

МІНІСТЕРСТВО ОСВІТИ І НАУКИ УКРАЇНИ
ОДЕСЬКИЙ ДЕРЖАВНИЙ ЕКОЛОГІЧНИЙ УНІВЕРСИТЕТ

МЕТОДИЧНІ ВКАЗІВКИ

до самостійної роботи студентів і
виконання контрольної роботи

з дисципліни **«Фізика ґрунтів»**

для студентів 3 курсу
заочного факультету

Напрямок підготовки:
6.040105 Гідрометеорологія
ПДВ: ГМ-1: Атмосферні науки_ ТР2
« Агрометеорологія»

Методичні вказівки до самостійної роботи студентів і виконання контрольної роботи з дисципліни «**Фізика ґрунтів**». Напрямок підготовки: 6.040105 Гідрометеорологія. ПДВ: ГМ-1: Атмосферні науки_ ТР2 «Агromетеорологія». // Укладач: к.геогр.н. Барсукова О.А. Одеса, ОДЕКУ, 2017. - 40 с.

ЗМІСТ

	Стр
Загальна частина.....	4
1.1 Передмова.....	4
1.2 Зміст дисципліни "Фізика ґрунтів"	5
1.3 Перелік навчальної літератури	6
1.4 Перелік знань та вмінь студента	6
1.5 Організація навчального процесу	7
2 Організація самостійної роботи студента	9
2.1 Загальні рекомендації по вивченню теоретичного матеріалу.....	9
2.2 Теми теоретичного матеріалу для самостійної роботи студентів.....	9
Тема 1.....	9
Тема 2.....	15
Тема 3.....	19
Тема 4.....	22
Тема 5.....	26
2.3 Перелік завдань на контрольну роботу	32
2.3.1 Загальні поради по виконанню контрольної роботи...	32
2.3.2 Перелік варіантів контрольної роботи	33
3 Організація контролю знань та вмінь студентів	37

ЗАГАЛЬНА ЧАСТИНА

1.1 Передмова

Стан, ріст, розвиток і у кінцевому підсумку урожай сільськогосподарських культур в значній мірі визначаються кількістю вологи і температурою ґрунту. В даний час дані про вологості і температурі ґрунту отримують на мережі гідрометеостанцій і широко використовують в практичній та науковій роботі. Однак ця інформація не може повною мірою характеризувати стан вологи і її доступність для сільськогосподарських культур. Це зумовило розробку термодинамічного підходу до вивчення ґрунтової вологи, що дозволяє встановити загальні закономірності, що визначають стан води у ґрунті.

Основна увага в ній приділена аналізу складових термодинамічного потенціалу, взаємозв'язків між ґрунтом, рослинами і атмосферою. Показники вологості ґрунту, а також питання пересування теплового потоку в ґрунті розглянуті в меншій мірі, ніж у вітчизняній літературі. Однак численні приклади розрахунків вологості ґрунту, глибини промочування, напрямки водних і теплових потоків на різній глибині вигідно відрізняють викладений у книзі матеріал від попередніх досліджень.

В результаті вивчення дисципліни «Фізика ґрунтів» бакалавр повинен знати: показники вологості ґрунту; фізичні властивості ґрунтів; агрогідрологічні властивості ґрунтів; методи вимірювання вологості ґрунтів; потенціали ґрунтової вологи (гравітаційний, каркасний, потенціал тиску); методи вимірювання потенціалів ґрунтової вологи; методи визначення випаровування ґрунтом; метод визначення водяної пари в ґрунті.

При заочному навчанні самостійна робота студентів з навчально-методичним матеріалом є основним видом занять. Успішне рішення питань, пов'язаних зі самостійною роботою студентів, в значній мірі визначається методичними розробками по її організації та контролю. Чинні методичні вказівки призначені для того, щоб надати допомогу студентам-заочникам у самостійному вивченні дисципліни "Фізика ґрунтів".

Ці методичні вказівки складаються з рекомендацій до виконання робіт, а саме:

– по самостійному вивченню основних теоретичних розділів дисципліни.

1.2 Зміст дисципліни "Фізика ґрунтів"

Теоретична частина

Тема 1. Розрахунок показників вологості ґрунту

Вступ. Ґрунт як резервуар. Вимір та розрахунок вологості ґрунту. Значення інформації о вологості ґрунту.

Тема 2. Водний потенціал

Потенціали ґрунтової вологи. Водний потенціал в умовах рівноваги і порушеної рівноваги. Вимірювання каркасного потенціалу та потенціалу тиску в польових умовах. Розрахунок потенціалів у ґрунтових колонках. Характеристичні криві вологості ґрунту. Осмотичний потенціал.

Тема 3. Водний потік в ґрунті

Ненасичений водний потік у ґрунті. Напівнасичений водний потік у ґрунті. Горизонтальна інфільтрація води в ґрунт. Вертикальна інфільтрація води в ґрунт. Випаровування. Зменшення випаровування. Дренаж води в ґрунті. Переміщення водяного пару в ґрунті.

Тема 4. Зв'язок ґрунт – рослина – атмосфера

Радіація. Енергетичний баланс. Визначення евапотранспірації за даними кліматології та ґрунтознавства. Транспіраційні коефіцієнти. Евапотранспірація при нестачі вологи. Ріст і евапотранспірація рослин. Визначення транспірації.

Тема 5. Тепловий потік і температура ґрунту

Теплота ґрунту. Сталий тепловий потік. Температура ґрунту. Фактори, що впливають на температуру ґрунту. Несталий тепловий потік.

Практична частина

1. Визначення вологості ґрунту
2. Визначення потенціалу ґрунтової вологи
3. Визначення водного потоку в ґрунті
4. Визначення евапотранспірації
5. Визначення потоку тепла в ґрунті. Визначення температури ґрунту

1.3 Перелік навчальної літератури

Основна

1. Р.Дж. Хенкс, Дж.Л. Ашкрофт. Прикладная физика почв – Л.: Гидрометеиздат, 1985. – 152 с.
2. Воронин А. Д. Основы физики почв: Учеб. пособие. — М.: Изд-во Моск. ун-та 1986. –с. 244.
3. Гуцал А.І. Грунтознавство: Конспект лекцій. - Одеса:Вид-во «ТЭС», 2004.-161 с.
4. www.library-odeku.16mb.com

Додаткова

1. Шеин Е.В. Курс физики почв. М.: Изд-во МГУ, 2005. - 432 с.
2. Гилев В.Ю. Физика почв. Учебно-методические указания по полевой практике. Пермь, 2012 - 34 с.

1.4 Перелік знань та вмінь студента

В результаті вивчення дисципліни “Фізика ґрунтів” студент повинен знати:

- Показники вологості ґрунту;
- Методи визначення вологості ґрунту;
- Показники тепла в ґрунті;
- Методи визначення теплового потоку ґрунту;
- Методи визначення температури ґрунту;
- Методи визначення потенціалу вологості ґрунту;
- Методи визначення водного потоку в ґрунті;
- Методи визначення евапотранспірації;

Студенти повинні вміти:

- Розраховувати вологість ґрунту;
- Розраховувати потенціали ґрунтової вологи;
- Розраховувати водний потік у ґрунті;
- Розраховувати дренаж води в ґрунті ;
- Розраховувати переміщення водяної пари в ґрунтах;
- Розраховувати евапотранспірацію;
- Розраховувати температуру ґрунту.

1.5 Організація навчального процесу

- Вивчення дисциплін “Фізика ґрунтів” для студентів заочної форми навчання складається з двох видів навчальних занять (установчі лекції на початку вивчення, лекційні заняття – наприкінці) та самостійної роботи студента по засвоєнню теоретичної частини курсу і виконанню контрольної роботи (див. п.2.2).

Контроль самостійної роботи студентів заочної форми навчання полягає у використанні дистанційних методів, які передбачають застосування сучасних інформаційно-комунікаційних засобів організації контролю, а саме:

- ✓ поетапне відправлення студентом виконаних завдань самостійної роботи та отримання зауважень від викладача в режимі «оф-лайн» через мережу Інтернет;
- ✓ виконання завдань самостійної роботи безпосередньо в режимі «он-лайн» через мережу Інтернет за допомогою Moodle;
- ✓ спілкування (консультації) викладача зі студентами в режимах «оф-лайн» і «он-лайн» через Інтернет у заздалегідь визначені дати та години, що може передбачати як відповіді на запитання студентів щодо окремих тем, пунктів завдань, так і сумісне обговорення найбільш складних тем теоретичного матеріалу, контрольних або курсових робіт, тощо.

Оцінювання якості виконання завдань.

Завдання на самостійну роботу, яке студент виконав за допомогою дистанційних методів див. табл. 1, а викладач зарахував, оформлюється студентами перед початком екзаменаційно-залікової сесії ***тільки у вигляді титульного аркуша***, на якому вказуються: ***дата отримання завдання, дати поетапного виконання КР, які засвідчені викладачем***, дата реєстрації їх в журналі обліку контрольних робіт НКЦ, підпис методиста та штамп. На зворотному боці аркуша викладач пише рецензію на самостійне завдання. Після того титульні аркуші контрольних (курсівих) робіт, особисто студентом (під його розпис) передаються на кафедру агрометеорології та агрометеорологічних прогнозів, де вони також реєструються у журналі обліку.

Таблиця 1 – Завдання на самостійну роботу

	Тема	Срок	Бали
ЗМ	Тема 1. Розрахунок показників вологості ґрунту Вступ. Ґрунт як резервуар. Вимір та розрахунок вологості ґрунту. Значення інформації о вологості ґрунту.		
	Виконання завдання міжсесійна КР	10 жовтня	20
	Тема 2. Водний потенціал Потенціали ґрунтової вологи. Водний потенціал в умовах рівноваги і порушеної рівноваги. Вимірювання каркасного потенціалу та потенціалу тиску в польових умовах. Розрахунок потенціалів у ґрунтових колонках. Характеристичні криві вологості ґрунту. Осмотичний потенціал.		
	Виконання завдання міжсесійна КР	10 грудня	20
	Тема 3. Водний потік в ґрунті Ненасичений водний потік у ґрунті. Напівнасичений водний потік у ґрунті. Горизонтальна інфільтрація води в ґрунт. Вертикальна інфільтрація води в ґрунт. Випаровування. Зменшення випаровування. Дренаж води в ґрунті. Переміщення водяного пару в ґрунті.		
	Виконання завдання міжсесійна КР	10 лютого	20
	Тема 4. Зв'язок ґрунт – рослина – атмосфера Радіація. Енергетичний баланс. Визначення евапотранспірації за даними кліматології та ґрунтознавства. Транспіраційні коефіцієнти. Евапотранспірація при нестачі вологи. Ріст і евапотранспірація рослин. Визначення транспірації.		
	Виконання завдання міжсесійна КР	5 квітня	20

	Тема 5. Тепловий потік і температура ґрунту Теплота ґрунту. Сталий тепловий потік. Температура ґрунту. Фактори, що впливають на температуру ґрунту. Несталий тепловий потік.		
	Виконання завдання міжсесійна КР	10 травня	20
	Сума	25 травня	100

II. ОРГАНІЗАЦІЯ САМОСТІЙНОЇ РОБОТИ СТУДЕНТА

2.1 Загальні рекомендації по вивченню теоретичного матеріалу

- зміст кожної теми курсу вивчається за допомогою наведеного у підрозділі 1.3 переліку навчальної та методичної літератури (як основний слід використовувати підручник у списку літератури під номером [1]) та рекомендації до цієї теми;

- якщо Ви вважаєте, що засвоїли зміст теми, що вивчається, спробуйте відповісти на “Запитання для самоперевірки”, наведені у кінці кожної теми. Якщо Ви не можете відповісти на якесь із цих питань, тоді, як додаткову, можна використати й іншу навчальну літературу, що наведена у списку літератури (див. 1.3);

- після того, як Ви переконалися, що зміст всіх тем засвоєно, приступайте до виконання завдання контрольної роботи (див. п. 2.2);

- якщо ж у Вас виникли питання або труднощі при вивченні теоретичного матеріалу або при виконанні контрольної роботи, то потрібно звернутися до викладача, який читав установчі лекції письмово на адресу університету звичайною або електронною поштою:

agro @ogmi.farlep.odessa.ua.

2.2 Теми теоретичного матеріалу для самостійної роботи студентів

Тема 1. Розрахунок показників вологості ґрунту.

Ґрунт функціонує як величезний резервуар. Враховуючи, що існує багато способів видалення вологи з ґрунту, останню треба розглядати як надзвичайно ефективну акумулюючу середу. Протягом тривалих періодів ґрунт здатний утримувати вологу, яка з початком вегетації використовується рослинами.

Рослини споживають величезну кількість води, і ґрунт утримує цю воду, постачаючи нею рослини. Сума випаровування і транспірації може досягати 1 см на добу, або близько 100 000 кг/га в добу. Середня добова евапотранспірація за вегетаційний період становить близько 50 000 кг/га.

Розрахунок вологості ґрунту. Тверді частинки різних розмірів і форм утворюють кістяк ґрунту. Між цими частками знаходяться сполучені між собою пори, які розрізняються за розміром і формою. В абсолютно сухому ґрунті всі пори заповнені повітрям, а в повністю насиченому ґрунті весь поровий простір займає вода (ґрунтовий розчин). Сільськогосподарські ґрунти рідко, якщо взагалі коли-небудь, знаходяться в одному з цих екстремальних станів.

Фізичні властивості ґрунту, включаючи здатність акумулювати вологу, великою мірою залежать від того, яка частка загального обсягу ґрунту зайнята твердою речовиною, а яку його частину становить поровий простір. З точки зору зростання і розвитку рослин вкрай важливо знати, яку частину порового простору займає вода і яку — повітря (рис. 1.1).

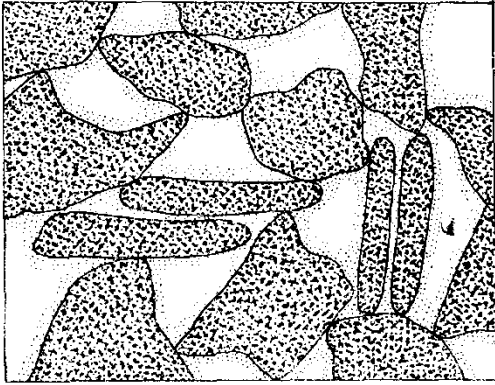


Рисунок 1.1 – Схема ґрунту в розрізі, що показує тверді частинки ґрунту (темні), плівку води (світла) і обсяг, заповнений повітрям (білий).

Ці поняття можна виразити кількісно, визначивши такі терміни, як «пористість ґрунту» та «вологість ґрунту». Однак багато понять можна виразити різними способами. Тому для позначення одного поняття використовується кілька термінів. Наприклад, вологість можна висловити по відношенню до обсягу (обсяг води на одиницю об'єму вологого ґрунту), по відношенню до сухої маси (маса води на одиницю маси твердої речовини ґрунту) або по відношенню до вологої маси (маса води на одиницю маси вологого ґрунту). Крім того, вологість може бути виражена у відсотках, часто вона дається у вигляді дробу. Для переходу від одиниць маси до одиниці об'єму використовується щільність. Отже, необхідно визначити поняття щільності ґрунту.

Вологість ґрунту, її пористість і щільність найпростіше визначити, ще раз представивши ґрунт у вигляді резервуара. Припустимо, що всі тверді частинки (рис. 1.1) можна стиснути разом, як показано на рис. 1.2. Ґрунтовий розчин розташується поверх твердої фази, а ґрунтове повітря займе місце над ґрунтовим розчином. Пористість складається з обсягу, не зайнятого твердою речовиною (тобто обсягу, зайнятого ґрунтовим розчином і ґрунтовим повітрям). З урахуванням рис. 1.2 визначимо наступні показники вологості, пористості і щільності ґрунту.

Вологість по відношенню до маси (відношення маси води до сухої маси, взяте у вигляді дробу) θ_m визначимо, як

$$\theta_m = \frac{\text{маса води}}{\text{маса сухого ґрунту}} = \frac{P_w b A}{P_p c A} = \frac{P_w b}{P_p c} \quad (1.1)$$

де p_w – щільність води;

P_p – щільність частинок; (тобто щільність твердих часток, які складають ґрунт).

Вологість у відсотках сухої маси обчислимо за формулою

$$P_m = 100\% \text{ (вміст води)} = \theta_m \cdot 100\% = \frac{P_W b}{P_p c} \cdot 100\% \quad (1.2)$$

Об'ємна вологість, або водне відношення (відношення об'єму води до загального об'єму ґрунту також у вигляді дробу) θ_v

$$\theta_v = \frac{\text{об'єм води}}{\text{загальний об'єм ґрунту}} = \frac{bA}{AD} = \frac{b}{D} \quad (1.3)$$

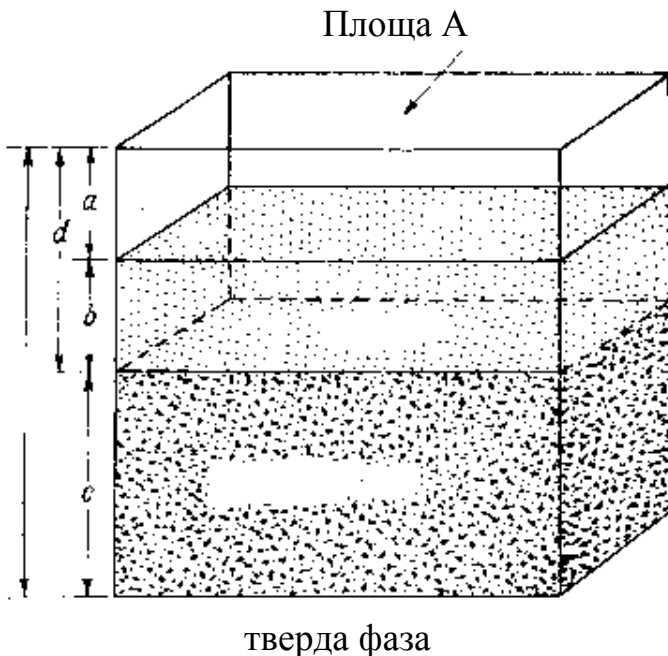


Рисунок 1.2 – Всі тверді частинки в кубі з ребром D площею грані А стиснуті в шар товщиною c; ґрунтовий розчин і ґрунтове повітря, також розділені для порівняння, займають шари товщиною відповідно b і a.

Об'ємну вологість у відсотках P_v обчислимо з рівняння

$$P_v = 100\% \text{ (водне відношення)} = 100\% \theta_v = 100\% \frac{b}{D} \quad (1.4)$$

Товщина шару води (еквівалентна товщині шару рідкої води) D_e розраховується за формулою

$$D_e = \frac{\text{об'єм води}}{\text{одиниця площі поверхні}} = \frac{bA}{A} = b \quad (1.5)$$

Щільність ґрунту P_b можна розрахувати, як

$$P_b = \frac{\text{маса сухого ґрунту}}{\text{загальний об'єм ґрунту}} = \frac{P_p c A}{AD} = \frac{P_p c}{D}. \quad (1.6)$$

Пористість ґрунту E дорівнює

$$E = \frac{\text{сумарний об'єм пор}}{\text{загальний об'єм ґрунту}} \frac{dA}{DA} = \frac{d}{D}. \quad (1.7)$$

Вологість насичення (повна вологоємність) θ_{ms} визначимо по рівнянню

$$\theta_{ms} = \frac{\text{маса води при насиченні}}{\text{маса сухого ґрунту}} = \frac{P_w d A}{P_p c A} = \frac{P_w d}{P_p c} \quad (1.8)$$

Пористість аерації (пористість, зайнята повітрям) E_a розрахуємо за формулою

$$E_a = \frac{\text{об'єм пор, зайнятий повітрям}}{\text{загальний об'єм пор}} \frac{aA}{DA} = \frac{a}{D}. \quad (1.9)$$

Відносне насичення θ_{vr} розрахуємо як

$$\theta_{vr} = \frac{\text{об'єм пор, зайнятий водою}}{\text{загальний об'єм пор}} = \frac{bA}{dA} = \frac{b}{d}. \quad (1.10)$$

Внаслідок відмінностей у властивостях ґрунту і характеристики кореневої системи рослин зазвичай спостерігаються просторові коливання вологості в межах окремого поля. Таким чином, для того, щоб охарактеризувати вологість, слід брати проби в різних його точках. Проби негайно поміщаються у водонепроникні контейнери, в яких вони зберігаються до зважування. Після цього проби висушуються при температурі 105-110 °С до отримання постійної сухої маси. Значення маси вологого і сухого ґрунту використовуються для розрахунку вологості по відношенню до маси. Однак багато з показників у рівнянні (1.1) – (1.10) можна розрахувати без застосування пробовідбірника відомого об'єму.

З основних рівнянь можна вивести ряд інших корисних співвідношень. Рівняння (1.1) зазвичай розраховують по різниці між вологою і сухою масою, діленої на суху масу $\theta_m = (m_{s+w} - m_s) / m_s$ його можна записати і як

$$\theta_m = \frac{m_{s+w}}{m_s} - 1, \quad (1.11)$$

де m_{s+w} — волога маса (маса твердої фази плюс маса води);

m_s — суха маса (маса твердої фази).

Рівняння (1.3) можна представити у вигляді

$$\theta_v = \frac{m_{s+w} - m_s}{\rho_w V_b}, \quad (1.12)$$

де ρ_w – щільність води;

V_b – загальний обсяг ґрунтового зразка.

Вологість по відношенню до маси і об'ємна вологість (рівняння (1.1) та (1.3)) пов'язані між собою рівнянням

$$\theta_v = \frac{\rho_b}{\rho_w}, \quad (1.13)$$

де ρ_b – щільність ґрунту, а відношення ρ_b/ρ_w іноді називають уявною щільністю ґрунту.

Рівняння для розрахунку c , отримане в прикладі 1.1, можна записати в іншому вигляді, якщо розділити чисельник і знаменник на DA і визначити по рівнянню (1.6), що щільність ρ_b дорівнює відношенню маси сухого ґрунту до загального об'єму ґрунту (m_s/DA). Так, за допомогою простого алгебраїчного перетворення отримуємо

$$c = \frac{\frac{m_s}{\rho_b}}{A} = \frac{\frac{m_s}{\rho_p DA}}{\frac{A}{D}} = \frac{\frac{\rho_b}{\rho_p}}{\frac{1}{D}} = \frac{\rho_b D}{\rho_p}. \quad (1.14)$$

Порівнюючи рівняння (1.3) і (1.5), ми бачимо, що товщину шару води D_e можна представити як

$$D_e = \theta_v D \quad (1.15)$$

Відносне насичення (рівняння (1.10)) можна виразити як

$$\theta_v r = \frac{\theta_v}{E} \quad (1.16)$$

З основних рівнянь можна вивести і ряд інших корисних співвідношень. Звичайною практичною задачею є обчислення маси сухого ґрунту m_s за відомим значенням вологої маси m_{w+s} і вологості ґрунту по відношенню до сухої маси θ_m .

Вологість стійкого зав'ядання (у відсотках) — це унікальне значення вологості, якого ґрунт досягає в момент припинення вилучення вологи рослинами. Таким чином, вологість стійкого зав'ядання — ідеалізоване поняття, засноване на припущенні про те, що нижче даного рівня вологості рослини зів'януть і не відновляться. Вологість ґрунту в точці сталого зав'ядання сильно розрізняється для різних ґрунтів, але, як прийнято вважати, не залежить від типу рослинного покриву. Насправді точка сталого зав'ядання залежить не тільки від ґрунту, але і від виду рослин і від

погоди. Тим не менш, це ідеалізоване поняття в загальному вигляді прийнятно для більшості ґрунтів, рослин і метеорологічних умов.

Найменша вологоємність — унікальне значення вологості, яке досягається і підтримується в ґрунті після насичення її вологою і безперешкодного дренажу протягом 1 – 2 днів. Оскільки для більшості ґрунтів не характерно дренажу до фіксованого значення вологості, яке б вони потім зберігали протягом невизначено довгого часу, вологоємність є ідеалізованим, хоча і корисним поняттям.

Вимірювання вологості ґрунту.

Існує цілий ряд методів вимірювання вологості ґрунту. Кожен з них має свої переваги і недоліки. Опишемо деякі з основних методів і перерахуємо переваги і недоліки кожного.

1. Гравіметричний метод. Взяти пробу ґрунту і визначити m_s і m_w .
Переваги: найбільш достовірний метод.

Недоліки: для виконання вимірювань необхідно зруйнувати ґрунтовий зразок. Щоб отримати об'ємні величини, потрібно знати ρ_b

2. Пористі блоки. Непрямий метод, в якому електропровідність пористого блоку є функцією кількості води, поглиненої блоком з ґрунту. Переваги: досить простий і недорогий метод, при якому ґрунт не руйнується.

Недоліки: потребує калібрування для кожного ґрунту. З плином часу калібрування порушується. В дуже вологому ґрунті блоки зазвичай нечутливі і, отже, точність методу падає.

3. Нейтронний метод. Від радіоактивного джерела, зазвичай радію і берилію, випускаються швидкі нейтрони. Ці нейтрони сповільнюються атомами водню, що містяться в ґрунті. Частка уповільнених нейтронів визначається в ґрунті за допомогою детектора, після чого реєструється на перерахунковій схемі. Проста калібрувальна крива прийнятна для всіх ґрунтів, за винятком ґрунтів з високим вмістом глини, а також з великими кількостями хлору, заліза або бору. Переваги: вимірюється великий об'єм (хоча він залежить від вологості ґрунту), вимірюється θ_v , ґрунт не руйнується.

Недоліки: потрібно дороге обладнання. Метод нечутливий поблизу поверхні ґрунту. Обладнання включає електронні деталі, складні в експлуатації. Нейтронний зонд при неправильному поводженні може становити небезпеку. Вимірюється великий обсяг (перевага чи недолік в залежності від мети застосування). Необхідно калібрувати кожен блок. Найкращим є метод калібрування по відносинам, оскільки він враховує дрейф електронів і інтенсивність розпаду джерел. Об'ємна вологість θ_v розраховується по рівнянню

$$\theta_v = \frac{R_s}{R_{std}} b - j, \quad (1.17)$$

де b_i j – калібровальні коефіцієнти ;
 R_s – швидкість рахунку в ґрунті;
 R_{std} – швидкість рахунку під екраном .

Зі змістом матеріалу за темою 1 можна ознайомитись у [1], розділ 1.

Запитання для самоперевірки першої теми

1. Що таке найменша вологоємність?
2. Що необхідно розуміти під щільністю ґрунту?
3. Як розраховується еквівалентна товщина шару рідкої води?
4. Що необхідно розуміти під щільністю твердої фази, об'ємною масою та пористістю ґрунту?
5. Види пористості. Що таке пористість аерації?
6. Які властивості ґрунту називаються фізико-механічними? Дайте коротке визначення кожного з них.

Закріплення здобутих при вивченні 1-ї теми знань та вмінь здійснюється за допомогою *відповідей на контрольні запитання*.

Тема 2. Водний потенціал.

У попередній темі ми розглянули різні аспекти вологості ґрунту. Однак повсякденний досвід приводить нас до висновку про те, що вологість не в повній мірі характеризує водний режим ґрунту. Ми приходимо до необхідності визначити якусь іншу властивість ґрунтової вологи, спостерігаючи такі явища:

- 1 Ґрунту, оброблені одним і тим же способом, мають різну вологість (див. табл. 2.1).

Таблиця 2.1 – Вологість трьох ґрунтів різного механічного складу при трьох різних режимах ґрунтової вологи

Механічний склад	Найменша вологоємність	Точка стійкого зав'дання	Повітряно-суха
Пісок	0,10	0,05	0,005
Суглинок	0,20	0,10	0,01
Пиловатий суглинок	0,30	0,20	0,03

- 2 На різних ґрунтах, нехай навіть мають однакову вологість, рослини часто ростуть по-різному.

3 Якщо ґрунти з однаковою вологістю, але різного механічного складу, знаходяться в контактї, то вода зазвичай перетікає з однієї землі в іншу, причому, як правило, з ґрунту з більш легким у ґрунт з більш важким механічним складом.

Ми повинні визначити властивість ґрунтової вологи, яке допоможе нам пояснити перераховані явища.

Потенціали ґрунтової вологи.

Вдамся до аналогії. Ентальпія (аналог вологості ґрунту) – властивість матеріалу, знання якого корисно для багатьох цілей. Однак воно ще не дозволяє нам судити про наявність теплового потоку. Тому ми розглядаємо міру інтенсивності теплоти – температуру, що дозволяє визначити напрямок теплового потоку. Характеристика ґрунтової вологи, аналогічна температурі (тобто сила, з якою волога утримується в ґрунті), називається потенціалом ґрунтової вологи. Потенціал вологи – набагато більш складна властивість, ніж температура. Розглянемо, у чому полягає його складність.

Потенціал формально визначається як робота, яку потрібно зробити з одиницею кількості води в рівноважній системі ґрунт – вода (або рослина – вода) при її русі до резервуару води, що знаходиться в стандартному стані при тій же температурі. Під стандартним станом зазвичай мається на увазі чиста незв'язана вода. Зауважимо, що рух води до резервуару має відбуватися через напівпроникну мембрану.

Потенціал набагато легше уявити, розділивши його на складові потенціали. Для водного потенціалу ψ_w ми можемо записати

$$\psi_w = \psi_p + \psi_s + \psi_m , \quad (2.1)$$

де ψ_p – потенціал тиску;

ψ_s – осмотичний потенціал;

ψ_m – каркасный потенціал.

Ми можемо також визначити гравітаційний потенціал ψ_z , який в поєднанні з водним потенціалом ψ_w дає сумарний водний потенціал ψ_t

$$\psi_t = \psi_w + \psi_z \quad (2.2)$$

Всі потенціали визначаються по відношенню до одиничного кількості води, так що одиниці вимірювання потенціалу залежать від вибору одиничного кількості води. Нижче наводяться одиниці потенціалу, відповідні трьом способам визначення одиничного кількості води.

1. Якщо кількість води виражається в одиницях маси, то потенціал вимірюється в ергах на грам (ерг/г).

2. Якщо кількість води виражається в одиницях об'єму, то потенціал вимірюється у динах на квадратний сантиметр (дин/см²).

3. Якщо кількість води виражається у вагових одиницях, то потенціал вимірюється в сантиметрах (см) води. Перехід від одних одиниць до інших

здійснюється шляхом множення або ділення на відповідний перевідний множник.

Гравітаційний потенціал ψ_z . Одним з найбільш зручних способів визначення одиничної кількості води є вага. У цьому випадку ψ_z являє собою різницю висот розглянутої точки і точки відліку. Якщо розглянута точка розташована вище точки відліку, то ψ_z позитивний (+), а якщо нижче — від'ємний (—).

Таким чином, гравітаційний потенціал не залежить від властивостей ґрунту. Він залежить тільки від вертикальної відстані між точкою відліку і розглянутої точки.

Каркасний потенціал ψ_m . Каркасний потенціал ψ_m обумовлений адсорбційними силами ґрунтового каркаса (звідси і назва «каркасний»). Якщо кількість води виразити в одиницях ваги, то ψ_m в даній точці дорівнює вертикальному відстані між цією точкою ґрунту і водною поверхнею манометра, заповненого водою і пов'язаного з розглянутої точкою ґрунту керамічної чашкою.

Каркасний потенціал — динамічна властивість ґрунту. У насиченій ґрунті ψ_m теоретично дорівнює нулю. Однак «насичений» ґрунт рідко буває повністю насиченою, так що ψ_m на практиці і в такому ґрунті може мати невелике від'ємне значення.

Теоретично каркасний потенціал можна виміряти з допомогою пристрої (тензіометра).

Потенціал тиску ψ_p . У польових умовах потенціал тиску визначають головним чином для насичених ґрунтів. Якщо кількість води виражена в одиницях маси, то ψ_p — це вертикальне відстань від розглянутої точки ґрунту до водної поверхні в п'єзометрі, сполученому з розглянутої точки.

Водні потенціали в умовах рівноваги.

Знання сумарного водного потенціалу в різних точках системи дозволяє визначити, в якому напрямку потече вода. В ізотермічних умовах вода тече від ділянок з високим сумарним водним потенціалом до ділянок з низьким потенціалом. Якщо в ґрунті сумарний водний потенціал в точці А дорівнює -100 см, а в точці В він становить -120 см, то вода потече з точки А у точку В.

Якщо ми розглядаємо тільки рідкий потік води в ґрунті, то осмотичний компонент вважається рівним нулю. Таким чином, для рідкого потоку $\psi_t = \psi_z + \psi_m + \psi_p$. Ця сума потенціалів використовується так часто, що отримала особливу назву — гідравлічний потенціал. Отже, гідравлічний потенціал ψ_h дорівнює

$$\psi_h = \psi_z + \psi_m + \psi_p. \quad (2.3)$$

При відсутності напівпроникних мембран $\psi_h = 0$ та $\psi_h = \psi_t$.

В умовах рівноваги гідравлічний потенціал постійний по всьому профілю ґрунту.

Осмотичний потенціал. Осмотичний потенціал виникає за рахунок розчинних речовин (наприклад, солей), що містяться в ґрунтовому розчині, і наявності в системі напівпроникної мембрани. Напівпроникна мембрана — це матеріал, що пропускає воду, але затримує солі. В системі ґрунтової вологи є дві основні напівпроникні мембрани:

1) стінки клітин в коренях — недосконалі мембрани, так як деякі солі проникають у коріння;

2) поверхня розділу повітря і води — майже досконала мембрана.

Осмотичний потенціал ψ_s має відносно невелике значення в рідкому потоці води в ґрунті з-за відсутності напівпроникних мембран. Однак на «комфорт» рослин цей потенціал чинить сильний вплив, так як потік води в корені відбувається через напівпроникні кореневі мембрани. Для рослин в дуже вологому ґрунті ($\psi_m = -0,5$ гПа) водний потенціал може відповідати сталого зав'яданню, якщо ґрунт настільки засолено, що її осмотичний потенціал дорівнює 14,5 гПа.

Нас часто цікавить, яка концентрація солей створює даний осмотичний потенціал. Приблизне співвідношення має вигляд

$$\psi_s = -RTC_s \quad (2.4)$$

де ψ_s — осмотичний потенціал;

R — універсальна газова постійна; [82 (бар·см³)/(моль·К)] (в системі СІ R = 8,314 (Дж/(град г моль)), в цьому випадку C_s виражається в бар/(Дж г моль);

T — абсолютна температура (К);

C_s — концентрація розчиненої речовини (при зазначених вище одиницях газової постійної повинна виражатися в моль/см³). Часто важко визначити точне значення C_s , так як воно являє собою суму всіх речовин, включаючи іонну дисоціацію.

Зі змістом матеріалу за темою 2 можна ознайомитись у [1], розділ 2.

Запитання для самоперевірки другої теми

1. Для чого у польових умовах визначають потенціал тиску?
2. Чи залежить гравітаційний потенціал від властивостей ґрунту?
3. Що необхідно розуміти під потенціалом ґрунтової вологи?
4. Чим обумовлений каркасний потенціал?
5. За рахунок чого виникає осмотичний потенціал?

Тема 3. Водний потік в ґрунті

Рідкий водний потік утворюється за рахунок гідравлічного градієнта потенціалу, але не обов'язково за рахунок градієнта вологості. Таким чином, при побудові графіка потенціалу як функції глибини ми отримуємо плавну криву, плавність якої не порушується навіть на межі між шарами (див. рис. 3.1 а). Коли ж будується графік вологості ґрунту як функції глибини, зазвичай спостерігається різкий розрив кривої на кордоні між шарами (див. рис. 3.1 б).

Основне загальне рівняння потоку має вигляд

$$J_w = -K_w \frac{\Delta\psi_h}{\Delta s}, \quad (3.1)$$

де J_w – щільність водного потоку, см/м; K – гідравлічна провідність, см/с; $\Delta\psi_h$ – різниця гідравлічного потенціалу (в сантиметрах) між двома точками, розділеними відстанню Δs (в сантиметрах), де s – відстань, виміряна в напрямку потоку. В рівнянні (3.1) можна використовувати і багато інших члени.

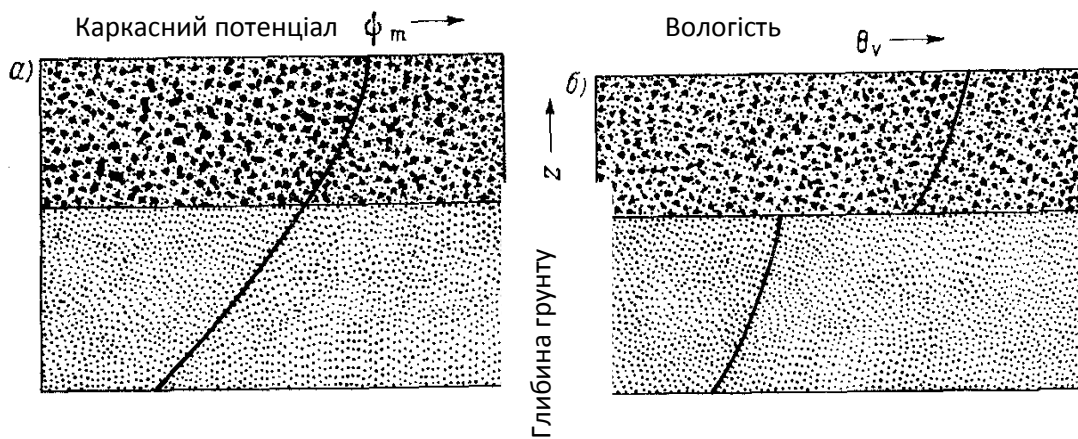


Рис. 3.1 – Якщо вода тече через різні шари ґрунту, які стикаються між собою, крива каркасного потенціалу не переривається при перетині кордону між шарами (а). Однак крива вологості на цій межі переривається (б).

Для вертикального потоку

$$J_w = -K_w \frac{\Delta\psi_h}{\Delta z}, \quad (3.2)$$

де z – відстань (в сантиметрах), виміряне у вертикальному напрямку.

Щільність потоку розраховується на одиницю площі та часу. Звідси рівняння (3.2) можна представити як

$$J_w = \frac{Q_w}{A_t} = -K_w \frac{\Delta\psi_h}{\Delta z},$$

де Q_w – кількість води; A – площа; t – час;

Гідравлічна провідність K_w – це властивість ґрунту, яка значною мірою залежить від її вологості. Гідравлічна провідність, яку ми визначаємо у прикладі 3.3, є гідравлічною провідністю насиченою водою речовини. Важливо зрозуміти, що при зміні вологості гідравлічна провідність не буде залишатися постійною. І дійсно, гідравлічна провідність ґрунту зменшується на декілька порядків при зміні вологості насичення до вологості стійкого зав'ядання.

Напівнасичений водний потік у ґрунті.

Якщо спостерігається насичений потік в трубі одного діаметра, щільність потоку є постійною в кожному поперечному перерізі труби. Отже, вода не затримується.

У разі напівнасиченого потоку відбувається затримка води (або в деяких випадках вона надходить із запасу в ґрунті). У напівнасиченому потоці щільність потоку на вході в трубу не дорівнює щільності потоку на виході з цієї труби. Різниця між щільністю потоку на вході і виході і буде запасом води. Отже, цей запас (який також можна виразити як зміна об'ємної вологості в часі $\partial\theta_v/\partial t$) визначається по різниці між входом і стоком (що можна виразити як зміна щільності потоку по довжині труби $\partial J_w/\partial x$).

Розрахунок інфільтрації води — одна з найбільш важливих завдань граничних значень в ґрунтознавстві.

Горизонтальна інфільтрація води в ґрунт.

Горизонтальна інфільтрація води в однорідну ґрунт з рівномірним початковим зволоженням представляє, бути може, найпростішу із завдань, що належать до інфільтрації. У горизонтальному напрямку s стане x , а $\partial\psi_z/\partial x$ буде дорівнює нулю.

Швидкість інфільтрації I дорівнює di/dt . Похідна до рівності з I дає вираз

$$I = \frac{1}{2} S'_p t^{-1/2}. \quad (3.3)$$

Випаровування. Швидкість випаровування E у відношенні до швидкості потенційного випаровування E_p показана як функція часу на рис. 3.2. Протягом фази постійної швидкості (1-я фаза) об'ємна вологість θ_v знижується при $z=0$, що викликає зниження K_w . Щільність потоку випаровування E зберігається незмінною при потенційній швидкості E_p , так як $\partial\psi_h/\partial z$ зростає досить, щоб компенсувати зниження K_w . В кінці 1-ї фази об'ємна вологість θ_v вже не може далі знижуватися, тому що вона досягає гігроскопічної вологості. Оскільки θ_v є постійною, гідравлічна

провідність K_w також повинна залишатися постійною протягом 2-ї фази. Хоча K_w в цій фазі постійна, E знижується в часі, так як поблизу поверхні $\partial\psi_h/\partial z$ з часом падає.

Гарднер і Хілел (Gardner, Hiller, 1962) вивели рівняння, прогнозуюче швидкість випаровування протягом фази падіння швидкості випаровування (2-я фаза),

$$E = \frac{D_w D_e \pi^2}{4(z_w)^2} = \frac{D_w \theta_v \pi^2}{4z_w}, \quad (3.4)$$

де E – швидкість випаровування, см/добу; D_w – дифузність води, см²/добу; D_e – товщина шару води (см) $z = 0$ до $z = z_w$; z_w – глибина до лінії промочування, см.

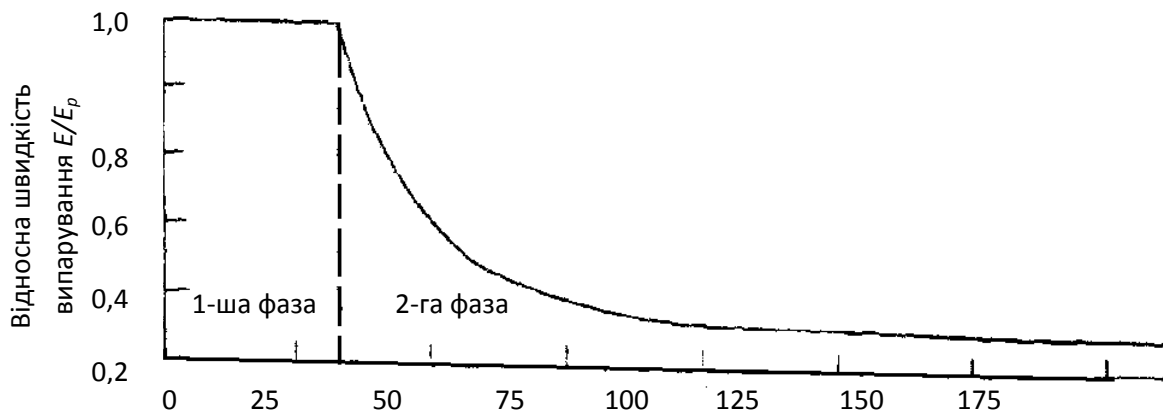


Рис. 3.2 – Залежність відносної швидкості випаровування від часу. Протягом 1-ї фази (фаза постійної швидкості) швидкість випаровування регулюється кліматом (енергією, наявної для випаровування). Протягом 2-ї фази (фаза зниження швидкості) швидкістю випаровування керують ґрунтові фактори (здатність ґрунту подавати воду на поверхню).

Хоча рівняння (3.4) не придатне для розрахунку випаровування в 1-й фазі, його можна застосувати, щоб визначити, чи знаходиться випаровування в цій фазі чи ні. Після переходу випаровування в 2-у фазу воно регулюється здатністю ґрунту постачати воду, і рівняння (3.4) можна використовувати для розрахунку швидкості дійсного випаровування.

В процесі випаровування гравітаційний градієнт порівняно з градієнтом каркасного потенціалу настільки малий, що ним звичайно нехтують. Тому для вирішення завдань на вертикальне випаровування можна, трохи програючи в точності, використовувати рівняння горизонтального потоку. Такий прийом значно спрощує аналіз деяких завдань на випаровування.

Зі змістом матеріалу за темою 3 можна ознайомитись у [1], розділ 3.

Запитання для самоперевірки третьої теми

1. Як розраховується швидкість випаровування?
2. За рахунок чого утворюється рідкий водний потік?
3. Що називається гідравлічною провідністю?
4. Як розраховується щільність потоку?
5. Як розраховується вертикальна інфільтрація води в ґрунт?

Тема 4. Зв'язок ґрунт – рослина – атмосфера

Ми приступаємо до розгляду радіації і мікроклімату приґрунтового шару, оскільки вони визначають: 1) випаровування вологи з ґрунту, 2) транспірацію вологи з рослин; 3) температуру ґрунту і повітря, 4) ріст рослин (ріст рослин тісно пов'язаний з транспірацією і температурою ґрунту і повітря).

Кількість прямої або розсіяної сонячної радіації, що поглинається ґрунтом або рослинами, безпосередньо або опосередковано впливає на більшість важливих фізичних процесів в ґрунті. Пряма і розсіяна сонячна радіація в сукупності називається сумарною радіацією. Температура Сонця, джерела глобальної радіації, досить висока, тому майже вся що випускається їм радіація має довжини хвиль менше 4 мкм, тобто є короткохвильовою радіацією. Більш холодні тіла, такі, як небо, хмари, ґрунт, рослини і тварини, також є джерелами радіації. Майже вся радіація, випромінювана цими «холодними» тілами, має довжини хвиль більше 4 мкм і називається довгохвильовою радіацією.

Радіаційний баланс є повна (сумарна плюс довгохвильова) надходить радіація мінус відображена короткохвильова та вихідна довгохвильова радіація.

Можна безпосередньо виміряти радіаційний баланс, однак наявні в даний час прилади занадто складні і важкі в зверненні. Тому в багатьох випадках вимірюється тільки сумарна радіація, а альbedo і залишкова довгохвильова радіація розраховуються. Радіаційний баланс R_n математично виражається наступним чином:

$$R_n = R_s(1 - \rho) + R_1, \quad (4.1)$$

де R_1 – залишкова довгохвильова радіація (поглинена кількість мінус вихідна кількість); R_s – надходить на поверхню короткохвильова радіація (прямі промені і розсіяна радіація), виміряна за піранометром; ρ – альbedo (частка сумарної радіації, яка відбивається поверхнею), виміряна двома

піранометрами, один з яких спрямований вгору, а інший вниз. Таким чином, $R_s(1 - \rho)$ становить залишкову короткохвильову радіацію.

Залишкова довгохвильова радіація R_1 загалом залежить від кліматичних умов. Дженсен та ін. (Jensen et al., 1979) пропонують рівняння для розрахунку R_1 за інформацією про R_s в загальному випадку і в безхмарний день, температурі повітря і парціального тиску водяної пари.

Енергетичний баланс. Рівняння енергетичного балансу має вигляд

$$R_n = H + LE_t - G \quad (4.2)$$

де R_n – радіаційний баланс; G – енергія, витрачена на нагрівання ґрунту; H – енергія, витрачена на нагрівання повітря (іноді називається ентальпією); L – прихована теплота пароутворення (близько 585 кал/г); E_t – кількість води, випарується з ґрунту і транспіроване рослинами, зазвичай називається евапотранспірацією.

Рівняння енергетичного балансу може дещо видозмінюватися в залежності від того, яке правило знаків у ньому використовується.

Можна визначити загальні властивості енергетичного балансу для трьох типів природного середовища.

1) Вологе середовище. Велика територія, на якій немає недоліку вологи і евапотранспірація не обмежена. У цьому випадку велика частина радіаційного балансу витрачається на випаровування води.

2) Пустельна середовище. Нестача води обмежує евапотранспірацію, тому більша частина радіаційного балансу повинна витрачатися на нагрівання ґрунту або приземного шару повітря.

3) Оазисне середовище. Надходження вологи не обмежує евапотранспірацію на місці (на зрошуваній території), але навкруги простирається велика пустеля. Це викликає потік теплого повітря з пустелі в район оазису (зрошуваної території) і евапотранспірація перевищує радіаційний баланс. Процес горизонтального переносу енергії H з пустелі в район оазису, де ця енергія витрачається на евапотранспірацію E_t називається адвекцією, а переноситься енергія називається енергією адвекції.

Приклади енергетичного балансу для деяких оазисів наводяться в табл. 4.1.

Транспіраційні коефіцієнти. Багато емпіричні методи визначення евапотранспірації дозволяють отримувати значення потенційного випаровування з відкритої водної поверхні E_p . У практиці сільського господарства нас більше цікавить фактична еванотранспірація E_t з поля, зайнятого сільськогосподарською культурою. Це перетворення виконується часто двоступінчастим чином.

Таблиця 4.1. Складові енергетичного балансу для трьох оазисів

Оазис	Дата	Енергія, кал/(см ² · добу)				
		R_n	G	H	LE_t	LE_t/R_n
Темп, штат Аризона, США	12.VII 1962 г.	377	31	-190	598	1,6
Аспедейл, Австралия	1.XII 1962 г.	433	-21	-183	595	1,4
Акрон, штат Колорадо, США	4-14.VII	388	-18	-180	550	1,4

Потенційне випаровування, розраховане за формулою Спіймана, є випаровування з відкритої водної поверхні. Щоб визначити потенційну евапотранспірацію сільськогосподарської культури LE_{tp} необхідно ввести коефіцієнт транспірації цієї культури K_c . Звідси

$$LE_{tp} = K_c LE_p \quad (4.3)$$

Пенман визначив, що для умов Англії транспіраційний коефіцієнт трави, повністю покриває ґрунт і добре забезпеченої вологою, дорівнює: у травні, червні, липні і серпні 0,8, у вересні, жовтні, березні і квітні 0,7, у листопаді, грудні, січні і лютому 0,6.

Транспіраційні коефіцієнти різних сільськогосподарських культур не збігаються; відрізняються вони і від району до району. Визначати коефіцієнти необхідно для того ж району, для якого використовується рівняння Пенмана. Будь-яка помилка в самому рівнянні позначиться і на транспіраційні коефіцієнти.

Таким чином, перший крок у перетворенні E_p в E_t полягає у введенні транспіраційного коефіцієнта [див. рівняння (4.3)], який перетворює потенційний випаровування з відкритої водної поверхні E_p в потенційну евапотранспірацію сільськогосподарської культури E_{tp} . Вважається, що випаровування вологи рослиною є потенційним в тому випадку, коли рослина постійно забезпечується достатньою кількістю води. Другий крок – перетворення потенційної евапотранспірації сільськогосподарської культури E_{tp} у фактичну евапотранспірацію топ культури – включає облік здатність ґрунту забезпечувати рослину вологою.

Евапотранспірація при нестачі вологи. За винятком рівняння енергетичного балансу та аеродинамічного рівняння, у всіх розглянутих дотепер рівняннях евапотранспірації визначалися потенційна евапотранспірація сільськогосподарських культур E_{tp} або потенційне випаровування E_p , яке піддається перетворенню в E_{tp} з допомогою відповідного транспіраційної коефіцієнта [рівняння (4.3)]. Користуючись

цими формулами, можна розрахувати, скільки води потрібно в даному районі для цієї системи землеробства.

Проте в реальних умовах навіть па поливних землях може відчуватися нестача вологи, і фактична евапотранспірація E_t буде менше потенційної евапотранспірації сільськогосподарської культури K_s .

Для розрахунку фактичної евапотранспірації ми вводимо водний коефіцієнт

$$E_t = K_s E_{tp} \quad (4.4)$$

Водний коефіцієнт був знайдений в результаті численних експериментальних виміри E_t та E_{tp} .

Визначення транспірації. Евапотранспірацію можна розрахувати по гідрологічному балансу вологи, якщо періодично вимірювати вологість ґрунту. Вона також визначається за допомогою лізиметра або по кліматологічних даних з використанням численних теоретичних і емпіричних рівнянь, які ми розглянули в цьому розділі. Проте до цих пір у нас не було можливості розділити евапотранспірацію на се складові: випаровування з ґрунту і транспірацію рослин. З цією метою можна скористатися рівнянням Девіта. При рішенні щодо T_r приймає вигляд

$$T_r = \frac{P_c E_p}{f} \quad (4.5)$$

Ця апроксимація стає особливо точною у період активного відростання (вегетативний ріст), однак у фазі дозрівання сільськогосподарської культури її точність знижується.

Зі змістом матеріалу за темою 4 можна ознайомитись у [1], розділ 4.

Запитання для самоперевірки четвертої теми

1. Як можна розрахувати евапотранспірацію?
2. Як розраховується енергетичний баланс?
3. Як розраховується фактична евапотранспірації?
4. Що необхідно розуміти під сумарною радіацією?
5. Як виражається радіаційний баланс?

Тема 5. Тепловий потік і температура ґрунту

Тепловий потік у ґрунті впливає на її температуру. Температура ночви залежить від температури повітря і навпаки. Обидві температури помітно впливають на ріст рослин.

Температура в цій точці ґрунту може змінюватися під дією наступних факторів;

Тепловий потік у ґрунті впливає на її температуру. Температура ночви залежить від температури повітря і навпаки. Обидві температури помітно впливають на ріст рослин.

Температура в цій точці ґрунту може змінюватися під дією наступних факторів:

- 1) теплообмін з повітрям (поєднання теплопровідності і конвекції);
- 2) теплообмін із зовнішнім середовищем (радіація);
- 3) тепловий потік в ґрунті (теплопровідність);
- 4) хімічні і фізичні процеси (теплота звільняється або витрачається, наприклад, в таких процесах, як випаровування, зволоження і конденсація).

Для ґрунту характерний ряд важливих термічних властивостей і процесів. Наведемо визначення та одиниці вимірювання деяких з них;

1) температура – інтенсивність теплоти в ґрунті (в градусах Цельсія, Кельвіна і т. д.);

2) ентальпія – не може бути розрахована, але зміни кількості теплоти в ґрунті можна розрахувати (в калоріях);

3) теплоємність – кількість теплоти, необхідне для підвищення температури одиничного об'єму (маси) ґрунту на [у кал/(см³ · °С), кал/(г · °С) тощо];

4) теплопровідність – відношення теплового потоку, що надходить на одиницю площі за одиницю часу, до градієнту температури, тобто міра кількості теплоти, проведеного через ґрунт при стандартних умовах [кал/(см · с · °С) тощо.]

Теплоємність вологого мінерального ґрунту залежить як від вологості, так і від мінерального і органічного її складу,

$$C_v = \rho_{\text{вл.п}} C_p = \rho_b (1 + \theta_m) C_p \quad (5.1)$$

де C_v – теплоємність по відношенню до обсягу; C_p – теплоємність по відношенню до маси (питома теплота); ρ_b – щільність ґрунту; θ_m – вологість але відношенню до маси.

Об'ємну теплоємність (кількість теплоти, необхідна для підвищення температури 1 см³ вологого ґрунту на 1 °С) можна також представити у вигляді

$$C_v = \rho_b(C_{pav} + \theta_m C_{pw}), \quad (5.2)$$

де C_{pav} – середня питома теплоємність твердої фази; C_{pw} – питома теплоємність води.

Питома теплоємність води — це кількість теплоти, необхідне для підвищення температури 1 г води на 1 °С. Чисельне значення C_{pw} дорівнює 1 кал/(г·°С). Питома теплоємність твердої фази ґрунту — кількість теплоти, необхідне для підвищення температури 1 г твердої фази на 1 °С. Вона залежить від мінерального складу ґрунту. Усереднена по всіх компонентів ґрунту, питома теплоємність більшості мінеральних ґрунтів становить $C_{pav} \approx 0,2$ кал/(г·°С) і складається із значень питомої теплоємності води і твердої фази. Підставляючи числові значення в рівняння (5.2), отримуємо [в кал/(г·°С)]

$$C_v = \rho_b(0,2 + \theta_m), \quad (5.3)$$

де ρ_b повинна витримати в г/см³

З рівнянь (5.1) і (5.3) ми можемо вивести інші корисні рівняння. Вирішуючи рівняння (5.1) щодо C_p , маємо

$$C_p = C_v/\rho_b(1 + \theta_m).$$

Підставляючи вираз для C_v з рівняння (5.3), отримуємо [в кал/(г·°С)]

$$C_p = \frac{0,2 + \theta_m}{1 + \theta_m}. \quad (5.4)$$

Оскільки

$$\theta_m = C_v \rho_w / \rho_b,$$

Ми можемо представити рівняння (5.3) у вигляді

$$C_v = \rho_b(0,2 + C_v \rho_w / \rho_b).$$

В системі СІ $\rho_w = 1$ г/см³, звідки маємо

$$C_v = 0,2\rho_b + \theta_v, \quad (5.5)$$

де ρ_b – в кал/(г·°С), а θ_v – кал/(см³·°С)

Ентальпія – термодинамічна характеристика, яка є функцією стану системи. Хоча не можна розрахувати абсолютне значення ентальпії, легко визначити зміни ентальпії, пов'язані зі зміною стану системи. Саме зміни ентальпії ґрунту дозволяють визначити значення G рівняння енергетичного балансу.

Кількість теплоти Q_q , необхідне для зміни температури даного обсягу ґрунту V від початкового стану до кінцевого стану T_1 , одно

$$Q_q = C_v V (T_2 - T_1) = C_v V \Delta T, \quad (5.6)$$

де C_v — теплоємність на одиницю об'єму ґрунту. Для будь-якої даної ґрунту значення C_v змінюється зі зміною вологості.

Із прикладу 5.3 ясно, що протягом досить тривалих періодів лише незначна частина, радіаційного балансу витрачається на нагрівання ґрунту. Однак за короткі періоди (наприклад, менше доби) частка R_n переходящая в G , може бути досить високою.

В реальних польових умовах властивості ґрунту змінюються з глибиною.

Сталий тепловий потік. Досі ми оцінювали тепловий потік, визначаючи Q_q через зміну ентальпії. Інший спосіб визначення теплового потоку для стаціонарного стану — використання рівняння усталеного теплового потоку

$$Q_q = -K_q A t \frac{\Delta T}{\Delta z}, \quad (5.7)$$

де Q_q — кількість теплоти; K_q — теплопровідність; $\Delta T / \Delta z$ — градієнт температури у вертикальному напрямку z

За допомогою рівняння (5.7) можна виразити щільність теплового потоку у вигляді

$$J_q = \frac{Q_q}{A t} = -K_q \frac{\Delta T}{\Delta z} \quad (5.8)$$

Негативний знак в рівнянні (5.8) показує, що напрямок потоку протилежний напрямку градієнта температури (тобто потік направлений від області високої температури до області низькою).

В рівнянні (5.7) K_q , A і t завжди позитивні. Таким чином Q_q , визначається знаком $\Delta T / \Delta z$.

Температура ґрунту. Ми розглянули тепловий потік і деякі з описуючих рівнянь, а також денні зміни глобальної радіації, що падає на ґрунт. Ми, однак, не стосувалися температур ґрунту, є результатом припливу глобальної радіації у поєднанні з довгохвильовим випромінюванням і тепловим потоком у ґрунті.

На рис. 5.1 показані чотири добових циклу температури для трьох значень глибини ґрунту. На поверхні ґрунт нагрівається сонцем. Максимальна сонячна радіація надходить опівдні, максимальна температура на глибині 1 см спостерігається близько 14 год 00 хв. Оскільки градієнт температури повинен утворитися раніше, ніж настане тепловий потік до великих глибин, при поширенні максимальних температур па великі глибини має місце інерція по часу. На глибині 8 см максимум спостерігається близько 16 год 00 хв, а на глибині 32 см — не

раніше 00 год 40 хв, тобто приблизно на 11 год пізніше, ніж на глибині 1 см. Аналогічна інерція відзначається і при нічному охолодженні.

Другий висновок, який можна зробити з рис. 5.1, полягає в тому, що опір теплопровідності крізь ґрунт має тенденцію згладжувати температурний хід на великих глибинах. Наприклад, якщо середня добова амплітуда температур на глибині 1 см становить $22,4^{\circ}\text{C}$, на глибині 8 см вона дорівнює $32,5^{\circ}\text{C}$, а на глибині 32 см — всього $1,5^{\circ}\text{C}$.

Усреднюючи всі максимальні і мінімальні температури ґрунту на певній глибині за місяць, ми отримуємо середню місячну температуру ґрунту на цій глибині. Середні місячні температури для трьох глибин показано на рис. 5.2.

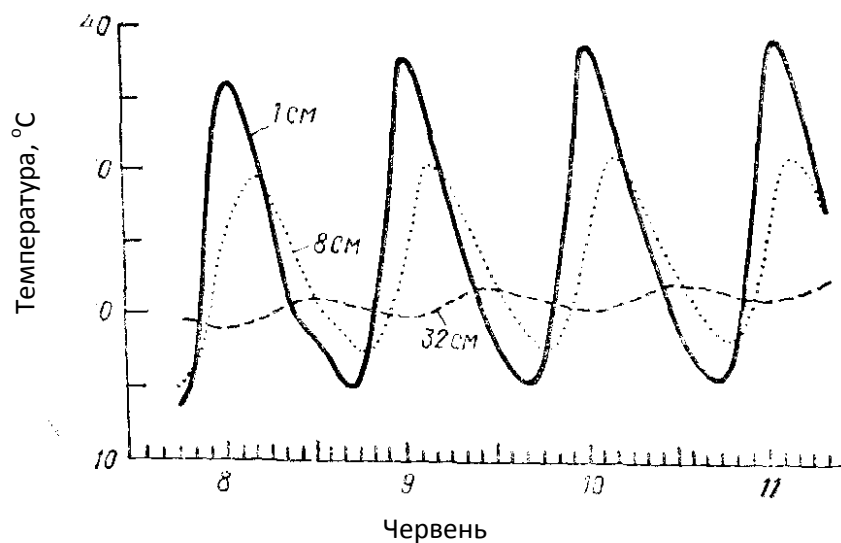


Рис. 5.1 – Температури ґрунту, виміряні на трьох глибинах під посівом вівса в районі Логана (штат Юта, США). Добовий цикл температур проявляє інерцію з глибиною. Наприклад, 10 липня максимальна температура на глибинах 1, 8 і 32 см спостерігалася відповідно у 13 год 20 хв, 16 год 50 хв у 4ч 00 хв, а мінімальна — 4 год 20 хв, 7 год 30 хв і 12 год 20 хв. Амплітуда добового температурного циклу з глибиною загасає. Так, 10 липня на глибинах 1,8 і 32 см максимальні температури становили відповідно $36,7$, $30,9$ і $22,2^{\circ}\text{C}$, а мінімальні $15,3$, $17,7$ і $20,6^{\circ}\text{C}$.

Графік зображує річний цикл температури, обумовлений річним циклом надходить сонячної радіації. Хоча сонячна радіація досягає свого максимуму близько 21 червня, настання максимальних температур на глибині 10 см запізнюється приблизно на 1,5 місяця, а на глибині 100 см — приблизно на 2 місяці. Амплітуда річного температурного циклу з глибиною зменшується.

Фактори, що впливають на температуру ґрунту. Основні фактори, що впливають на температуру ґрунту, можна розділити на дві категорії. Перша включає фактори, що впливають на кількість тепла біля поверхні ґрунту. До другої категорії відносяться фактори, що впливають на розсіювання наявного тепла.

Одним з основних факторів, що впливають на тепловий потік у ґрунт, є її колір. Його роль виражається а зміну альбедо, яке, в свою чергу, впливає на радіаційний баланс, порівняйте альбедо чорного і білого бетону (див. табл. 4.1).

Другий важливий фактор теплового потоку в ґрунт — наявність мульчуючого шару. Мульча, що лежить поверх ґрунту, сприяє її ізоляції. Таким чином, в мульчированную ґрунт потрапляє менше тепла, ніж оголені. Зауважимо, однак, що мульча разом з тим затримує тепловий потік з ґрунту. Отже, восени і взимку мульчированная ґрунт буде тепліше, ніж оголена. Дані в табл. 5,1 ілюструють вплив кольору і мульчі на температури ґрунту в літній період.

Основним чинником, визначальним розсіювання тепла ґрунтом, є вологість. Якщо на поверхні ґрунту є велика кількість вологи, то основна частина поглинається теплової енергії витрачається на її випаровування.

Оскільки температура поверхні при цьому не підвищується, то утворюється лише невеликий градієнт, викликає тепловий потік в ґрунт. Навпаки, якщо поверхня ґрунту суха, то поглинається енергія нагріває її і виникає високий температурний градієнт викликає значний тепловий потік в ґрунт.

Таблиця 5.1 – Середні температури ґрунту, виміряні в Манхаттане (штат Канзас), з 6 по 8 червня 1959 р.

Глибина ґрунту, см	Температура ґрунту, °С			
	Оголений	Мульчированою		
		Чорним гравієм	Алюмінієвим гравієм	Соломою
1	33	31	27	22
4	30	29	27	22
16	27	27	24	21
64	22	22	20	18
152	16	16	16	15

В експерименті, проведеному Хенксом і співавторами (Hanks, 1967), ґрунтові колонки витримувались в приміщенні з постійною температурою 25 °С. Повітря подавався на вологу поверхню ґрунту з допомогою вентиляторів, викликаючи випаровування вологи. Внаслідок випаровування температура поверхні ґрунту стала нижче температури навколишнього повітря. Коли ґрунт висихала і інтенсивність випаровування знижувалася, зменшувалася також ступінь охолодження (суцільні криві для п'ятого та сорокового днів). Інші ґрунтові колонки висушували за допомогою нагрівальних ламп. При радіаційному висиханні ступінь нагрівання ґрунту підвищувалася, а випаровування зменшувалася.

Вологість впливає також на розсіювання тепла в ґрунті, впливаючи на теплопровідність, теплоємність і термічну дифузність. Підвищення вологості може призвести до підвищення або зниження температури ґрунту в залежності від конкретної ситуації.

Інший фактор, що впливає на розсіювання теплоти в ґрунті, — її щільність. Дія цього фактора виявляється через вплив щільності ґрунту на теплоємність і теплопровідність.

Несталий тепловий потік. У реальних умовах, однак, у ґрунті спостерігається незначний несталий потік. Добові коливання радіаційного балансу R_n (див. рис. 4.1) викликають добові коливання температури верхнього шару ночви. Коливання температури верхнього шару ґрунту в свою чергу призводять до мінливості ентальпії ґрунту G (див. рис. 4.1). Звідси берег початок мінливість температури ґрунту в будь-який час і на будь-якій глибині. Крім добових коливань, спостерігаються також річні коливання R_n і G .

Рівняння несталоного теплового потоку має вигляд

$$\frac{\partial T}{\partial t} = D_q \frac{\partial^2 T}{\partial z^2}, \quad (5.11)$$

де $D_q = \frac{K_q}{c_v}$ — температуропровідність.

Хенкс і Расмуссен (Hanks, Rasmussen, 1976) показали, що відносно легко розробити практичний чисельний метод отримання наближеного рішення рівняння (5.11). Представивши це рівняння в різницево-му вигляді, можна чисельно дати наступне наближене вираження загального рівняння теплового потоку:

$$\frac{T_i^{j+1} - T_i^j}{\Delta t} = \frac{D_q(T_{i-1}^j - 2T_i^j + T_{i+1}^j)}{(\Delta z)^2}, \quad (5.12)$$

де i — індекси, що позначають шари ґрунту; Δz — відстань між шарами ґрунту; j — верхні індекси, що позначають збільшення часу; Δt — проміжок часу.

Визначивши, що

$$D_q [\Delta t / (\Delta z)^2] = 0,5,$$

можна спростити чисельну рівняння до виду

$$T_i^{j+1} = 0,5(T_{i-1}^j + T_{i+1}^j). \quad (5.13)$$

Рівняння (5.13) — це спрощена схема обчислення, якою можна користуватися для розрахунку температури ґрунту на будь-якій глибині і в будь-який час в умовах неустановившегося теплового потоку. Для вирішення, однак, потрібно 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 певній глибині від часу (повинні бути відомі нижні граничні умови). Початкові та граничні умови часто вимірюються безпосередньо в полі, але в деяких роботах на їх рахунок робляться припущення або вони апроксимуються.

Запитання для самоперевірки п'ятої теми

1. Що таке вологість ґрунту?
2. Як визначається тепловий потік?
3. Які фактори впливають на температуру ґрунту?
4. Що необхідно розуміти під питомою теплоємністю води?
5. Регулювання теплового режиму ґрунту в умовах холодного клімату.
6. Тепловий режим ґрунтів, його типи.

Зі змістом матеріалу за темою 5 можна ознайомитись у [1], розділ 5.

2.3 Перелік завдань на контрольну роботу

2.3.1 Загальні поради по виконанню контрольної роботи

1. За допомогою навчальної та методичної літератури, список якої наведено у попередній частині цих Методичних вказівок, та рекомендацій, які сформульовані у п. 2.1 (дивись вище), необхідно вивчити зміст теоретичної частини кожної з 5-ти тем курсу. Самоперевірка засвоєння знань здійснюється за допомогою “*Запитань для самоперевірки*”, які наводяться наприкінці рекомендацій по вивченню кожної теми.
2. Після засвоєння теоретичного матеріалу необхідно виконати контрольну роботу, яка включає завдання по п'яти темах курсу.
3. Надіслати виконану та оформлену контрольну роботу на кафедру агрометеорології та агрометеорологічних прогнозів.

У п. 2.2.2 наведені 10 варіантів контрольних завдань по кожній темі. *Студенти виконують варіант згідно з останньою цифрою номеру залікової книжки.*

2.3.2 Перелік завдань контрольної роботи:

По теоретичній частині курсу – відповіді на контрольні запитання згідно з номером варіанта.

Варіант 1

1. Щільність твердої фази ґрунту. Від чого вона залежить?
2. Від чого залежить пористість ґрунту, яке вона має значення і як її можна регулювати в умовах землеробства?
3. Як можна розрахувати евапотранспірацію?
4. Сили, що діють на воду в ґрунті.
5. Вологоємність ґрунту, її види. Від чого залежать?
6. Джерела тепла в ґрунті.
7. Дайте визначення теплового режиму ґрунту. Класи теплового режиму ґрунту.
8. Якими прийомами можна регулювати повітряні режими ґрунту в практиці землеробства?
9. Яке практичне значення мають знання реакції та буферності ґрунтового розчину.
10. Що таке найменша вологоємність?

Варіант 2

1. Щільність ґрунту (об'ємна маса). Від чого вона залежить?
2. Перечисліть основні фізико-механічні властивості ґрунту.
3. Що необхідно розуміти під сумарною радіацією?
4. Охарактеризуйте хімічно-зв'язану воду в ґрунті, та види.
5. Водопроникність ґрунту. Від чого залежить? Формула Дарсі.
6. Роль тепла в ґрунтоутворних процесах.
7. Охарактеризуйте типи промерзаючого класу ґрунтів.
8. Який вплив має повітряний режим ґрунту на живлення рослин і мікробіологічні процеси?
9. Що таке родючість ґрунту? Елементи родючості ґрунтів.
10. Як розраховується еквівалентна товщина шару рідкої води?

Варіант 3

1. Пористість ґрунту, її види.
2. В'язкість ґрунту, від чого вона залежить?
3. За рахунок чого утворюється рідкий водний потік?
4. Фізично-зв'язана вода в ґрунті, її види, від чого залежать?

5. Водопідйомна властивість ґрунту. Від чого залежить? Формула Ньютона.
6. Теплопоглинаюча та тепловідбивна здатність ґрунту. Від чого вони залежать?
7. Охарактеризуйте типи непромерзаючого класу ґрунтів.
8. Як відбувається газообмін і повітрообмін між ґрунтом і атмосферою?
9. Категорії родючості ґрунтів.
10. Які властивості ґрунту називаються фізико-механічними? Дайте коротке визначення кожного з них

Варіант 4

1. Використання в агрометеорологічних розрахунках загальних фізичних властивостей ґрунту.
2. Липкість ґрунту, від чого вона залежить?
3. Як розраховується вертикальна інфільтрація води в ґрунт?
4. Вільна вода в ґрунті, її види, під дією яких сил знаходяться?
5. Водний баланс ґрунту, його складові. Коефіцієнт зволоження ґрунту?
6. Теплоємність ґрунту, її види. Від чого вони залежать?
7. Як регулюють тепловий режим ґрунту в умовах холодного клімату.
8. Яке значення мають кисень, вуглекислий газ, аміак, азот та інші гази в ґрунті для підвищення продуктивності сільськогосподарських рослин?
9. Який вплив на родючість ґрунту має його механічний склад?
10. Для чого у польових умовах визначають потенціал тиску?

Варіант 5

1. Оцінка пористості ґрунтів.
2. Прилипання ґрунту, від чого воно залежить?
3. Як розраховується щільність потоку.
4. Тверда і пароподібна вода в ґрунті, її значення.
5. Типи водного режиму ґрунту. Якими показниками він характеризується?
6. Теплопровідність ґрунту. Від чого вона залежить?
7. Роль повітря в ґрунті.
8. Поняття про ґрунтовий розчин, Джерела солей в ґрунті.
9. Який вплив на родючість ґрунту має його структура?
10. Чи залежить гравітаційний потенціал від властивостей ґрунту?

Варіант 6

1. Вкажіть прийоми регулювання загальних фізичних властивостей ґрунту.
2. Набухання ґрунту, від чого воно залежить.
3. Що таке вологість ґрунту?.
4. Ґрунтово-гідрологічні константи. Від чого вони залежать?
5. Як визначається тепловий потік?
6. Форми ґрунтового повітря.
7. Від чого залежить склад, концентрація та осмотичний тиск ґрунтового розчину?
8. Який вплив на родючість ґрунту мають його водно-фізичні властивості?
9. Що необхідно розуміти під потенціалом ґрунтової вологи?
10. Як розраховується швидкість випаровування?

Варіант 7

1. Які фактори впливають на температуру ґрунту?.
2. Осідання ґрунту, від чого воно залежить?
3. Як виражається радіаційний баланс??
4. Форми води в ґрунті.
5. Що необхідно знати, щоб перерахувати вміст води в ґрунті від процентного до міліметрового стану?
6. Що необхідно розуміти під питомою теплоємністю води?
7. Повітряно-фізичні властивості ґрунтів. Від чого вони залежать?
8. Заходи по регулюванню реакції і буферності ґрунтового розчину.
9. Як теплові властивості ґрунту впливають на його родючість?
10. Чим обумовлений каркасний потенціал?

Варіант 8

1. Вплив фізико-механічних властивостей на оцінку ґрунту.
2. Питомий опір ґрунту, від чого він залежить ?
3. Регулювання теплового режиму ґрунту в умовах холодного клімату.
4. Роль води в процесах ґрунтоутворення.
5. Які заходи застосовуються по регулюванню водного режиму ґрунту в різних ґрунтово-кліматичних умовах?
6. В яких ґрунтах теплоємність і теплопровідність вища: в глинистих чи піщаних, вологих чи сухих?
7. Склад ґрунтового повітря. Чим він відрізняється від атмосферного?
8. Тепловий режим ґрунтів, його типи.
9. Який вплив на родючість ґрунту відіграє вміст у ньому органічних речовин?

10.3а рахунок чого виникає осмотичний потенціал?

Варіант 9

1. Щільність твердої фази ґрунту. Від чого вона залежить?
2. Від чого залежить пористість ґрунту, яке вона має значення і як її можна регулювати в умовах землеробства?
3. Як можна розрахувати евапотранспірацію?
4. Сили, що діють на воду в ґрунті.
5. Вологоємність ґрунту, її види. Від чого залежать?
6. Джерела тепла в ґрунті.
7. Дайте визначення теплового режиму ґрунту. Класи теплового режиму ґрунту.
8. Якими прийомами можна регулювати повітряні режими ґрунту в практиці землеробства?
9. Яке практичне значення мають знання реакції та буферності ґрунтового розчину.
10. Що таке найменша вологоємність?

Варіант 10

1. Щільність ґрунту (об'ємна маса). Від чого вона залежить?
2. Перечисліть основні фізико-механічні властивості ґрунту.
3. Що необхідно розуміти під сумарною радіацією?
4. Охарактеризуйте хімічно-зв'язану воду в ґрунті, та види.
5. Водопроникність ґрунту. Від чого залежить? Формула Дарсі.
6. Роль тепла в ґрунтоутворних процесах.
7. Охарактеризуйте типи промерзаючого класу ґрунтів.
8. Який вплив має повітряний режим ґрунту на живлення рослин і мікробіологічні процеси?
9. Що таке родючість ґрунту? Елементи родючості ґрунтів.
10. Як розраховується еквівалентна товщина шару рідкої води?

III ОРГАНІЗАЦІЯ КОНТРОЛЮ ЗНАНЬ ТА ВМІНЬ СТУДЕНТІВ

3.1 Система контролю знань та вмінь студентів:

Поточний контроль здійснюється за наступними формами:

- перевірка контрольної роботи;
- перевірка знань студентів під час практичних робіт.

Підсумковий контроль проводиться на основі накопичення (інтегральної) суми балів, яку отримав студент за підсумками поточного контролю та підсумками поточного контролю та підсумкового контролю (залік).

Накопичувальна підсумкова оцінка (ПО) засвоєння студентом початкової дисципліни складається з:

- контрольної роботи (ОМ – оцінка міжсесійна);
- оцінювання практичних робіт (ОЗЕ – оцінка сесійна);
- оцінювання теоретичної частини під час аудиторних занять (ОЗЕ – оцінка сесійна);
- оцінювання заходу підсумкового контролю (ОЗКР – залік).

Студент вважається допущеним до підсумкового семестрового контролю, якщо він виконав всі види робіт поточного контролю (ОМ+ОЗЕ), передбачені робочою навчальною програмою дисципліни і набрав за накопичувальною системою суму балів не менше 50% від максимально можливої за дисципліну.

3.2 Форма контролю знань та вмінь студентів

3.2.1 Поточний контроль

Поточний контроль складається з:

- контрольна робота за яку студент може отримати 100 балів.

Контрольна робота вважається зарахованою, якщо студент отримав за неї не менше ніж 60 балів, тобто 60 % від максимальної можливої оцінки.

Студенти, які виконали контрольну роботу та отримали за результатами перевірки не менше ніж 60 % мають допуск до заліку з дисципліни;

- практичні роботи, за які він може отримувати 50 балів (практична робота вважається зарахованою, якщо студент отримав за неї 25 балів (50 %));
- оцінювання теоретичної частини під час аудиторних занять (усне опитування 50 балів) (теоретична частина вважається зарахованою, якщо студент отримав за неї 25 балів (50 %)).

3.2.2. Підсумковий контроль

Підсумковий семестровий контроль (ОПК) здійснюється під час заліку.

ОЗКР складається з 20 тестових питань.

Накопичена підсумкова оцінка розраховується таким чином:

$$\text{ПО} = 0,75 \times [0,5 \times (\text{ОЗЕ} + \text{ОМ})] + 0,25 \times \text{ОЗКР}$$

де ОПК – кількісна оцінка (у відсотках від максимально можливої) залік;

ОЗЕ – кількісна оцінка (у відсотках від максимально можливої) за практичну та теоретичну частини курсу;

ОМ – кількісна оцінка (у відсотках від максимально можливої) заходів контролю СРС у міжсесійний період;

ОЗКР – оцінка залікової контрольної роботи.

МЕТОДИЧНІ ВКАЗІВКИ

до самостійної роботи студентів і
виконання контрольної роботи

з дисципліни «**Фізика ґрунтів**»

для студентів 3 курсу
заочного факультету

Напрямок підготовки:
6.040105 Гідрометеорологія
ПДВ: ГМ-1: Атмосферні науки_ ТР2
« Агрометеорологія»

Укладачі:
к.геогр. н., доц. Барсукова О.А.

Підписано до друку . Формат . Папір офсетний.
Друк офсетний. Ум друк. арк.
Тираж 25 прим. Зам. №

Одеський державний екологічний університет
65016, вул. Львівська, 15
