 91,3$, звідки $l = 11,1$ см. Отже, для тензіометричного тиску – 10 КПа довжина міхура складе 11,1 см. Цю довжину можна відміряти на капілярі, як величину, яка вказує на те, що коли її досягне міхур повітря, що розширюється, тензіометричний тиск

складе -10КПа. Саме так можна розрахувати і відкласти на капілярі відстань, яка відповідає тензіометричним тискам – 20 та – 30 КПа:

$$L \text{ для } -20\text{КПа} = 10 \cdot 101,3 : 81,3 = 12,5 \text{ см,}$$

$$L \text{ для } -30\text{КПа} = 10 \cdot 101,3 : 71,3 = 14,2 \text{ см.}$$

Цей підхід щодо розрахунку градування приладу із повітряним манометром придатний і для випадку позитивного тиску ґрунтової вологи (у насичених ґрунтах при гравітаційному напорі). Проте, у цьому випадку, величини додаткового гідростатичного напору необхідно додавати до початкового атмосферного тиску у міхурі.

4.2. Розрахунок матричного тиску за тензіометричними даними

Від манометра тензіометра до свічки (рис. 5) є деяка відстань h (см). Ця відстань складається саме із глибини встановлення свічки та відстані від поверхні ґрунту до манометра. Оскільки тензіометр заповнений водою, виникає додатковий стовп води, гравітаційний тиск води, рівний відстані від манометра до свічки. Ця величина гравітаційного водного тиску додається до величини матричного тиску власне ґрунтової вологи. Їх алгебраїчна сума і реєструється манометром. Манометр, таким чином, показує не справжній матричний тиск вологи у ґрунті, а величину так званого тензіометричного тиску P_t , який дорівнює сумі матричного та гравітаційного тиску – P_m та P_g . Останнє дорівнює висоті стовпа від вимірювального манометра до керамічної свічки (формула 4.2):

$$P_t = P_m + P_g \quad (4.2)$$

Окрім цього, не варто забувати, що на воду у ґрунті діють ще і зміни атмосферного тиску, а також, нерідко, і зовнішні механічні навантаження, тобто, додається пневматичний тиск P_a та тиск зовнішнього навантаження P_e (формула 4.3):

$$P_t = P_m + P_g + P_a + P_e \quad (4.3)$$

У більшості випадків при розрахунках P_t величинами P_a та P_e можна знехтувати. Проте, про їх вплив на тензіометричний потенціал необхідно пам'ятати, оскільки у низці випадків вони можуть здійснити помітний вплив на його величину.

При аналізі руху вологи і визначенні термінів поливу використовують величину матричного тиску вологи у ґрунті. Тому, перед дослідником, який використовує тензіометричні дані, завжди стоїть завдання розрахунку матричного тиску через тензіометричний. Принципово це досить просто (формула 4.5):

$$P_m = P_t - P_g, \quad (4.5)$$

де P_t знімають за показниками манометра, а P_g чисельно дорівнює тиску стовпа води, який дорівнює сумі глибини установки тензіометра та висоти розташування манометра над ґрунтом. Відзначимо, що у ненасиченому ґрунті тензіометричний тиск вологи, як і матричний, від'ємний, а гравітаційний – позитивний. Тому, при розрахунках завжди необхідно враховувати відмінності P_g та P_t у знаках; можна замінити запис формули у абсолютних величинах для розрахунку P_m і як алгебраїчну суму P_g та P_t : $P_m = P_t + P_g$.

Проте, у конкретних розрахунках, можуть виникнути деякі складнощі. Перша, знову ж таки пов'язана із чітким дотриманням системи одиниць. Якщо манометр показує величину P_t у атмосферах, а глибина розташування свічки вимірюється у см, тоді для розрахунку P_m необхідно перевести величину P_t у см водного шару і лиш потім вирахувати із нього гравітаційну складову (P_g). Отримана величина P_m буде виражена у см водн. шару; за необхідності її можна легко перевести у будь яку іншу розмірність тиску.

Приклад 4.3. Стрілка вакуумометра тензіометра показує величину тиску – 0,55 атм. Свічка тензіометра розташована на глибині 50 см, а відстань від поверхні ґрунту до манометра складає 25 см. Неодхідно розрахувати P_m .

Розв'язок. Зпочатку розрахуємо величину P_g . Арифметично вона дорівнює відстані від манометра до свічки: $P_g = 50+25=70$ см. Манометр тензіометра показує – 55 атм, або $-0,55 \cdot 1030 = -566,5$ см водн. шару. Величина матричного тиску ґрунтової вологи у даному випадку складе : $P_m = P_t + P_g = -566,5 + 75 = 491,5$ см водн. шару.

Друга складність розрахунку P_m із P_t пов'язана із конструкціями вакуумометра. Якщо для газових вакуумометрів P_g можна вважати за відстань від вакуумометра до свічки, то при застосуванні ртутних манометрів виникають поправки на величину ртутного стовпа. У випадку використання чашкового манометра (рис. 5,в) показники знімаються за величиною рівня ртуті у капілярі. Зміною рівня ртуті у чашці, у яку опущений нижній кінець капіляра, можна знехтувати. Від рівня ртуті у капілярі до повітряної пастки – відстань h_2 ; ця величина водного стовпа компенсується висотою стовпа h_3 у трубці тензіометра. Гравітаційна складова тензіометричного тиску у цьому випадку буде дорівнювати h_1 , тобто відстані від рівня ртуті у чашці манометра до свічки і висоти ртуті у капілярі (у см водн. шару). Саме цю величину необхідно вирахувати із показів ртутного манометра для того, щоб отримати величину матричного тиску вологи. Нагадаємо іще раз про необхідність дотримання єдності розмірностей. При вирішенні такого роду задач зручніше використовувати розмірність «см водн. шару» для розрахунку різних тисків ґрунтової вологи і розмірність «см» для розрахунку висот, - обидві ці розмірності відповідають одна одній, і тому відповідні величини у вказаних розмірностях «см» можна алгебраїчно складати.

Приклад 4.4. Розрахувати матричний тиск у ґрунті, якщо тензіометр для спостережень за тиском вологи на глибині 100 см показує на ртутному чашковому манометрі розрідження 345 мм рт. ст..

Розв'язок. Зпочатку розраховуємо P_g . Він дорівнює сумі висоти ртуті у капілярі, вираженої у см водн. шару ($345 \text{ мм} = 34,5 \text{ см}$), та глибини встановлення тензіометра (100 см): $P_g = 34,5 + 100 = 134,5 \text{ см водн. шару}$. Для розрахунку величини P_m необхідно виразити величину P_t у см водн. шару (для відповідності розмірностей тиску): $-345 \text{ мм ртутного ст.} \cdot 1030 : 760 = -486,9 \text{ см водн. шару}$. Після цього можна визначити і матричний тиск вологи на глибині 100 см: $P_m = P_g + P_t = -486,9 + 134,6 = -354,3 \text{ см водн. шару}$ або -35 КПа .

При використанні U-подібного манометра (рис. 5, г) за нульовий відлік приймають таке положення ртуті у колінах манометра за відсутності тиску, коли ці рівні однакові. Величину тиску, який показує такий манометр, розраховують за різницею рівнів ртуті у колінах або за подвійною величиною різниці рівня ртуті у будь-якому із колін та нульового рівня. Для розрахунку P_g зазвичай вимірюють висоту положення нульового рівня над поверхнею ґрунту (h_2), додають до неї величину h_1 (виражену у см) та глибину установки свічки тензіометра (h_4). Наступні розрахунки P_m точно такі ж, як і у випадку застосування тензіометра із чашковим манометром. Якщо у праве коліно U-подібного манометра налитий шар води h_3 , що нерідко роблять задля зменшення випаровування ртуті, то гравітаційна складова буде дорівнювати: $P_g = h_1 + h_2 + h_3 + h_4$ (всі величини у см).

Приклад 4.5. Розрахувати матричний тиск ґрунтової вологи для тензіометра, встановленого на глибині 30 см, якщо ртутний U-подібний манометр показує по лівому коліну 140 мм рт. ст., а відстань від нульового рівня до поверхні ґрунту – 50 см.

Розв'язок. У даному випадку величина $h_1 = 140$ мм рт. ст. або 14 см, $h_2 = 50$ см, $h_3 = 30$ см. Тоді $P_g = 14 + 50 + 30 = 94$ см водн. шару. Виразимо P_t у одиницях см водн. шару: $P_t = 140 \cdot 2 = -280$ мм рт. ст. = - 379,5 см водн. шару. Матричний тиск складе: $P_m = - 379,5 + 94 = - 345,5$ см водн. шару або - 34,1 КПа.

Необхідно враховувати, що нерідко для одного коліна U-подібного манометра, за яким знімають відрахунок, установлюють відразу так звану подвійну шкалу. Це робиться для того, щоб не множити кожен раз відраховану по одному коліну величину на 2. У цьому випадку, для того щоб розрахувати P_g необхідно знати, як у вище розглянутих прикладах, висоту нульового рівня над поверхнею ґрунту, а відлік тиску по одному із колін манометра розділити на 2. Виразивши всі величини у см та склавши їх, отримують P_g .

Окрім цього, якщо керамічна свічка тензіометра знаходиться нижче рівня ґрунтових вод, то тензіометр може працювати як п'єзометр, – гідрологічний прилад для спостереження за рівнем ґрунтових вод. Для цього необхідно мати на увазі, що метричний тиск у зоні свічки дорівнює нулю, а вакуумометр показує розрідження, рівне гравітаційній складовій за різницею протилежно направленому тиску стовпа ґрунтової води – це відстань від рівня ґрунтових вод до керамічної свічки.

Приклад 4.6. Керамічна свічка тензіометра із стрілочним вакуумометром (у 50 см над рівнем ґрунту) знаходиться на глибині 100 см у зоні ґрунтових вод. Розрахувати рівень ґрунтових вод, якщо вакуумометр показує 0,10 атм.

Розв'язок. Розрахуємо гравітаційну складову у тензіометрі: $P_g = 50 + 100 = 150$ (см). Якщо би був відсутній протидіючий стовп ґрунтової води, то вакуумометр повинен би показувати 150 см водн. шару. Реально ж він показує (у см водн. шару) $0,10 \cdot 1030 = 103$ (см). Це означає, що є стовп

гравітаційної води над свічкою, який складає: $150 - 103 = 47$ см. Рівень ґрунтових вод у розрахунку від поверхні ґрунту складе: $100 - 47 = 53$ см.

4.3. Завдання і вправи

1. Розрахувати повний тиск атмосферної вологи, якщо осмотичний тиск складає -3 атм, а матричний – $-1,3$ мПа.

2. Розрахувати осмотичний тиск ґрунтової вологи, якщо матричний складає $-3,05$, а повний – $-0,55$ мПа.

3. Осмотичний тиск у зоні ґрунтових вод складає $-1,5$ атм. Розрахувати глибину залягання ґрунтових вод, якщо повний тиск вологи на цій глибині складає -145 кПа.

4. Розрахувати довжину повітряного міхура у капілярі тензіометра із повітряним манометром для тензіометричних тисків -10 , -40 та -70 кПа., якщо при атмосферному тиску довжина міхура 5 см.

5. Розрахувати довжину повітряного міхура для тисків -20 , -50 та -80 см. водн. шару, якщо його довжина при атмосферному тиску складає 15 см.

6. Розрахувати величину матричного тиску ґрунтової вологи на глибині 30 см, якщо стрілковий вакуумометр тензіометра знаходиться на висоті 55 см над рівнем ґрунту і показує $0,51$ атм.

7. Ртутний чашковий манометр тензіометра, встановленого на глибині 1 метр, показує 545 мм рт. ст.. Розрахувати матричний тиск.

8. Відліки по лівому і правому колінам ртутного U-подібного манометра складають -140 та 140 мм рт. ст.. Розрахувати матричний тиск, якщо тензіометр установлений на 60 см, а середній рівень манометра знаходиться на висоті 45 см.

9. Розрахувати повний тиск ґрунтової вологи (у атм) на глибині 100 см, якщо тензіометр із чашковим манометром показує на цій глибині 421 мм рт. ст., а осмотичний тиск досягає $-0,21$ мПа.

10. Два тензіометра зі стрілковими манометрами, які знаходяться на 30 см над поверхнею ґрунту, розташовані у зоні ґрунтових вод на глибині 80 та 120 см. Якими будуть їх показники при рівні ґрунтових вод 60 см від поверхні ґрунту?

11. Тензіометр із чашковим манометром показує 39,5 см вод. шару. Тензіометр встановлений на глибині 50 см. Чи знаходиться свічка тензіометра у ненасиченому або ненасиченому ґрунті?

Запитання для самоперевірки

1. Ви працюєте із тензіометром з повітряним манометром. Як значно підвищити точність цього тензіометра? Що відбудеться у цьому випадку із областю вимірюваних величин тензіометричного тиску вологи?

2. Тензіометр зі стрілковим манометром, установлений у засоленому ґрунті, показує – 0,5 атм. Чи можливо розрахувати за цією величиною повний тиск ґрунтової вологи?

3. Чи може бути матричний тиск, розрахований по тензіометричним даним рівним:

а) -1200 см водн. шару;

б) -0,21 МПа;

в) -0,002 атм.

Відповіді обґрунтувати.

РОЗДІЛ 5. РУХ ВОДИ У ҐРУНТІ

5.1. Рух води в насиченому вологою ґрунті (фільтрація)

Якщо ґрунт повністю насичений водою, то матричний тиск, P_m , дорівнює нулю, а осмотичний тиск, $P_{осм}$, як вже вказувалось, практично суттєво не впливає на формування потоку води у звичайних ґрунтах, то діючою величиною переносу води із точки 1 у точку 2 буде градієнт гравітаційного та пневматичного тиску (формула 5.1):

$$i = K_s \cdot \frac{(P_g + P_a)1 - (P_g + P_a)2}{l} = \frac{\Delta P_{g1} + \Delta P_{g2}}{l} \quad (5.1),$$

де K_s – коефіцієнт фільтрації або насичена гідравлічна провідність; $(P_g + P_a)1$ – сума гравітаційного і пневматичного тиску вологи у точці 1; $(P_g + P_a)2$ – те ж у точці 2; P_a – перепад пневматичного тиску; l – відстань між цими точками; $\Delta P_g / l$ – гідравлічний градієнт (без урахування пневматичного тиску).

Зручніше за все величини вказаних тисків виражати у см водн. шару, величину l – у см. Тоді розмірність потоку води у ґрунті, i , буде співпадати із розмірністю коефіцієнта фільтрації – мм/доб., см/ год., мм/хв., тощо.

Приклад 5.1. Розрахувати потік води у насиченому ґрунті на глибині 1 метр. Насичена гідравлічна провідність $K_s = 0,57$ см/год.

Розв'язок. Різниця пневматичних тисків на поверхні і на глибині 1 м невелика, і у даному випадку нею можна знехтувати, тобто $\Delta P_a = 0$. Гравітаційний тиск на глибині 1 м для умов задачі $P_g = -100$ см (зі знаком мінус, оскільки поверхня ґрунту приймається за нульовий рівень), а перепад тиску $\Delta P_g = 0 - (-100) = 100$ см. Тоді потік води i , буде дорівнювати $i = 0,57 \cdot 100 : 100 = 0,57$ см/год.

У ґрунтознавстві нерідкими є задачі по внутріґрунтовій фільтрації вологи вздовж схилу. У цьому випадку для звичайних природних умов також нехтують перепадом пневматичного тиску. За перепад

гравітаційного тиску приймають різницю висот точок, які розглядаються, а за l – довжину фільтраційного шляху.

Приклад 5.2. Розрахувати внутріґрунтовий горизонтальний фільтраційний стік із підвищення висотою 5 м та довжиною схилу 15 м при $K_s = 0,021$ м/доб.

Розв'язок. P_g для вказаних умов дорівнює 500 см, $l = 1500$ см. Використовуючи формулу Дарсі розраховуємо потік:

$$i = 0,021 \cdot 500 : 1500 = 0,007 \text{ м/доб.}$$

У експериментах за рухом води, переносу розчинених у ній речовин та ін. зазвичай спостерігають кількість розчину, який профільтрувався скрізь колонку розчину за певний проміжок часу. На підставі таких експериментів можна легко розрахувати насичену гідравлічну проникність, якщо згадати, що потік води – це кількість профільтрованої води за одиницю часу через одиницю площі (формула 5.2):

$$i = \frac{Q}{s \cdot t} \quad (5.2),$$

де Q – кількість профільтрованої води, см^3 ; s – площа перетину ґрунту, скрізь яку відбувається фільтрація, см^2 ; t – час, с. Тоді i , потік води, у см/с .

Приклад 5.3. Фільтраційна колонка із площею 40 см^2 розташована вертикально. Потік вологи у ній стаціонарний, тобто постійний у часі і за 1 годину збирають 20 мл фільтрату. Розрахувати K_s .

Розв'язок. Розраховуємо потік води у колонці:

$$i = \frac{Q}{s \cdot t} = 20 \text{ (см)} : 40 \text{ (см)} : 1 \text{ (год.)} = 0,5 \text{ см/год.}$$

За даних умов гідравлічний градієнт $\Delta P_g / l = 1$, а отже, $K_s = 0,5 \text{ см/год}$.

Спробуйте вирішити (у загальному вигляді) цю задачу для похилого положення колонки, наприклад під кутом 30° до горизонталі. Які ще для цього величини будуть необхідні, окрім вищевказаних у прикладі?

5.2. Рух води в ненасиченому вологою ґрунті

Знаючи величини тиску води у двох точках ґрунту можна однозначно визначити напрямок руху води: потік води буде спрямований у сторону меншого значення тиску води у ґрунті або потік буде відсутнім, якщо тиски води рівні. Окрім цього, використовуючи модифікований закон Дарсі, виникає можливість розрахувати інтенсивність цього потоку із однієї точки в іншу (формула 5.3):

$$i_x = K_w \cdot \Delta P / \Delta l \quad (5.3),$$

де i_x – потік у напрямі x , який може мати розмірності $\text{см}^3/\text{см}^2 \cdot \text{с}$, $\text{мм}/\text{доб}$. та ін.; $\Delta P / \Delta l$ – градієнт тиску води у ґрунті, інакше кажучи різниця тиску води у двох точках, розділена на відстань між ними, який може мати розмірності $\text{Па}/\text{м}$, $\text{барій}/\text{см}$ та ін.; K_w – насичена гідравлічна провідність (коефіцієнт вологопровідності), здатність ґрунту проводити ненасичений потік води.

У цілому – це аналог коефіцієнта фільтрації, але тільки у випадку не насичених вологою ґрунтів. Розмірність ненасиченої гідравлічної провідності – $\text{см}^3 \cdot \text{с}/\text{г}$, $\text{м}^3 \cdot \text{с}/\text{кг}$, хоча нерідко можна зустріти і інші розмірності для величин K_w . Для зручності наводимо різні розмірності K_w та їх взаємозв'язок:

$$\begin{aligned} \text{м}^3 \cdot \text{с}/\text{кг} \text{ (система СИ)} &= 10^3 \cdot \text{см}^3 \cdot \text{с}/\text{г} = 10^6 \cdot \text{см}/\text{с} = 8,64 \cdot 10^{10} \text{ см}/\text{доб}. = 3,6 \cdot 10^{10} \\ &\text{мм}/\text{год}. = 8,64 \cdot 10^{11} \text{ мм}/\text{доб}. \end{aligned}$$

Варто відзначити, що рух води у ґрунті визначається в основному двома складовими повного тиску води – матричного і гравітаційного. Осмотичний тиск у природних умовах, за рідкими випадками, слабо впливає на перенос води, і зазвичай, його величиною нехтують. При цьому, якщо вода рухається вниз, що відповідає перепаду матричного

тиску при більшій величині зверху і меншій – внизу та перепаду гравітаційного тиску, який завжди діє у напрямку вниз, то ці два перепади складають: $\Delta P_m + \Delta P_g$.

Якщо ж відбувається висхідний рух вологи, то величини перепадів тиску віднімають: $\Delta P_m - \Delta P_g$. Інакше кажучи, для вираження знаку у цьому рівнянні необхідно пам'ятати, що перепад гравітаційного тиску завжди викликає рух води вниз по профілю. Якщо перепад матричного тиску викликає також низхідний рух, то їх необхідно додавати: $\Delta P_m + \Delta P_g$. Якщо ж перепад матричного тиску викликає потік води уверх (у верхній частині профілю тиск нижчий, ніж у нижній), то ці величини перепадів віднімають: $\Delta P_m - P_g$. У цьому випадку напрям руху води буде визначатись наступним чином: якщо P_m буде переважити P_g – волога буде рухатись уверх, якщо P_m буде меншим за P_g – волога буде рухатись вниз. При розрахунку горизонтального переносу води гравітаційна складова дорівнює нулю, і перенос пов'язаний лише із перепадом тільки матричного тиску вологи – ΔP_m .

Приклад 5.4. Матричний тиск вологи на глибині 10 та 40 см складає -10 та – 3кПа. Куди буде спрямований потік води?

Розв'язок. Перепад матричного тиску буде викликати висхідний рух води, оскільки P_m на глибині 10 см нижчий, ніж P_m на глибині 40 см; він буде дорівнювати $-3 - (-10) = 7$ кПа. Перепад гравітаційного тиску буде сприяти стіканню води вниз, він складе $40 - 10 = 30$ см водн. шару = 3 кПа. Цілком зрозуміло, що рух води у цьому випадку буде відбуватись уверх ($\Delta P_m > \Delta P_g$), а діючий перепад тиску при висхідному русі складе: $7 - 3 = 4$ кПа.

Таким чином для вертикального руху води у ґрунті модифікований закон Дарсі можна у кінцевому випадку записати наступним чином (формула 5.4):

$$i = K_w \cdot \left[\frac{\Delta P_m \pm \Delta P_g}{\Delta l} \right] = K_w \cdot [(\Delta P_m / \Delta l) \pm \Delta P_g / \Delta l] \quad (5.4)$$

Якщо виразити тиск вологи у см водн. шару, то легко помітити, що ΔP_g та Δl по суті рівні: гравітаційний тиск зумовлюється перепадом висот і чисельно дорівнює відстані по вертикалі між двома точками спостережень, або 1. Тому за формулою 5.5:

$$i = K_w \cdot \left(\frac{\Delta P_m}{\Delta l} + 1 \right) \quad (5.5)$$

Важливо зрозуміти, що вказана у рівнянні одиниця не формальна і може бути отримана лише у тому випадку, якщо розмірність тиску вологи – у см вод. шару, а довжини – у см. Вона має фізичний зміст, і потрібно щоразу уточнювати, який знак перед нею ставити. Рівняння виду $i = K_w \cdot \left(\frac{\Delta P_m}{\Delta l} + 1 \right)$ варто застосовувати у тому випадку, якщо у вертикальному напрямі матричний тиск вологи у верхній точці вищий або дорівнює тиску у нижній точці профілю. Перенос води у цьому випадку буде відбуватись вниз, у напрямі сили тяжіння. Рівняння ж виду $i = K_w \cdot \left(\frac{\Delta P_m}{\Delta l} - 1 \right)$, необхідно використовувати, якщо матричний тиск у верхньому шарі менший, ніж у нижньому. У фізиці ґрунтів за позитивний напрям потоку вологи прийнято напрям знизу у верх. Тому, якщо при використанні вищевказаного рівняння буде отримано від'ємне значення потоку вологи – це означає, що потік низхідний; якщо позитивне значення – потік висхідний. При розгляді горизонтального переносу води розрахунки необхідно проводити за рівнянням $i = K_w \cdot \left(\frac{\Delta P_m}{\Delta l} \right)$, де ΔP_m – перепад матричного тиску у двох точках у горизонтальному напрямі.

Цікаво розглянути випадки, коли $\Delta P_m / \Delta l$ дорівнює 0 або 1. У першому випадку рух води буде відбуватись тільки за рахунок гравітаційного стікання; у другому, при перевищенні матричного тиску у нижній точці, переносу води не буде, - вода буде знаходитись у рівновазі. Ця точка у

профілі, яка відповідає умові $\Delta P_m / \Delta l = 1$, називається точкою нульового потоку.

Необхідно звернути увагу і на те, що дане рівняння справедливе лише у тому випадку, коли ΔP_g виражений у см водн. шару. У зв'язку із цим рекомендуємо: за можливістю при розрахунках по вологопереносу застосовувати розмірність для тиску вологи у см водн. шару або близької до неї гПа. У цьому випадку розмірності K_w та i співпадають: найбільш зручні розмірності для них у см/с, см/доб.

Зазвичай експериментально за допомогою тензіометрів визначають розподіл тиску вологи у дослідному шарі у певний момент часу. Такий розподіл тиску називають *енюрою* тиску. Здавалося б, що по ній і можна розрахувати потік води із однієї точки профіля у іншу на основі рівняння Дарсі. Проте, тут виникають наступні труднощі. Ненасичена гідравлічна провідність K_w виявляється величиною непостійною, і на протипагу K_s , змінюється зі зміною P_m . Це вимагає попередньо у лабораторних чи польових експериментах визначення залежності між K_w та P_m , яку називають «функцією вологопровідності» та позначають як $K_w(P_m)$. Знаючи цю залежність, можна за величиною P_m у профілі ґрунту визначити K_w , і лише після цього розрахувати перетік води із однієї точки ґрунтової товщі у іншу. При цьому, необхідно мати на увазі, що K_w змінюється на порядки, і тому зазвичай використовують логарифмічну шкалу представлення величин K_w при рівномірній шкалі P_m . У випадку ж використання логарифмічної шкали, хоча на осі ординат вказується і самі величини K_w , між поділками шкали розподіл величин не рівномірний, а логарифмічний. Тоді, у середині між поділками виявиться величина, яка дорівнює не половині більшої величини, а десь приблизно її третині. Приклад використання такого роду логарифмічної шкали наведений на рис. 6,а для двох видів розмірностей K_w : м³·с/кг або см/доб. Із рисунка рис. 6,а для верхнього горизонту (крива 1) видно, що K_w при $P_m = -100$ см.

водн. шару дорівнює не 7 см/доб. і не $7 \cdot 10^{-12}$ м³·с/кг, а 5 см/доб. і $5 \cdot 10^{-12}$ м³·с/кг, враховуючи, що $\log 5$ приблизно рівний 0,7.

Отже, розглянемо приклад розрахунку потоку вологи у ненасиченій гомогенній товщі при відомих величинах P_m і залежності $K_w(P_m)$.

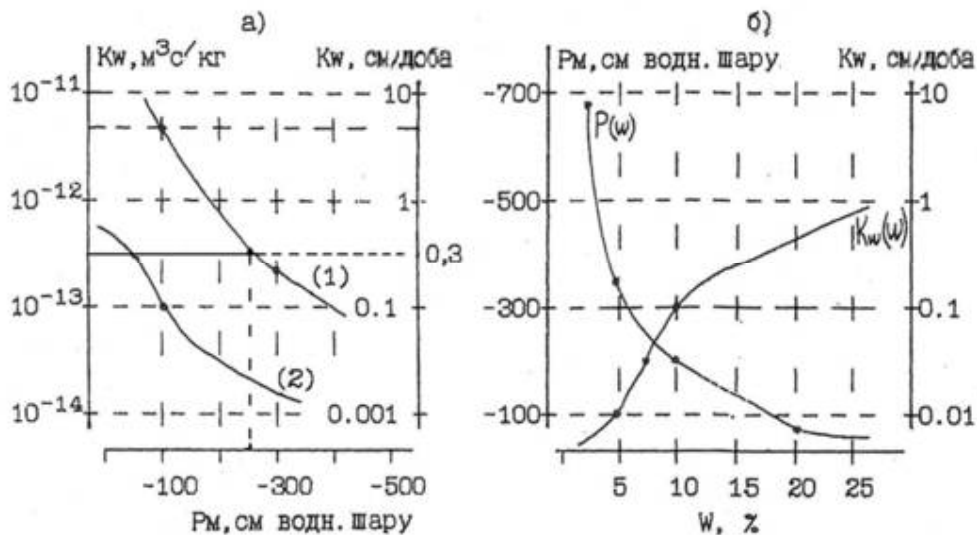


Рис. 6. а – залежність ненасиченої гідравлічної проникності (K_w) від тиску ґрунтової вологи (P_m) для горизонту 1 і 2 та б – залежності тиску вологи (P_m) у ненасиченій гідравлічній провідності (K_w) від вологості ґрунту (W) для горизонтів 1,2 та 3.

Приклад 5.5. Дані величини матричного тиску у двох точках ґрунту: на глибині 10 та 40 см, P_m складає -250 та -60 см водн. шару. У цілому глибини 10 та 40 см відносяться до одного ґрунтово-генетичного шару, і у цьому випадку можна використовувати одну залежність K_w від P_m . Дана залежність K_w від P_m (рис. 6, а). Необхідно розрахувати потік води між двома точками у вказаний момент.

Розв'язок. Оскільки -250 см менше за -60 см водн. шару, то потік води буде спрямований уверх, із глибини 40 см на глибину 10 см. У цьому випадку у рівнянні Дарсі величини перепадів матричного та гравітаційного тиску віднімаються, тобто із значення градієнта матричного тиску

віднімається одиниця. Далі, для того щоб розрахувати i необхідно вибрати K_w . Для якої ж величини P_m необхідно визначити K_w ? Потік води перш за все буде визначати найменша величина K_w на ділянці ґрунту від 10 до 40 см. Враховуючи вид залежності $K_w(P_m)$, для даного типу розрахунків необхідно використовувати K_w для найменшого P_m . У даному випадку, для P_m на глибині 10 см – 250 см водн. шару. Для цього тиску води $K_w = 0,3$ см/доб. (див. пояснення на рис. 6,а). Тепер можна остаточно застосувати рівняння Дарсі для розрахунків:

$$i = K_w \cdot \left(\frac{\Delta P_m}{\Delta l} - 1 \right) = 0,3 \cdot \{ [(-60-250) : (40-10)] - 1 \} = 0,3 \cdot [(190:30) - 1] = 1,9 \text{ см/доб.}$$

Ускладнимо задачу, наблизивши її до реальної. Тепер ми маємо справу із диференційованим профілем ґрунту та з реальними показниками тензіометрів. Як визначити P_m та P_g із показників тензіометра, розказано у попередньому розділі. Тому, зупинимось детальніше на інших проблемах, пов'язаних із розрахунком потоків у диференційованому профілі. Підхід у цьому випадку такий же: визначити перепад тисків між точками профілю і, користуючись залежністю K_w від P_m для кожного шару, визначають K_w , а для розрахунку потоку вологи вибирають найменше значення K_w .

Приклад 5.6. Тензіометр зі стрілковими манометрами, які знаходяться на поверхні ґрунту, показують -320 та -150 см водн. шару у горизонті 1 та 2 на глибині 20 і 50 см. На рис. 6,а наведені криві залежності $K_w(P_m)$ для цих горизонтів. Необхідно визначити потік вологи.

Розв'язок. Спочатку розрахуємо P_m для горизонтів 1 та 2. P_m у горизонті 1 дорівнює $-320+20=-300$ см водн. шару, а у горизонті 2 – $-150+50=-100$ см водн. шару. Із наведених графіків визначаємо $K_w(-300)$ для горизонту 1, який дорівнює 0,2 см/доб., а $K_w(-100)$ для горизонту 2 – 0,1 см/доб..

У даному випадку інтенсивність потоку головним чином буде визначати вологопровідність горизонту 2. Мабуть, ми маємо таку ситуацію у ґрунті, коли під горизонтом 1 залягає щільний глинистий, слабо водопроникний горизонт 2. Тому і для розрахунку потоку води між вказаними точками використовуємо K_w (-100) для горизонту 2:

$$i = 0,1 \cdot \left[\frac{-100 - (-300)}{30} - 1 \right] = 0,57 \text{ см/доб.}$$

Найбільш часто у гідрофізиці стикаються із задачами, у яких за певним розподілом вологості (тиску вологи) необхідно розрахувати розподіл вологи через будь який певний відрізок часу. Інакше кажучи, здійснити прогноз руху вологи у профілі ґрунту за певний термін. Вирішити такого роду задачі можливо лише за допомогою гідрофізичних параметрів - вологості, тиску вологи та ненасиченої гідравлічної провідності, точніше, володіючи взаємозв'язком між ними – основними гідрофізичними функціями: $K_w(W, P_m)$. Суворе і достатньо точне вирішення таких задач можливе тільки із застосуванням комп'ютерів та спеціальних програм із вологопереносу. Тут же ми зупинимось на основних принципах розрахунків і простих задачах, які можуть бути вирішені і без застосування комп'ютерів, проте із поміткою, що у порівнянні з вирішенням без них, результати будуть мати певну ступінь наближеності.

У цих задачах, як видно, використовується ще одна гідрофізична функція – основна гідрофізична характеристика (ОГХ) – залежність між матричним тиском вологи і вологістю ґрунту $P_m(W)$. Крім цього, для вирішення такого типу задач необхідно знати, із якого моменту у часі починати розрахунки і що у цей момент ми маємо у ґрунті. Це так звана «початкова умова». Зазвичай її задають у виді епюри (розподілу по профілю ґрунту) тиску і вологості ґрунту. Проте, для розрахунків цього недостатньо: необхідно знати, чи є потік знизу у профіль, який розглядається і чи є випаровування, а можуть бути ще й опади чи зрошення поверхні ґрунту. Це так звані «граничні умови» або умови на

межах профілю ґрунту, який розглядається. Їх також задають у вигляді запису:

$$i \text{ I } \Gamma_1 = 0 \text{ – потік на межі 1 (нижній) дорівнює 0;}$$

$$i \text{ I } \Gamma_2 = 5 \text{ мм/доб. - на поверхні ґрунту відбувається випаровування зі швидкістю 5 мм/доб.}$$

Тільки знаючи початкові та граничні умови, можна зробити розрахунки, або як кажуть, тільки у цьому випадку можливий єдиний розв'язок задачі.

Розглянемо на прикладі такий тип прогнозних задач, коли, виходячи із даного розподілу W чи P_m , необхідно розрахувати їх перерозподіл через деякий час.

Приклад 5.7. Заданий профіль розподілу матричного тиску у однорідній товщі ґрунті щільністю $1,30 \text{ г/см}^3$. На глибині 25, 75 та 125 см (посередині шарів 0-50, 50-10 та 100-150 см) тиски складають -350, -200 та 50 см водн. шару. Відомі також K_w (P_m) та ОГХ (рис. 6,б). Розрахувати розподіл вологи через добу, якщо відсутній притік вологи зверху і знизу, тобто $i \text{ I } \Gamma_1 = 0$ та $i \text{ I } \Gamma_2 = 0$

Розв'язок. Розрахуємо потік води із шару 100-150 см у шар 50-100 см, із шару 3 у шар 2 (K_w , зрозуміло, беремо для більш низького P_m – потужність шарів однакова):

$$i(3 - 2) = K_w (-200) \cdot \left[\frac{P_3 - P_2}{50} - 1 \right] = 0,1 \cdot \left[\frac{-50 - (-200)}{50} - 1 \right] = 0,3 \text{ см/доб.}$$

Потік із шару 50-100 см у поверхневий шар, тобто із шару 2 у шар 1 складе:

$$i(2 - 1) = K_w (-350) \cdot \left[\frac{P_2 - P_1}{50} - 1 \right] = 0,01 \cdot \left[\frac{-200 - (-350)}{50} - 1 \right] = 0,03 \text{ см/доб.}$$

За добу із шару 100-150 см у шар 50-100 см перетіче 0,3 см, а із шару 50-100 см у шар 0-50 см – 0,03 см водн. шару. Для того, щоб розрахувати профіль тиску вологи, який склався після цього перетоку, необхідно використати ОГХ – залежність $P_m(W)$. Знаходимо по вихідному розподілу тиску вологи із використанням ОГХ (рис. 6,б) початковий розподіл вологості ґрунту: вологості у шарах 0-50, 50-100 та 100-150 см дорівнюють відповідно 5, 10 та 20%. Розраховуємо запаси вологи у цих шарах у початковий момент часу:

у шарі 0-50 см $ZB = 5 \cdot 1,3 \cdot 50 : 100 = 3,3$ см водн. шару,
у шарі 50-100 см $ZB = 10 \cdot 1,3 \cdot 50 : 100 = 6,5$ см водн. шару,
у шарі 100-150 см $ZB = 20 \cdot 1,3 \cdot 50 : 100 = 13,0$ см водн. шару

Потім розраховуємо запаси вологи, які склались через добу у вказаних шарах, із врахуванням напряму перетоку. Із шару 100-150 см перетікло у шар 50-100 см 0,3 см водн. шару, а запаси вологи у цьому шарі склали $13 - 0,3 = 12,7$ см водн. шару. Ці запаси відповідають вологості ґрунту у цьому шарі – $19,5\% = 12,7 \cdot 100 : (1,3 \cdot 50)$.

У шар 50-100 см, з одного боку надійшло 0,3 см, але з іншого із нього перетікло уверх, у вищезалягаючий шар 0-50 см – 0,03 см; отже, до початкових запасів вологи у цьому шарі необхідно додати ту кількість, яка надійшла із нижчезалягаючого шару (0,3 см) і відняти кількість води, яка перетікла у верхній шар (0,03 см): $6,5 + 0,3 - 0,03 = 6,77$ см водн. шару. Це складе вологість 10,4%. А у верхній шар 0-50 см надійшло 0,03 см із нижнього, при цьому із нього нічого не випарувалось. Запаси вологи у ньому збільшились: $3,3 + 0,03 = 3,33$ см, а вологість відповідно склала 5,12%.

І остання операція розрахунків за допомогою ОГХ: за новими значеннями W , які настали через добу, знаходимо за допомогою ОГХ (рис. 6,б) нові значення Pm . Вони дорівнюють: -335, -190 та -55 см водн. шару. Видно, що тиск змінився порівняно із початковим: у верхньому та середньому шарі – збільшився, а у нижньому – зменшився. Дайте відповідь на запитання: у якому напрямку будуть змінюватись тиски вологи у вказаних шарах і до якого стану?

Таким чином, вирішення цієї задачі розпалося на кілька етапів:

1. Розраховуємо потоки води із шару в шар на основі заданого розподілу залежності Pm та залежності $K_w(P_m)$;
2. На основі потоків розраховуємо кількість води, яка перетікла за певний проміжок часу;
3. Визначаємо початкову вологість у кожному шарі на основі заданих величин Pm та ОГХ;

4. Розраховуємо початкові запаси із врахуванням даних щільності ґрунту і потужності шарів, а потім, із врахуванням перетоку, запаси води, які склались на певний час у кожному шарі.

5. І, нарешті, із отриманих запасів вологи розраховуємо W (із використанням даних про потужність та щільність шару), та за допомогою ОГХ переводимо величини W у величини Pm . Потім знову можна скористатись положенням першого пункту.

Це загальна схема, ядро вирішення подібних прогнозних задач. Можуть бути по іншому задані початкові умови, до прикладу, у вигляді розподілу вологості по профілю. Це означає, що до цієї схеми додається ще один етап, у кому необхідно перевести розподіл вологості по профілю у розподіл тиску за допомогою ОГХ. Після цього усе буде відбуватись за вищевказаною схемою.

Інші граничні умови, порівняно із вищевказаним прикладом, також не змінюють схеми вирішення задачі. Припустимо, що існував би потік знизу у 150-сантиметрову товщу ґрунту із попередньої задачі. У цьому випадку, на його основі варто було б розрахувати кількість води, яка проникла у шар 50-100 см за розрахунковий період і врахувати її при складанні водного балансу шару 100-150 см. Саме так і при наявності випаровування із поверхні ґрунту.

Цілком імовірно, що вирішення задачі може ускладнитись у випадку диференційованого ґрунтового профілю. Це викликає необхідність застосування основних гідрофізичних функцій окремо для кожного шару ґрунту. Проте, це не змінює принципів розрахунку, а лише ускладнює його. Саме тому для природних умов із достатньою точністю можна проводити такі гідрофізичні розрахунки тільки за допомогою комп'ютерів. Наведений вище спрощений варіант гідрофізичних прогнозних розрахунків можна використовувати лише у окремих випадках, які не вимагають високої точності та не розповсюджуються на далеку перспективу.

Ще одна відмінність таких задач. Нерідко при розрахунках вказують не тільки початкові та граничні умови, а також до якого часу необхідно провести розрахунок, але і як часто проводити поетапні розрахунки – часовий крок. Дійсно, адже можна зпочатку розрахувати профіль тиску через півдобу, а потім, вже на основі вже визначеного – іще через півдобу. Такий розрахунок мав би бути точнішим, ніж розрахунок профілю тиску зразу ж через добу. Здавалося б, чим менший часовий крок, тим більш детально можливо розрахувати кінцевий профіль вологості або тиску та ще й із більшою точністю. Проте, це не завжди так. Підвищена детальність розрахунків не завжди призводить до очікуваного істотного зростання точності, але завжди супроводжується їх ускладненням, збільшенням трудомісткості. Саме тому рекомендуємо, при розрахунках без відповідного програмного забезпечення, обмежитись 2 та 3 етапами, і у відповідності з ними вибрати часовий крок. Зазвичай, в умовах задач вказують необхідний часовий крок.

5.3. Завдання і вправи

1. Розрахувати коефіцієнт фільтрації ґрунту, якщо дослід із фільтрації проводять на ґрунтовому моноліті висотою 1,2 м, площею перетину поверхні 50 дм², кількість води, яка витекла із нижньої межі складає 3,5 л/доб., а шар на поверхні підтримується у межах 4 см водн. шару.

2. Розрахувати кількість води, яка витекла за добу із нижньої межі вертикального ґрунтового моноліта, якщо він має висоту 1 м, площа перетину 400 см², коефіцієнт фільтрації 20 см/доб., а на поверхні моноліту підтримується шар води у 2 см.

3. Дві точки на схилі розташовані на відстані 120 м одна від одної на абсолютних висотах 125,55 та 124,85 м над рівнем моря. Розрахувати кількість води, яка перетікла між ними за 2 доби, якщо коефіцієнт фільтрації ґрунтів складає 0,4 мм/хв..

4. Розрахувати кількість води, яка перетікла за добу між двома точками, які знаходяться на глибині 500 см та відстані 15 см, якщо тензіометри із

U-подібними манометрами показують у них 150 та 290 мм рт. ст. (середня лінія тензіометрів знаходиться на висоті 30 см). Ненасичена гідравлічна провідність при 280 мм рт. ст. складає 0,5 см/доб.

5. Два тензіометра із ртутними манометрами, які встановлені на відстані 10 см і на глибині 50 см, показують 124 та 320 мм рт. ст.. Ненасичена гідравлічна провідність ґрунту складає 320 мм рт. ст. у 8 мм/доб. Розрахувати потік вологи.

6. Два тензіометра зі стрілковими манометрами, установлені на глибині 20 і 50 см, показують -0,58 та -0,12 атм. Розрахувати потік вологи (у см/доб.), якщо ненасичена гідравлічна провідність більш сухого шару ґрунту складає $5,0 \cdot 10^{-10} \text{ см}^3 \cdot \text{с/г}$.

7. Два тензіометра із U-подібними манометрами, установлені на глибині 10 і 40 см. Їх показники складають 115 та 345 мм рт. ст.. Розрахувати кількість води, яка перетікла за добу із шару 0-20 см у шар 30-50 см, якщо щільність ґрунту у цих шарах складає 1,22 та 1,35 г/см³. Ненасичену гідравлічну провідність визначити із рис. 7,а.

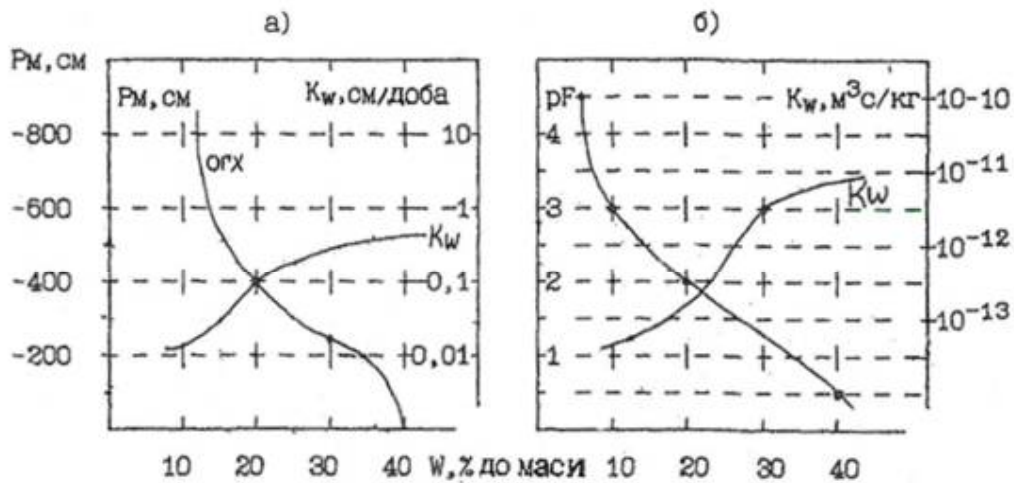


Рис. 7. - Основні гідрофізичні функції, необхідні для розв'язку задач 7-11.

8. Початковий розподіл масової вологості у шарах 0-20, 20-40, та 40-60 см складає 16,0, 25,5 та 36% при щільності 1,2 г/см³. Ґрунт гомогенний,

основні гідрофізичні функції взяти із рис. 7,а. Розрахувати розподіл вологості через 1 добу.

9. Розрахувати розподіл вологості ґрунту через добу, якщо тензіометри у середині шарів 0-10, 10-20 та 20-30 см показують 480, 260 та 150 мм рт. ст., а щільність ґрунту складає $1,50 \text{ г/см}^3$. Основні гідрофізичні функції взяти із рис. 7,б.

10. Полив у нормі $100 \text{ м}^3/\text{га}$ провели при передполивній масовій вологості 10,0, 12,5 та 16,0% у шарах 0-15, 15-30 та 30-45 см. Розрахувати вологість ґрунту через одну добу після поливу, якщо щільність ґрунту у шарі 0-45 см складає $1,2 \text{ г/см}^3$. Основні гідрофізичні функції взяти із рис. 7,б.

11. Початковий розподіл вологості за шарами 0-10, 10-20 та 20-30 см складає 8, 10 та 18% при щільності $1,25 \text{ г/см}^3$. На поверхню ґрунту випали опади у кількості 20 мм. Розрахувати розподіл вологості ґрунту через добу за відсутності випаровування із поверхні ґрунту. Основні гідрофізичні функції взяти із рис. 7,б.

Запитання для самоперевірки

1. Які складові беруть до уваги для розрахунку водного балансу території?
2. Як розрахувати запаси загальної, продуктивної та непродуктивної вологи в шарі ґрунту в $\text{м}^3/\text{га}$ та мм?
3. Чим відрізняються класифікації форм води у ґрунті в Україні і США?
4. Що таке ДАВ? Які, на вашу думку, можуть існувати недоліки у цього показника?
5. Які основні типи водного режиму і де мають визначальне значення в Україні?
6. Визначіть «плюси та мінуси» чорного пару в регулюванні водного режиму ґрунту. Де б Ви рекомендували вдаватись до цього заходу?
7. Обґрунтуйте заходи регулювання водного режиму в зоні Полісся (Лісостепу, Степу) України.
8. Які деградації ґрунтів можуть розвиватися при зрошенні? Що треба враховувати для їх прогнозування? Які заходи застосувати для їх профілактики та меліорації ґрунтів?

9. Обґрунтуйте роль гідротехнічних споруд для заходів лісомеліорації для управління водним режимом ґрунтів.
10. Що таке двобічне регулювання водного режиму і де його застосовують?

РОЗДІЛ 6. ТЕПЛОФІЗИКА ҐРУНТІВ

Переміщення ґрунтової вологи, життєдіяльність мікроорганізмів, хімічні процеси, газообмін у ґрунті, а також час появи сходів, розвиток кореневої системи, швидкість вегетації рослин та ін.. значно залежать від кількості тепла, яка надійшла у ґрунт.

6.1. Радіаційний баланс

Основним джерелом тепла у ґрунті є сонячне випромінювання або сонячна радіація, яка надходить на його діяльну поверхню. Під діяльною поверхнею, зазвичай, умовно розуміють певний шар ґрунту, води, рослинного чи снігового вкриття, у якому відбувається поглинання сонячної радіації, яка надходить на поверхню ґрунту, перетворення її у тепло і формування власного випромінювання.

Діяльній поверхні досягають три види сонячної радіації:

1. Прямий потік паралельних променів, які випромінює Сонце – пряма сонячна радіація (S);

2. Ослаблений внаслідок розсіювання потік радіації, який надходить на поверхню землі під різноманітними кутами – розсіяна сонячна радіація (D);

3. Ослаблений внаслідок процесу поглинання потік радіації, який також надходить на поверхню землі із різних сторін – противипромінювання атмосфери (I_a).

Потік прямої сонячної радіації на горизонтальну поверхню називають *інсоляцією* (S^l), який розраховується за формулою 6.1.:

$$S^l = S \cdot \sin h, \quad (6.1)$$

де h – висота сонця над горизонтом.

Сумарна радіація (Q – це сума розсіяної D і прямої радіації S^l , який потрапляє на горизонтальну поверхню (формула 6.2, 6.3):

$$Q = S^l + D \quad (6.2)$$

$$\text{або } Q = S \cdot \sin h + D \quad (6.3)$$

Оскільки температура поверхні Сонця, як джерела глобальної радіації, достатньо висока (біля 6000 C°), випромінювана ним радіація згідно із законом Віна складає ($\lambda_m = \frac{2900}{T}$, де λ_m - довжина хвиль максимальної інтенсивності випромінювання, T - абсолютна температура) має довжину хвиль меншу за $0,4 \text{ мкм}$, тобто є короткохвильовою радіацією.

Противипромінювання атмосфери – це довгохвильова радіація ($\lambda > 0,4 \text{ мкм}$), оскільки її випромінюють більш холодні тіла, такі як небо, хмари і т.д.

Уся радіація, яка надійшла на діяльну поверхню, частково відбивається від неї, причому відбивання довгохвильової радіації досить мале, і частково зазнає випромінювання. Відбивається переважно короткохвильова сумарна радіація R_k . Частина відбитої короткохвильової радіації, поділена на величину сумарної радіації, яка надійшла на поверхню, називають коефіцієнтом відбиття або альбедо (формула 6.4):

$$A_k = \frac{R_k}{Q} \cdot 100\% \quad (6.4)$$

Альбедо – важлива характеристика поверхні ґрунту і може змінюватись у широких межах залежно від кольору ґрунту, шорсткості та нахилу поверхні, вологості ґрунту. Для більшості природних діяльних поверхонь значення альбедо коливаються у межах від 10 до 30% , в середньому біля 20% .

Оскільки температура поверхні ґрунту зазвичай складає біля 27°C , то випущене ним випромінювання (I_n) є довгохвильовим.

Алгебраїчна сума радіаційних потоків на діяльній поверхні називається радіаційним балансом R (формула 6.5):

$$R = S^l + D + I_{ef} - R_k \quad (6.5),$$

де I_{ef} – ефективне випромінювання, під яким розуміють різницю між власним випромінюванням діяльної поверхні (I_n) і зустрічним випромінюванням атмосфери (I_a).

Оскільки $S^l + D = Q$, а $R_k = Q \cdot A_k$, рівняння 6.5. можна записати у вигляді формули 6.6.:

$$R = Q - Q \cdot A_k + I_{ef} = Q \cdot (1 - A_k) + I_{ef} \quad (6.6)$$

У нічні години S^l та D дорівнюють нулю, а отже, $R = I_{ef}$.

6.2. Тепловий баланс

Величина радіаційного балансу R , що залишилась після усіх втрат за рахунок відбиття та випромінювання, трансформується у тепло, яке витрачається на:

- випаровування у кількості $L \cdot E_t$ (добуток прихованої теплоти пароутворення L , яка у середньому дорівнює 585 кал/г на інтенсивність випаровування E_t);

- процеси турбулентного обміну із приземним шаром повітря H ;

- нагрівання ґрунту G .

Отже, повний тепловий баланс на діяльній поверхні, який буде виразом закону збереження енергії, можна навести у вигляді (формула 6.7):

$$R = L \cdot E_t + H + G \quad (6.7),$$

де E_t – кількість води, яка випаровувалась із ґрунту і витрачена на транспірацію.

Повний енергетичний баланс діяльної поверхні можна навести у вигляді рівняння 6.8:

$$Q \cdot (1 - A_k) + I_{ef} - L \cdot E_t - H - G = 0 \quad (6.8)$$

Рівняння енергетичного балансу може дещо видозмінюватись залежно від того, яке правило знаків буде у ньому використовуватись.

Прийнято усі елементи енергетичного балансу вважати позитивними, якщо вони спрямовані до поверхні, і від'ємними у протилежному випадку.

Потужність потоку сонячної радіації у системі СІ виражається у $\text{Вт}/\text{м}^2$, а для суми радіації використовують $\text{Дж}/\text{м}^2\cdot\text{год}$, $\text{Дж}/\text{м}^2\cdot\text{доб.}$) і т.д.

Нерідко потужність потоку сонячної радіації виражають у $\text{кал}/\text{см}^2\cdot\text{хв}$.

Прихід радіації, який складає $1 \text{ кал}/\text{см}^2\cdot\text{хв}$, дорівнює $698 \text{ Вт}/\text{м}^2$.

Співвідношення між одиницями:

$$1 \text{ кал}/\text{см}^2\cdot\text{хв} = 698 \text{ Дж}/\text{м}^2\cdot\text{с} = 698 \text{ Вт}/\text{м}^2$$

$$1 \text{ кал}/\text{см}^2 = 4,19 \cdot 10^2 \text{ Дж}/\text{м}^2$$

6.3. Теплообмін у ґрунті

Процес обміну теплом між поверхнею ґрунту та шарами, що залягають нижче, називають теплообміном у ґрунті. Із кількісної сторони цей процес характеризується величинами теплового потоку у ґрунт та теплоаккумуляцією у ґрунті. Оскільки величина теплоаккумуляції за певний період (рік, доба, сезон, місяць) є сумою (інтегралом) миттєвих значень теплового потоку у ґрунт за цей період, то найбільш повною, і, напевно, єдиною величиною, яка може слугувати для опису процесу теплообміну у ґрунті буде величина теплового потоку у ґрунт.

Тепловий потік у ґрунт багато у чому визначається його теплофізичними характеристиками, до яких відносяться:

- коефіцієнт теплопровідності (λ);
- коефіцієнт температуропровідності (α);
- питома (C_m) та об'ємна (C_v) теплоємність ґрунту;
- коефіцієнт теплосвоюваності (b).

Коефіцієнт теплопровідності – величина, яка чисельно дорівнює кількості тепла, яка переноситься через одиницю відстані за одиницю часу при градієнті температур, що дорівнює одиниці. Має розмірність $\text{Дж}/\text{м}\cdot\text{с}\cdot\text{К}$.

Питома теплоємність – це величина, яка чисельно дорівнює кількості тепла, необхідного для нагрівання одиниці маси ґрунту на один градус. У системі СІ (C_m) має розмірність Дж/кг·град.

Об'ємна теплоємність є добутком питомою теплоємності на щільність ґрунту, тобто $C_v = C_m \cdot d$ та має розмірність Дж/м³·град.

Між чотирма теплофізичними величинами існують наступні зв'язки (формула 6.9):

$$\alpha = \frac{\lambda}{C_v}; b = \lambda \cdot C_v = C_v \cdot \alpha = \frac{\lambda}{\alpha} \quad (6.9)$$

Величину об'ємної теплоємності можна розрахувати шляхом додавання теплоємностей різних складових ґрунту, зважених у відповідності їх об'ємними долями (формула 6.10):

$$C_v = \sum f_{si} \cdot C_{si} + f_w \cdot C_w + f_a \cdot C_a \quad (6.10),$$

де f – об'ємна доля кожної фази, які позначені як: s – тверда, w – рідка, a – повітря.

Тверда фаза у свою чергу складається із ряду компонентів, позначених як i . Це різні мінеральні та органічні компоненти. Теплоємність твердої фази знаходять у результаті додавання теплоємностей цих компонентів та їх об'ємних долей, тому перед нею і стоїть символ Σ .

Оскільки об'ємна теплоємність повітря досить мала порівняно із іншими складовими ґрунту, у практичних розрахунках нею зазвичай нехтують. Тоді у інтегральному виді рівняння для розрахунку об'ємної теплоємності можна записати як (формула 6.11):

$$C_v = C_m \cdot d + C_w \cdot \theta \cdot d_v \quad (6.11),$$

де C_w – об'ємна теплоємність води, θ – об'ємна вологість у долях одиниці, d_v – щільність води.

Відомо, що середня за всіма компонентами ґрунту питома теплоємність більшості мінеральних ґрунтів (C_m) складає біля 0,2 кал/г·°С. Тоді, приймаючи питому теплоємність води (C_w) рівною за 1 кал/г ·°С, можна

записати практичне рівняння для розрахунку об'ємної теплоємності вологого ґрунту (формула 6.12):

$$C_v = 0,2 \cdot d + \theta \quad (6.12)$$

Тепловий потік у ґрунт нерідко оцінюють, визначивши кількість теплоти Qg через зміну ентальпії. Кількість теплоти Qg , необхідна для зміни температури даного об'єму ґрунту V від початкового стану T_1 , розраховують за формулою 6.13:

$$Qg = C_v \cdot V \cdot (T_2 - T_1) = C_v \cdot V \cdot \Delta T \quad (6.13)$$

Інший спосіб визначення теплового потоку для стаціонарного стану, при якому температура у кожній точці провідного середовища і потік залишаються постійними у часі, полягає у використанні рівняння Фур'є (формула 6.14):

$$q_n = -\lambda \cdot \frac{dT}{dz} \quad (6.14),$$

де q_n – щільність потоку тепла, який визначається як швидкість переносу тепла через одиницю площі у Дж/м²·с (кал/см²·с); λ – теплопровідність ґрунту у Дж/м·с·°К або Вт/м·К (кал/см·с·°С); dT/dz – градієнт у К/м (°С/см); z – поверхня ґрунту. Від'ємний знак у рівнянні 6.14 необхідний тому, що переміщення тепла відбувається від більш високої температури до більш низької, тобто напрям потоку протилежний напрямку градієнта температури.

Оскільки λ завжди має позитивний знак, то знак q_n визначається знаком dT/dz . Щоб уникнути складнощів при визначенні знаку dT/dz рекомендується використовувати наступний метод. Позначимо одну точку провідного середовища як точку 1, а іншу – як точку 2, а потім позначимо висоту і температуру відповідним індексом (наприклад, T_1 та z_1 – температура і висота точки 1). При визначенні dT/dz завжди необхідно вибирати значення T та z у одній і тій же послідовності (наприклад, вибравши dT , як різницю $T_2 - T_1$, необхідно вибрати також $z_2 - z_1$; якщо ж

dT визначається як $T_1 - T_2$, тоді так само і dz повинно визначатись, як $z_1 - z_2$.

У реальних умовах завжди спостерігаються зміни температури ґрунту у будь який час і на будь якій глибині, що пов'язано із добовими коливаннями радіаційного балансу R , які викликають добові коливання температури верхнього шару ґрунту. Крім добових коливань, спостерігаються також річні коливання R та q_n , це призводить до того, що у ґрунті зазвичай складається незначний загальноустановлений потік тепла, для опису якого використовують рівняння Хенкса і Расмуссена (формула 6.15):

$$\frac{T_i^{j+1} - T_i^j}{\Delta t} = \frac{T_{i-1}^j - 2T_i^j + T_{i+1}^j}{\Delta z^2} \quad (6.15),$$

де i – індекси, які позначають шар ґрунту; Δz – відстань між шарами ґрунту; j – індекси, які позначають час; Δt – проміжок часу.

Визначивши за формулою 6.16, що:

$$\alpha = \frac{\Delta t}{(\Delta z)^2} = 0,5 \quad (6.16)$$

рівняння 6.15 можна переписати у наступному вигляді (формула 6.17):

$$T_i^{j+1} = \frac{T_{i-1}^j + T_{i+1}^j}{2} \quad (6.17)$$

Це рівняння представляє собою спрощену схему розрахунку, яку можна використовувати для розрахунку температури ґрунту на будь якій глибині і у будь який час в умовах несталого теплового потоку. Проте для його розв'язку необхідно знати залежність температури від глибини на початку розрахункового періоду часу (повинні бути відомі початкові умови), залежність температури верхнього шару ґрунту від часу (повинні бути відомі верхні граничні умови) і залежність температури ґрунту на деякій глибині від часу (повинні бути відомі нижні граничні умови). Зазвичай початкові і граничні умови вимірюються безпосередньо у ґрунті.

На завершення відзначимо, допустима деяка вільність у виборі розмірів Δt та Δz , але вони повинні відповідати:

$$\alpha \cdot [\Delta t / (\Delta z)^2] = 0,5$$

Отже, можна вибрати значення (у певних межах) для Δt та Δz , але коли такий вибір вже зроблений, значення буде визначати розмір інших параметрів. Крім цього, при використанні рівняння 6.17 робиться допущення, що теплопровідність α однакова у всьому ґрунті. І хоча в реальних умовах це не зовсім так, проте рівняння 6.17 дозволяє добре апроксимувати температури навіть для багатьох неоднорідних ґрунтів, допускаючи рівномірність теплопровідності.

6.4. Завдання і вправи

1. Визначити інсоляцію ополудні, якщо за даними актинометричних приладів сумарна радіація складає $0,68 \text{ кВт/м}^2$, розсіяна - $0,25 \text{ кВт/м}^2$.

2. Сонце над горизонтом знаходиться під кутом 90° . Розрахувати інсоляцію на поверхню схилу крутизною 25° , якщо у цей момент пряма радіація $S = 0,72 \text{ кВт/м}^2$.

3. Розрахувати сумарну сонячну радіацію за наступними даними: висота Сонця 80° , пряма сонячна радіація $S = 0,70 \text{ кВт/м}^2$, розсіяна $D = 0,25 \text{ кВт/м}^2$.

4. Розрахувати кількість сонячної енергії, яку отримає пшениця у початковій фазі розвитку ($A_k = 23\%$) при інтенсивності сумарної радіації 610 Вт/м^2 (сонце знаходиться в зеніті).

5. Визначити, яку кількість тепла поглинає поверхня сухої трави ($A_k = 23\%$) при висоті сонця 30° , потоці прямої сонячної радіації $0,85 \text{ кВт/м}^2$, а розсіяної - $0,13 \text{ кВт/м}^2$.

6. Яку кількість тепла отримає від Сонця 1 га вологого чорнозему ($A_k = 9\%$) за 1 годину, якщо пряма сонячна радіація складає в середньому $0,80 \text{ кВт/м}^2$, а розсіяна радіація – 20% від прямої і середня за годину висота сонця дорівнює 30° ?

7. Розрахувати теплопровідність ґрунту (α), якщо відомі його теплопровідність $\lambda = 19 \text{ кал/см}\cdot\text{год}\cdot^\circ\text{C}$, загальна пористість – 56% , об'ємна

вологість – 34%, об'ємна теплоємність води – 1 кал/ см³·°С. Об'ємна теплоємність твердої частини ґрунту, усереднена по всім його компонентам, дорівнює 0,46 кал/ см³·°С.

8. Розрахувати температуру ґрунту на глибині 10 см, якщо на його поверхні температура дорівнює 22 °С. Тепловий потік у ґрунту складає 50 кал/ см²·доб. , температуропровідність ґрунту дорівнює 39 см²/год., питома теплоємність - 0,30 кал/ г·°С, щільність ґрунту – 1,3 г/см³.

9. У ґрунті спостерігається сталий тепловий потік у одному вимірі. Розрахувати, який температурний градієнт необхідний для того, щоб щільність теплового потоку склала 45 кал/см²·доб.? Відомі: температуропровідність ґрунту – 580 см²·доб., об'ємна вологість – 28%, щільність ґрунту – 1,29 г/см³ , питома теплоємність - 0,18 кал/ г·°С.

10. Знайти, яка частина радіаційного балансу витрачається на нагрівання ґрунту, який має наступні властивості: вологість – 21%, щільність – 1,26 г/см³ , питома теплоємність - 0,20 кал/ г·°С. Радіаційний баланс у середньому дорівнює 350 кал/см²·доб., а приріст середньої температури ґрунту (до глибини 50 см) за 1 місяць складає °С.

11. Щільність теплового потоку у зволожений ґрунт через його поверхню складає 60 кал/см²·доб.. Об'ємна вологість ґрунту дорівнює 25%, питома теплоємність - 0,22 кал/ г·°С. Знайти середній приріст температури за добу верхнього 50-сантиметрового шару ґрунту, допустивши, що тепло розподіляється у ньому рівномірно.

12. Розрахувати температуропровідність ґрунту, який має щільність 1,35 г/см³ , вологість – 19%, теплопровідність - 19 кал/см·год.·°С і питому теплоємність - 0,21 кал/ г·°С.

13. Знайти кількість теплоти у калоріях, необхідну для підвищення температури одиничної площі ґрунту до 25 °С на глибину 100 см. При температурі 20 °С ґрунт має вологість – 18% і щільність 1,19 г/см³. Питома теплоємність ґрунту дорівнює 0,20 кал/ г·°С.

14. Знайти зміну температури у часі у 5-ти сантиметровому шарі ґрунту, у якому протягом деякого часу спостерігається тепловий потік. Щільність потоку на вході дорівнює $30 \text{ кал/см}^2\cdot\text{год.}$, а на виході - $15 \text{ кал/см}^2\cdot\text{год.}$ Питома теплоємність ґрунту дорівнює $0,23 \text{ кал/ г}\cdot\text{°C}$, щільність - $1,40 \text{ г/см}^3$, вологість – 15%.

Завдання до самостійної роботи

1. Розрахувати ефективне випромінювання поверхні поля ($A_k = 17\%$), якщо радіаційний баланс складає 430 Вт/м^2 і сумарна радіація дорівнює 850 Вт/м^2 .

2. Розрахувати відбиту радіацію за наступними даними: сумарна радіація 815 Вт/м^2 , ефективне випромінювання 75 Вт/м^2 , альbedo поверхні 15%.

3. Розрахувати радіаційний баланс діяльного шару, якщо поглинута частина короткохвильової радіації дорівнює $0,5 \text{ кВт/м}^2$, а ефективне випромінювання складає $0,1 \text{ кВт/м}^2$. Який сенс знань відповіді? До якого часу доби (чи року) відносяться вихідні дані, якщо вони отримані у помірних широтах при безхмарному небі?

4. Висота Сонця 45°C , інтенсивність прямої сонячної радіації – 1400 Вт/м^2 , розсіяна радіація складає 25% від інсоляції, ефективне випромінювання – 50 Вт/м^2 . Визначити радіаційний баланс картопляного поля ($A_m = 19\%$).

5. Розрахувати ефективність евапотранспірації, якщо енергія, витрачена на цей процес, складає $235 \text{ кал/см}^2\cdot\text{доб.}$

6. Яка частина радіаційного балансу витрачається на евапотранспірацію, якщо енергія витрачена на нагрівання повітря складає $150 \text{ кал/см}^2\cdot\text{доб.}$, а на нагрівання ґрунту – $25 \text{ кал/см}^2\cdot\text{доб.}$, радіаційний баланс дорівнює $400 \text{ кал/см}^2\cdot\text{доб.}$?

7. Визначити, як розподіляється енергія радіаційного балансу, якщо протягом заданого періоду вимірювань складові енергетичного балансу мали наступні середні значення: $R = 360 \text{ кал/см}^2 \cdot \text{доб.}$, $H = 50 \text{ кал/см}^2 \cdot \text{доб.}$, $G = -25 \text{ кал/см}^2 \cdot \text{доб.}$

8. Розрахувати кількість енергії, витраченої на евапотранспірацію, якщо інші складові енергетичного балансу мали наступні значення: $R = 340 \text{ кал/см}^2 \cdot \text{доб.}$, $H = -160 \text{ кал/см}^2 \cdot \text{доб.}$, $G = 25 \text{ кал/см}^2 \cdot \text{доб.}$

9. Евапотранспірація E_t складає $0,5 \text{ см/доб.}$. Розрахувати кількість енергії, витраченої на евапотранспірацію.

10. Для даного ґрунту виміряне значення теплового потоку склало $52 \text{ кал/см}^2 \cdot \text{доб.}$. Теплопровідність ґрунту дорівнює $4,5 \cdot 10^{-3} \text{ кал/см} \cdot \text{с} \cdot \text{°C}$. Знайти середній градієнт температури, який викликає даний потік.

11. У деякий час (позначмо його $t=0$) поверхня однорідного ґрунту із рівномірною за глибиною температурою 25 °C накривають шаром мульчі. Внаслідок цього температура верхнього шару ґрунту стає і надалі залишається постійною у межах 10 °C . Визначити час, за який температура ґрунту на глибині 25 см знизиться до 15 °C і нижче.

12. Температура на поверхні ґрунту 20 °C , а на глибині 10 см складає 15 °C . Теплопровідність дорівнює $3,5 \cdot 10^{-3} \text{ кал/см} \cdot \text{с} \cdot \text{°C}$. Розрахувати кількість тепла на одиницю площі, яке перетече між двома глибинами за 1 добу за умови, що протягом доби температури підтримуються постійними.

13. Розрахувати кількість тепла, яку нагромадив ґрунт на одиницю площі поверхні за період із 6 до 13 години, якщо відомі наступні властивості ґрунту:

| Глибина, см | Температура, °C | | Щільність ґрунту, г/см ³ | W, % |
|-------------|-----------------|-----------|-------------------------------------|------|
| | 6 година | 13 година | | |
| 0 – 5 | 10 | 29 | 1,15 | 5,0 |
| 5 – 10 | 14 | 24 | 1,23 | 11,0 |
| 10 – 20 | 17 | 22 | 1,27 | 12,0 |
| 20 – 50 | 15 | 20 | 1,40 | 12,5 |
| 50 – 100 | 12 | 14 | 1,50 | 13,0 |

Питому теплосмність St прийняти за $0,25 \text{ кал/г} \cdot \text{°C}$

Запитання для самоперевірки

1. Яке визначення теплового режиму ґрунту?
2. Чому в агроґрунтознавстві терміни тепловий і температурний режим є синонімами?
3. Які є теплові властивості ґрунту та від яких факторів вони залежать і як?
4. Визначення коефіцієнта температуропровідності ґрунту. Чому його агрономічне значення більше, ніж теплопровідності ґрунту?
5. За яких умов вологості ґрунту його коефіцієнт температуропровідності має найбільше значення та як це слід враховувати у практиці зрошувального землеробства?
6. Що таке ефективна теплоємність ґрунту та як її можна розрахувати?
7. Поясніть добовий та річний цикли зміни температури ґрунту. Як вони впливають на характер та ефективність землеробства?
8. Які з українських ґрунтів потребують найбільшої уваги до регулювання їх теплового режиму і як це регулювання забезпечують?
9. Охарактеризуйте відомі вам агротехнічні заходи регулювання теплового режиму ґрунту.
10. Яким сучасним показником найчастіше оцінюють температурний режим ґрунту? Як його можна оцінити в різних ґрунтово-кліматичних зонах України?
11. Перелічіть відомі Вам метеорологічні заходи регулювання температурного режиму ґрунту.

ДОДАТКИ

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

| Група ґрунту загранулометричним складом | Вміст фізичної глини (частки <0,01 мм), % | | |
|---|---|-----------------------------------|--------------------------------|
| | Ґрунти | | |
| | підзолистого типу ґрунтоутворення | степового типу ґрунтоутворення | солонці та дуже солонцюваті |
| Пісок пухкий | 0-5 | 0-5 | 0-5 |
| глинистий | 5-10 | 5-10 | 5-10 |
| Супісок | 10-20 | 10-20 | 10-15 |
| Суглинок легкий | 20-30 | 20-30 | 15-20 |
| середній | 30-40 | 30-45 | 20-30 |
| важкий | 40-50 | 45-60 | 30-40 |
| Глина легка | 50-65 | 60-75 | 40-50 |
| середня | 65-80 | 75-85 | 50-65 |
| важка | >80 | >85 | >65 |

Примітка.

Додатково поділ ґрунтів на підгрупи проводиться за співвідношенням фракцій: гравію (3-1 мм), піску (1-0,05 мм), грубого пилу (0,05-0,01 мм), пилу (0,01-0,001 мм) і мулу (<0,001 мм).

У назві ґрунту за гранулометричним складом підкреслюється його основна група (пісок, супісок, суглинок і т.д.) і підгрупа за вмістом двох фракцій, при цьому на останнє місце становиться назва переважаючої фракції.

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

| Рід окремостей | Вид окремостей | Розмір (діаметр), мм |
|--|-----------------------------|----------------------|
| Бриласта частина ґрунту (окремості понад 10 мм у діаметрі) | Брили: | |
| | грубі | >100 |
| | середні | 100-30 |
| Грудочкувата частина ґрунту (окремості 10-25 мм у діаметрі) | дрібні | 30-10 |
| | Грудочки: | |
| | грубі | 10-3,0 |
| | середні | 3,0-1,0 |
| Пилувата частина ґрунту (окремості менше 0,25 мм у діаметрі) | дрібні | 1,0-0,5 |
| | зернисті елементи | 0,5-0,25 |
| | Мікроструктурні елементи | 0,25-0,01 |
| | Пилувато-глинисті частки | <0,01 |

3. Оцінка структурного стану ґрунту

| Вміст агрегатів 0,25 – 10 мм, % від маси повітряно-сухого ґрунту | Структурний стан |
|---|-------------------------|
| >80 | Відмінний |
| 80-60 | Добрий |
| 60-40 | Задовільний |
| 40-20 | Незадовільний |
| <20 | Поганий |

4. Оцінка структурного стану ґрунтів за вмістом водотривких агрегатів

| Сума водотривких агрегатів розміром >0,25 мм, % від маси повітряно-сухого ґрунту | Водотривкість агрегатів |
|--|--------------------------------|
| <10 | Відсутня |
| 10-20 | Незадовільна |
| 20-30 | Недостатньо незадовільна |
| 30-40 | Задовільна |
| 40-60 | Добра |
| 60-75 | Відмінна |
| >75 | Надмірно висока |

**5. Значення рівноважної щільності ґрунтів України
в шарі 0–20 см (узагальнені дані)**

| Гранулометричний склад | ЩГ, г/см³ | Гранулометричний склад | ЩГ, г/см³ |
|--------------------------------|-----------------------------|-------------------------------|-----------------------------|
| Дерново-підзолистий | | Сірий лісовий | |
| Піщаний | 1,50-1,65 | Середньосуглинковий | 1,25-1,35 |
| Глинисто-піщаний | 1,35-1,45 | Темно-сірий опідзолений | |
| Супіщаний | 1,45-1,60 | Середньосуглинковий | 1,20-1,30 |
| Дерново-карбонатний | | Чорнозем опідзолений | |
| Супіщаний | 1,20-1,40 | Середньосуглинковий | 1,20-1,35 |
| Легкосуглинковий | 1,15-1,35 | Чорнозем типовий | |
| Дерново-глейовий | | Середньосуглинковий | 1,10-1,30 |
| Важкосуглинковий | 1,40-1,55 | Чорнозем звичайний | |
| Лучний | | Важкосуглинковий | 1,10-1,25 |
| Середньосуглинковий | 1,15-1,30 | Чорнозем південний | |
| Торфовище низинне | | Важкосуглинковий | 1,20-1,30 |
| Ступінь розкладу торфу 35-40 % | 0,12-0,18 | Легкоглинистий | 1,25-1,40 |
| Ясно-сірий лісовий | | Темно-каштановий | |
| | | Важкосуглинковий | 1,25-1,35 |
| Середньосуглинковий | 1,30-1,40 | Каштановий | |
| | | Легкоглинистий | 1,30-1,40 |

**6. Значення оптимальної щільності ґрунту для
сільськогосподарських культур
(за О.Г. Бондаревим, В.В. Медведєвим, 1980)**

| Культура | Інтервал щільності, г/см ³ |
|---|---------------------------------------|
| Полісся | |
| Дерново-підзолисті супіщані та легкосуглинкові | |
| Зернові колосові | 1,25-1,35 |
| Кукурудза | 1,10-1,30 |
| Картопля | 1,15-1,25 |
| Дерново-підзолисті середньо– і важкосуглинкові | |
| Зернові колосові | 1,10-1,40 |
| Кукурудза | 1,10-1,20 |
| Картопля | 1,10-1,20 |
| Кормові боби | 1,10-1,30 |
| Лісостеп | |
| Сірі лісові легкосуглинкові | |
| Зернові колосові | 1,10-1,40 |
| Сірі лісові середньо– і важкосуглинкові | |
| Зернові колосові | 1,05-1,30 |
| Кукурудза | 1,00-1,25 |
| Чорноземи типові та опідзолені легкосуглинкові | |
| Зернові колосові | 1,10-1,40 |
| Чорноземи типові та опідзолені середньо– і важкосуглинкові | |
| Зернові колосові | 1,10-1,30 |
| Кукурудза | 1,00-1,25 |
| Гречка | 1,20-1,30 |
| Просо | 1,20-1,40 |
| Горох | 1,10-1,35 |
| Цукровий буряк | 1,00-1,25 |
| Степ | |
| Чорноземи звичайні та південні, каштанові середньо– і важкосуглинкові | |
| Зернові колосові | 1,05-1,30 |
| Кукурудза | 1,05-1,30 |

7. Оцінка ущільненості ґрунту, г/см³

| Глибина шару, см | Ступінь ущільнення | | | | | ЩТФГ, г/см ³ |
|--|--------------------|-----------|-----------------|-----------|--------------|-------------------------|
| | дуже пухкий | пухкий | середньо-пухкий | щільний | дуже щільний | |
| Для ґрунтів з вмістом гумусу до 4 % | | | | | | |
| 02-20 | <1,00 | 1,00-1,20 | 1,20-1,40 | 1,40-1,50 | >1,50 | 2,60 |
| 20-50 | <1,20 | 1,20-1,35 | 1,35-1,48 | 1,48-1,60 | >1,60 | 2,65 |
| 50-100 | <1,35 | 1,35-1,50 | 1,50-1,60 | 1,60-1,67 | >1,67 | 2,70 |
| Для ґрунтів з вмістом гумусу понад 4 % | | | | | | |
| 0-20 | <0,95 | 0,95-1,10 | 1,10-1,20 | 1,20-1,30 | >1,30 | 2,50 |
| 20-50 | <1,10 | 1,10-1,20 | 1,20-1,30 | 1,30-1,40 | >1,40 | 2,60 |
| 50-100 | <1,25 | 1,25-1,32 | 1,32-1,40 | 1,40-1,50 | >1,50 | 2,70 |

8. Нормальні та допустимі значення щільності для росту коренів плодових культур на легких ґрунтах(за І.М. Ващенко,1976)

| Генетичні горизонти | Щільність ґрунту, г/см ³ | | | |
|---------------------|-------------------------------------|-----------|-----------|-------------------|
| | оптимальна | допустима | критична | корені не ростуть |
| Н-НР | <1,40 | 1,40-1,60 | 1,60 | - |
| РН-Рк | <1,60 | 1,60-1,75 | 1,75-1,80 | >1,80 |
| Рк | <1,60 | 1,60-1,75 | 1,75-1,80 | >1,80 |

9. Реакція плодових культур на ступінь ущільнення суглинкових і глинистих ґрунтів (за В.Ф. Вальковим, С.Ф. Неговеловим, 1986)

| Стан плодових культур | Глибина шару, см | Черешня,абрикос | Яблуня, груша, айва, персик | Слива, вишня |
|---|------------------|-----------------|-----------------------------|--------------|
| Дерева довго-вічні, дають рясні плоди | 20-80 | 1,45 | 1,50 | 1,50 |
| | 80-150 | 1,45 | 1,50 | 1,55 |
| | 150-300 | 1,50 | 1,50 | 1,50 |
| Дерева ростуть і плодоносять задовільно | 20-80 | 1,45 | 1,50 | 1,55 |
| | 80-150 | 1,48 | 1,55 | 1,60-1,70 |
| | 150-300 | 1,50 | 1,55-1,75 | 1,65-1,75 |
| Дерева дуже пригнічені і не плодоносять | 20-80 | 1,50 | 1,60 | 1,70 |
| | 80-150 | 1,55 | 1,65 | 1,70 |
| | 150-300 | 1,60 | 1,70 | - |

10. Межі коливань різних видів пористості в ґрунтах і ґрунтотвірних породах (за В.А. Ковдою, 1973)

| Ґрунти, ґрунтотвірні породи | Вид пористості | | |
|-----------------------------------|----------------|-----------------|-------------|
| | 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 та лесовидні 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 |

11. Оцінка загальної пористості ґрунту (за Н.А. Качинським)

| Загальна пористість, % | Якісна оцінка |
|------------------------|--|
| >70 | Надмірно пухкий ґрунт |
| 65-55 | Відмінна для орного шару |
| 55-50 | Задовільна для орного шару |
| 50-40 | Незадовільна для орного шару |
| 40-25 | Надмірно низька, характерна для ілювіальних та оглеєних горизонтів |

**12. Ступінь ущільнення ґрунту залежно від загальної пористості,
% від об'єму**

| Глибина шару, см | Ступінь ущільнення | | | | | ЩТФГ, г/см |
|--|--------------------|--------|---------------------|---------|-----------------|------------|
| | дуже пухкий | пухкий | середньо- пухкий | щільний | дуже щільний | |
| Для ґрунтів з вмістом гумусу до 4 % | | | | | | |
| 0-20 | >60 | 60-53 | 53-47 | 47-42 | <42 | 2,60 |
| 20-50 | >55 | 55-50 | 50-45 | 45-40 | <40 | 2,65 |
| 50-100 | >50 | 50-45 | 45-41 | 41-38 | <38 | 2,70 |
| Для ґрунтів з вмістом гумусу понад 4 % | | | | | | |
| 0-20 | >62 | 62-56 | 56-52 | 52-48 | <48 | 2,50 |
| 20-50 | >58 | 58-54 | 54-50 | 50-46 | <46 | 2,60 |
| 50-100 | >54 | 54-51 | 51-48 | 48-44 | <44 | 2,70 |

13.Класифікація ґрунтів за пластичністю (за Аттенбергом, 1911)

| Число пластичності | Пластичність ґрунту | Гранулометричний склад ґрунту |
|--------------------|---------------------|-------------------------------|
| 0 | Непластичний | Піщаний |
| 0-7 | Слабопластичний | Супіщаний |
| 7-17 | Пластичний | Суглинковий |
| 17 | Дуже пластичний | Глинистий |

14. Класифікація ґрунтів за показником консистенції (за О.Ф. Вадюніною, З.О. Корчагіною, 1986)

| Ґрунт | Консистенція (К) |
|---------------------------|------------------|
| Супіщаний: | |
| твердий | 0 |
| пластичний | 0-1 |
| текучий | >1 |
| Суглинковий та глинистий: | |
| твердий | 0 |
| напівтвердий | 0-0,25 |
| тугопластичний | 0,25-0,5 |
| м'якопластичний | 0,5-0,75 |
| текучопластичний | 0,75-1,0 |
| текучий | >1 |

15.Класифікація ґрунтів за липкістю (за Н.А. Качинським, 1934)

| Липкість ґрунту | | Стан ґрунту |
|-------------------|----------|-----------------|
| г/см ² | кПа | |
| >15 | >1,5 | Гранично липкий |
| 15-5 | 1,5-0,5 | Дуже липкий |
| 5-2 | 0,5-0,2 | Середньолипкий |
| 2-0,5 | 0,2-0,05 | Слаболипкий |
| <0,5 | <0,05 | Розсипчастий |

16.Шкала твердості ґрунту за Н.А. Качинським

| Твердість ґрунту | | Стан ґрунту |
|--------------------|----------|-----------------------------|
| кг/см ² | кПа | |
| 10 | 1,0 | Пухкий |
| 10-20 | 1,0-2,0 | Середньопухкий (пухкуватий) |
| 20-30 | 2,0-3,0 | Ущільнений |
| 30-50 | 3,0-5,0 | Щільний |
| 50-100 | 5,0-10,0 | Дуже щільний |
| 100 | 10,0 | Злитий |

**17. Оптимальне зволоження ґрунту для різних рослин
(за В.Ф. Вальковим, 1986)**

| Вміст води в ґрунті, % від НВ | | | | |
|-------------------------------|--------------------------------|--|---|---------------------|
| 100 | 100-80 | 80-70 | 70-60 | <60 |
| Рис | М'ята перцева Огірки Чай | Картопля Гречка Горох Капуста Конюшина Овес Кукурудза Соя | Цукровий буряк Пшениця Жито Ячмінь Соняшник | Тамарикс Люцерна |

**18. Максимальна гігроскопічність у ґрунтах різного
гранулометричного складу і торфах
(за С.А. Веріго, Л.О. Разумовою, 1973)**

| Гранулометричний склад | МГ, % від маси ґрунту |
|----------------------------------|-------------------------|
| Пісок | 0,5-1,0 |
| Супісок | 1,0-3,0 |
| Суглинок: легкий середній важкий | 3,0-5,0 4,0-7,0 6,0-9,0 |
| Глина | 9,0-15,0 |
| Торф низинний | 30,0-40,0 |

**19. Вологість в'янення в ґрунтах різного гранулометричного
складу і торфах (за С.А. Веріго, Л.О. Разумовою, 1973)**

| Гранулометричний склад | ВВ, % від маси ґрунту |
|------------------------|-----------------------|
| Пісок | 0,5-1,5 |
| Супісок | 1,5-4,0 |
| Суглинок: легкий | 3,5-7,0 |
| середній | 5,0-9,0 |
| важкий | 8,0-12,0 |
| Глина | 12,0-20,0 |
| Торф низинний | 40,0-50,0 |

**20. Найменша вологоємність верхнього метрового шару ґрунтів
різного гранулометричного складу (за Л.П. Розовим, 1956)**

| Гранулометричний склад | Найменша вологоємність, % від пористості | | Пористість, % від об'єму ґрунту |
|------------------------|--|--------------------|---------------------------------|
| | несолонцюваті ґрунти | солонцюваті ґрунти | |
| Пісок | 25-30 | - | 30-35 |
| Пісок глинистий | 30-40 | 50-60 | 35-40 |
| Супісок | 40-50 | 60-65 | 40-45 |
| Суглинок: | | | |
| легкий | 50-60 | 65-75 | 40-45 |
| середній | 60-70 | 75-85 | 45-50 |
| важкий | 70-80 | 85-90 | 45-50 |
| Глина | 80-90 | 90-95 | 50-60 |

21. Оцінка найменшої вологоємності (за Н.А. Качинським)

| Важкі за гранулометричним складом ґрунти | | Легкі за гранулометричним складом ґрунти |
|--|--------------|--|
| НВ, % від маси сухого ґрунту | Оцінка | |
| 40-50 | Найкраща | Культурний піщаний ґрунт в орному шарі має вологоємність 20-25 % |
| 30-40 | Добра | Для польових культур придатні піски з вологоємністю не менше 10% |
| 25-30 | Задовільна | |
| <25 | Незадовільна | Для лісових культур придатні піски з вологоємністю не менше 3-5% |

22.3 датність вбирання води сухим ґрунтом з поверхні залежно від гранулометричного складу (за В.А. Ковдою, 1973)

| Гранулометричний склад ґрунту | Коефіцієнт вбирання | |
|-------------------------------|---------------------|------------------------|
| | см/год | м ³ /га/рік |
| Глина важка | 0,1-0,5 | 10-50 |
| Глина середня | 1-5 | 100-500 |
| Суглинковий | 5-10 | 500-1000 |
| Супіщаний | 10-15 | 1000-1500 |
| Піщаний | 20 | 2000 |

**23. Меліоративна оцінка водопроникності ґрунтів
(за В.А. Ковдою, 1973)**

| Водопроникність | | Примітка |
|------------------------|-------------|---------------------------------------|
| м ³ /га/год | оцінка | |
| 100-200 | Низька | Велика небезпека ерозії |
| 300-500 | Задовільна | Мала небезпека ерозії |
| 500-1000 | Добра | – |
| 1000-1500 | Оптимальна | – |
| 2000-3000 | Висока | Небезпека підтоплення і заболочування |
| 5000 | Дуже висока | Теж саме |

24. Оцінка водопроникності ґрунтів важкого гранулометричного складу при натиску води h=5 см і температурі 10°C (за Н.А. Качинським)

| Водопроникність за першу годину, мм | Оцінка |
|-------------------------------------|-----------------|
| >1000 | Провальна |
| 1000-500 | Надмірно висока |
| 500-100 | Найкраща |
| 100-70 | Добра |
| 70-30 | Задовільна |
| <30 | Незадовільна |

**25. Шкала оцінки дощів і водопроникності ґрунтів
(за Л.М. Бурлаковою, 1984)**

| Інтенсивність дощу або коефіцієнт вбирання води ґрунтом, мм/хв | Оцінка дощу | Оцінка водопроникності ґрунту |
|--|--------------|-------------------------------|
| >2,0 | Сильна злива | Деже висока |
| 2,0-0,5 | Злива | Висока |
| 0,5-0,1 | Сильний дощ | Підвищена |
| 0,1-0,02 | Помірний дощ | Середня |
| 0,02-0,005 | Легкий дощ | Знижена |
| 0,005-0,001 | Мряка | Низька |
| <0,001 | Мряка | Дуже низька |

26. Шкала оцінки запасів продуктивної вологи в ґрунті

| Вміст води, мм | Оцінка запасів продуктивної вологи |
|-------------------------|------------------------------------|
| В шарі 0 – 20 см | |
| >40 | Добра |
| 40-20 | Задовільна |
| <20 | Незадовільна |
| В шарі 0-100 см | |
| >160 | Дуже добра |
| 160-130 | Добра |
| 130-90 | Задовільна |
| 90-60 | Низька |
| <60 | Дуже низька |

27.Схема типізації клімату ґрунту (за А.М. Шульгіним, 1972)

| Запас продуктивної вологи, мм | | Оцінка клімату ґрунту |
|-------------------------------|------------------|-----------------------|
| в орному шарі | у метровому шарі | |
| >50 | >200 | Надлишково– вологий |
| 30-50 | 150-200 | Вологий |
| 20-30 | 100-150 | Помірно вологий |
| 10-20 | 50-100 | Недостатньо вологий |
| <10 | <50 | Сухий |

СПИСОК ЛІТЕРАТУРИ

1. Агрохимические методы исследования почв. - М.: Наука, 1975.- 656с.
2. Атлас почв Украинской ССР/ Под ред. Н.К.Крупского и Н.И. Полупана. – К.: Урожай, 1979. – 178с.
3. Вадюнина А.Ф., Корчагина З.А. Методы исследования физических свойств почв // А.Ф. Вадюнина, З.А. Корчагина ,— 3-е изд., перераб. и доп. – М.: Агропромиздат, 1986.- 416 с.
4. Вальков В.Ф. Почвенная экология сельскохозяйственных растений. // А.Ф. Вальков.-- М.: Агропромиздат, 1986.- 208 с.
5. Веремеєнко С.І. Еволюція та управління продуктивністю ґрунтів Полісся України (Монографія) С.І. Веремеєнко , -Луцьк,-1997,-288 с.
6. Вериго С.А., Разумова Л.А. Почвенная влага.// С.А. Вериго, Л.А.Разумова.-- Л.: Гидрометеоздат, 1973. – 328 с.
7. Вітвіцький С.В. Вплив способів обробітку чорноземів на гуміфікацію рослинних решток і гною. Автор. канд.. дисер. К.:УДАУ, 1992.-28 с.
8. Вітвіцький С.В. Вплив способів обробітку ґрунту на гуміфікацію рослинних решток та гною / С.В. Вітвіцький , -Сучасне ґрунтознавство: наукові проблеми та методологія викладання, К.: НУБіП,- 2012,- с. 33-38
9. Вітвіцький С.В., Богданович Р.П., Капштик М.В., Пляха М.Г. Ґрунтознавство з основами геології/ С.В. Вітвіцький, Р.П. Богданович, М.В. Капштик, М.Г. Пляха.- К.: НУБіП.- 2017.- 489 с.
10. Вітвіцький С.В. Органічна речовина чорнозему типового в природних і культурних екосистемах / С.В. Вітвіцький.- Харків,- Вісн. ХНАУ,- 2013,- №1,- с. 73 – 77.
11. Вітвіцький С.В. Оптичні властивості гумусових речовин чорноземів / С.В. Вітвіцький .- Умань, УНІС,- 2010, с. 55 – 60.
12. Гахов В.Ф., Можейко Г.О. Процеси водної і вітрової ерозії.: Родючість ґрунтів . Мониторінг та управління. Київ: Урожай, 1992, с. 91-136.

- 13.Гнатенко О.Ф., Петренко Л.Р., Капштик М.В. та ін. Агровиробниче групування ґрунтів.//О.Ф. Гнатенко, Л.Р. Петренко, М.В. Капштик .- К.: НАУ, 1999. – 70с.
- 14.Гнатенко О.Ф., Капштик М.В., Петренко Л.Р., Вітвіцький С.В. Ґрунтознавство з основами геології.// О.Ф. Гнатенко, Л.Р. Петренко, М.В. Капштик, С.В. Вітвіцький,- К.: Оранта, 2005.- 642 с.
- 15.Ґрунти України та їх агровиробнича характеристика / Колектив авторів. К.: Урожай, 1964. – 164с.
- 16.Димо В.Н. Тепловой режим почв СССР.//В.Н. Димо.- – М.: Колос, 1972.
- 17.Зайцев Б.Д. Ґрунтознавство.// Б.Д. Зайцев.-- М.: Лісова промисловість, 1965. –С.10 – 40.
- 18.Кисель В.И. Биологическое земледелие в Украине: проблемы и перспективы.//В.И. Кисель - Харьков: -, 2000. – 162 с.
- 19.Кисіль В.І. Вплив органічних і мінеральних добрив на показники родючості чорнозему типового за різних систем землеробства //Агрохімія і ґрунтознавство. – 2000. – Вип. 60. – С. 40-50.
- 20.Кисіль В.І. Модель біологічного землеробства інституту ґрунтознавства та агрохімії УААН. Ґрунтозахисна біологічна система землеробства в Україні / За ред. доктора с.-г. наук М.К.Шикули. – К.: Оранта, 2000. – С. 185-194.
- 21.Мазур Г.А., Медвідь Г.К.Сімачинський В.М. Підвищення родючості кислих ґрунтів.– К.: Урожай, 1984. – 176 с.
- 22.Медведев В.В. Бонитировка и качественная оценка пахотных почв Украины / В.В. Медведев, И.В. Плиско,-Харьков, 2006.- 385 с.
- 23.Медведев В.В. Оптимизация агрофизических свойств черноземов / В.В. Медведев,- М.: 1988 .- 158 с.
- 24.Медведев В.В. Структура ґрунту як екологічний чинник/ В.В. Медведев//вісн. ХНАУ ім. В.В.Докучаєва,-Харків,2009.-№3,- С.14-20
- 25.Методы стационарного изучения почв.– М.: Наука, 1977.– 296 с.

- 26.Мошинський В.С. Управління земельними ресурсами / В.С. Мошинський,- Рівне.- НУВГП.-2004.-185 с.
- 27.Надточий П.П., Вольвач Ф.В. Модель круговорота углерода и критерии устойчивости системы фитоценоз-гумусовые вещества почвы //Доклады АН Украины, 1993, - №8.- с. 165-171.
- 28.Надточій П.П., Гермашенко В.Г., Вольвач Ф.В. Екологія ґрунту та його забруднення. Аграрна наука. Київ. 1998.- с. 257-261.
- 29.Носко Б.С. Почвы Украины и повышение их плодородия /Б.С. Носко,- К.: Урожай,- 1988,- том 2.- 176 с.
- 30.Носко Б.С., Чесняк Г.Я. Як зберегти і підвищити родючість чорноземів /Б.С. Носко, Г.Я.Чесняк,- К.; Урожай.- 1984.- 200 с.
- 31.Орлов Д.С., Гришина Л.А. Практикум по химии гумуса: Учеб. пособие. – М.: Изд-во Моск. ун-та, 1981.– 272 с.
- 32.Петренко Л.Р., Бережняк Є.М. Математико-статистичне відображення водно-ерозійних процесів при дощуванні // Аграрна наука і освіта. Т. 8. - № 1-2.
- 33.Петренко Л. Р., Бережняк Є. М. Деякі теоретичні аспекти боротьби з антропогенним підкисленням ґрунту/Л.Р. Петренко, Є.М. Бережняк.- Науковий вісник НАУ,- К.: 2008.- № 125.- с. 88-95.
- 34.Петренко Л. Р., Бережняк М. Ф., Дудар Т. В., Бережняк Є. М.Основи ґрунтознавства (англійською мовою) / Л.Р. Петренко, М.Ф. Бережняк, Т.В. Дудар. Є.М. Бережняк .- К.: Вид. НАУ.- 2011.- 460 с.
- 35.Полевой определитель почв / Под ред. Полупана Н.И. и др. - К.: Урожай, 1981. – 320с.
- 36.Почвы Украины и повышение их плодородия. Т.1 Экология, режимы и процессы, классификация и генетико-производственные аспекты / Под ред. Н.И.Полупана. - К.: Урожай, 1988. – 296с.
- 37.Почвы. Серия «Природа Украинской ССР»/ Под ред. Н.Б.Вернандер и Д.А. Тютюнника. – К.: Наукова думка, 1988. – 252с.

38. Охорона ґрунтів: Навч. посіб./ М.К.Шикула, О.Ф.Гнатенко, Л.Р.Петренко, М.В.Капштик. –К.: Т-во “Знання”, КОО, 2001. – 398с.
39. Полупан М.І., Соловей В.Б., Кисіль О.М., Величко В.А. Визначення еколого-генетичного статусу та родючості ґрунтів України. К.: Аграрні науки. 2005.
40. Чесняк Г.Я. Гумусное состояние черноземов/ Г.Я. Чесняк, Ф.Я. Гаврилюк, И.А. Крупенников //Русский чернозем 100 лет после Докучаева. М.: Москва,- Наука.- 1983.- с. 186-189.
41. Качинский Н.А. Физика почв. Ч.1. М., изд. МГУ, 1965, 323 с.
42. Качинский Н.А. Физика почв. Ч.2. М., изд. «Высшая школа», 1970, 360 с.
43. Качинский Н.А. Оценка основных физических свойств почв в агрономических целях и природного плодородия их по механическому составу. Почвоведение, 1958, № 5, с. 80-83.
44. Бахтин П.У. Исследования физико-механических и технологических свойств основных типов почв СССР. Москва. «Колос». 1969, 272 с.
45. Гедройц К.К. К вопросу о почвенной структуре и сельскохозяйственном ее значении. Изв. Гос ин-та опытной агрономии, т.4, №3, 1926, с. 117-127.
46. Гордієнко В.П., Малієнко А.М., Грабак Н.Х. Прогресивні системи обробітку ґрунту. Симферополь, 1998, 279 с.
47. Докучаев В.В. Наши степи прежде и теперь. М., Сельхозгиз, 1953, с. 152.
48. Долгов С.И., Бахтин П.У. Шкала для оценки готовности почв к посеву по ее структурному состоянию. В кн.: «Агрофизические методы исследования почв». М., изд. «Наука», 1966, с. 67.
49. Долгов С.И., Модина С.А. О некоторых закономерностях зависимости урожайности сельскохозяйственных культур от плотности почвы. Теор. вопросы обработки почвы. Л., Гидрометеиздат, 1969, с. 54-64.
50. Дояренко А.Г. Избранные сочинения. Изд. с.-х. литературы, журналов и плакатов. М., 1963, 495 с.

- 51.Євтенко В., Линдіна Т., Медведєв В., Цибулько В. Техніка сільськогосподарська мобільна. Норми дії ходових систем на ґрунт. ДСТУ 4521:2006. Київ. Держспоживстандарт України. 2007, 4 с.
- 52.Кузнецова И.В. О некоторых критериях оценки физических свойств почв. Почвоведение, 1979, №3, с. 81-88.
- 53.Медведєв В.В. Оптимизация агрофизических свойств черноземов. Москва. ВО «Агропромиздат», 1988, 160 с.
- 54.Медведєв В.В. Структура почвы (методы, генезис, классификация, эволюция, география, мониторинг, охрана). Харьков. Изд. «13 типография». 2008, 406 с.
- 55.Медведєв В.В. Твердость почвы.- Харьков: Изд. КП «Городская типография». 2009. - 152 с.
- 56.Медведєв В.В. Физическая деградация черноземов. Диагностика, причины, следствия, предупреждение. – Харьков: Изд-во «Городская типография», 2013. – 324
- 57.Медведєв В.В., Лактионова Т.Н., Донцова Л.В. Водные свойства почв Украины и влагообеспеченность сельскохозяйственных культур. Харьков: Апостроф, 2011. 224 с.
- 58.Медведєв В.В., Линдина Т.Е., Лактионова Т.Е. Плотность сложения почв.Генетический, экологический и агрономический аспекты. Харьков. Городская типография. 2004, 244 с.
- 59.Медведєв В.В. Нульовий обробіток ґрунту в європейських країнах. Харків. ТОВ «ЕДЕНА», 2010, 202 с.
- 60.Наукові основи агропромислового виробництва в зоні Лісостепу України. За редакцією М.В.Зубця і ін. Київ. «Логос». 2010, 980 с.
- 61.Наукові основи агропромислового виробництва в зоні Полісся і Західному регіоні України. За редакцією М.В.Зубця і ін. Київ. «Урожай». 2010, 944 с.
- 62.Наукові основи агропромислового виробництва в зоні Степу України. За редакцією М.В.Зубця і ін. Київ. «Аграрна наука». 2010, 986 с.

63. Основы агрофизики (под ред. А.Ф.Иоффе и И.Б.Ревута). М., Физматгиз. 1959, 904 с.
64. Переуплотнение пахотных почв (причины, следствия, пути уменьшения). Под ред. чл.-кор. АН СССР В.А. Ковды. М. «Наука», 1987, 216 с.»), 1987, 216 с.
65. Asmus F. Ermittlung des Bedarfs des Bodens an organischer Substanz auf der Basis von Stickstoffentzügen / F. Asmus // Arch. Fur Acker und Pflanzenbau and Bodenk., 1985, 29, 1. – P. 31-38
66. Bauer A. Soil carbon, nitrogen and bulk density comparison in two cropland tillage systems after 25 years and in virgin grassland / A. Bauer, A. Black // Soil Sc. America, J., 1981, 45, 6 – P. 1166-1170
67. Cannel R. The effect of cultivation on nutrient content of the shoot of winter wheat and winter oats Laboratory / R. Cannel // Agr. J. , 1977, 47, 3. – P. 41-43
68. Ciha A. Yield and yield components of four spring wheat cultivars grown under three tillage systems / A. Ciha // Agr. J. , 1982, 74, 2. – P. 317-320
69. Davidson S. Cultivation and soil organic matter / S. Davidson // Rural Res. , 1986, 131. – P. 13-18
70. Debruch R. Stoch dungen Statt verbrennen / R. Debruch // Dt. Land-wintehafliche Presse, 1971. – 15, 4
71. Dkhar G.D. Characterisation of humic and fulvic acids of forest and cultivated soils / G.D. Dkhar, B. Prasad, M.K. Sinha // Indian Soc. Sc. , 1986, 34, 1. – P. 29-37
72. Dvornic J. Prispevec ke studiu zvysovani urodnosti tezkych pud ceznozemniho typu prohlubovanim ornice. Sdeleni 111. Pudni chemismus / J. Dvornic // Acta Univ. agricult. , 1967, A15, 2. – P. 251-261
73. Gallaner R.N. Effect of no-tillage vs conventional tillage on soil organic matter and nitrogen content / R.N. Gallener, M.B. Ferrer // Communications in soil acience and plant analysis , 1987, 18, 9. – P. 1061-1076

74. Gogle A. Carbon transformations during wheat straw decomposition / A. Gogle, P. Saffigna, W. Strong // Soil Biol. And Biochem.,1989. – 21. №3 – P. 367-372
75. Guerif J. Effect of cultivation on organic matter status and compaction behaviour of soil / J.Guerif // Proc. 9th conf. inter soil tillage Res. Organisation. Osijek, 1982 – P. 207-212
76. Hargitai L. Hummification of organic matter affected by fertilisation and manuring / L. Hargitai // Proc. 9th Int. Symp/ Soil Biol. And Conserv. Biosphere, Sopron, Aug. 27-30, Budapest, 1987. – vol. 1. – P. 427-435
77. Haslback S. Humification of barley straw under model conditions / S. Haslback, P. Klaska// Stud. About et Planta : Y11 Trans int. Symp., Brno, 1979. – P. 300-303
78. Heinzle Y. Conduite de la vigne en non-culture / Y. Heinzle, P. Dumarin // Vignes Vins, 1978, 266. – P. 9-14
79. Jacquin F. Influence de la matiere organique sur la structure du sol / F. Jacquin // 11th International congress of Soil Science, Edmonton, 1978. – vol. 3. – P. 369-383
80. Jenkinson P.S. Studies of the decomposition of 14C – labelled organic matter in soil / P.S. Jenkinson // Soil Sci., 1970. – vol. 3., №1 – P. 64-70
81. Johnson R.H. Energy trends in KES agriculture and use of Renewable Energies in the Bio.-Industries / R.H. Johnson , 1980. – P. 295-306
82. Khalil R.A. Humification of organic matter in soil affecting availability of phosphorus from its mineral compounds / R.A. Khalil, El-Shinawi // Arid.Soil Res. And Rehabil. , 1989. – №3 – P. 77-84
83. Konnecke G. Fruchtfolgen / G. Konnecke , Berlin 1979.– 335 p.
84. Lag J. Jordressurser som grunnlag for matproduksjon / J. Lag // Nord. forskn. Jordbrugs, 1979, 61, 2. – P. 212-213
85. Mann L.K. Changes in soil carbon storage after cultivation / L.K. Mann // Soil Sci., 1986,142,5. – P. 279-298

86. Mann L.K. Soil carbon storage after cultivation / L.K. Mann // Soil Sci., 1989,152,6. – P. 115-128
87. Novak B. Die microbille humus bildung / B. Novak // Bentrulblatt fur bacterologic, Parasitenkunde, infectionskrankheiten und hygiene, 1970,125,6. – P. 566-5778
88. Pinck L.A. Maintenance of soil organic matter / L.A. Pinck, F.E. Allison // Soil Sci., 1951. – vol. 71., №1 – P. 67-75
89. Ramon J. Synthese de 14 a nnees (1968 a 1981) d’etude de la fertilisation potassique syr une rotation de cultures en Chamhagne crayeuse / J. Ramon, J. Bertelot // Serv. Agr. Mulhouse. , 1982, 2, 1. – P. 1-20
90. Rawis W. Estimating soil bulk density from particle size and lysis organic matter content / W. Rawis // Soil Sci., 1983,135,2. – P. 123-125
91. Sauerbeck D.R. Root formation and decomposition during plant growth / D.R. Sauerbeck // Soil organic matter studies, Vienna, 1977. – vol. 1. – P. 141-148
92. Sinha M.K. Organic matter transformation in soil / Sinha M.K. // Hummification of ¹⁴C – tagged oat roots , Planta Scil. , 1972. – vol. 36. – P. 121-129
93. Swift R.S. Humification of plant materials. Properties of humic acid extracts / R.S. Swift // Soil org. matter studies, Vienna, 1977. – vol. 1. – P. 171-178
94. Tanaka A. Prezent problem of fertiliser / A. Tanaka // FAO soil Bulletin, 1978, 37. – P. 114-125
95. Vez A. Varietes et fechniques culturales – Recherches d’aujourd’hui pour agriculture de demain / A. Vez // Schweiz. landw. Fasch. , 1979, 18, 3. – P. 197-203.

