

МІНІСТЕРСТВО ОСВІТИ І НАУКИ УКРАЇНИ
ОДЕСЬКИЙ ДЕРЖАВНИЙ ЕКОЛОГІЧНИЙ УНІВЕРСИТЕТ

МЕТОДИЧНІ ВКАЗІВКИ

до самостійної роботи студентів
з дисципліни «**Фізика ґрунтів**»

Напрямок підготовки:

6.040105 Гідрометеорологія

ПДВ: ГМ-1: Атмосферні науки_ ТР2

« Агрометеорологія »

Одеса – 2018

Методичні вказівки до самостійної роботи студентів 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, 2018. - 50 с.

ЗМІСТ

| | Стр |
|---|-----|
| Загальна частина..... | 4 |
| 1.1 Передмова..... | 4 |
| 1.2 Зміст дисципліни "Фізика ґрунтів" | 7 |
| 1.3 Перелік навчальної літератури | 8 |
| 1.4 Перелік знань та вмінь студента | 8 |
| 1.5 Організація навчального процесу | 9 |
| 2 Організація самостійної роботи студента | 10 |
| 2.1 Загальні рекомендації по вивченню теоретичного матеріалу..... | 10 |
| 2.2 Теми теоретичного матеріалу для самостійної роботи студентів..... | 10 |
| Тема 1..... | 10 |
| Тема 2..... | 16 |
| Тема 3..... | 20 |
| Тема 4..... | 23 |
| Тема 5..... | 27 |
| 2.3 Повчання по СРС при виконанні практичної роботи..... | 40 |
| 2.2.1 Рекомендації до виконання практичної роботи..... | 40 |
| 3 Організація контролю знань та вмінь студентів | 48 |

ЗАГАЛЬНА ЧАСТИНА

1.1 Передмова

Фізика ґрунтів - це область ґрунтознавства, що вивчає фізичні властивості ґрунтів і протікають в них фізичні процеси.

Ґрунт як фізичне тіло являє собою полідисперсну гетерогенну систему, т. ін. Вона складається з частинок різної крупності і різного мінералогічного і хімічного складу. Між складаючими ґрунт частинками утворюються порожнечі, або пори, в яких знаходиться ґрунтовий розчин і ґрунтове повітря. Внаслідок дисперсності ґрунту мають сильно розвиненими поверхнями розділу між твердою частиною та іншими складаючими її частинами, а отже, і значної вільної поверхневою енергією, що впливає на стан речовини і процеси, що протікають в обмеженому цими поверхнями паровому просторі. В результаті в пустотах ґрунту створюються енергетичні умови, що відрізняються від тих, які існують у поверхонь великих об'ємних тел. Розмір, форма і спосіб упаковки ґрунтових частинок і їх агрегатів визначають співвідношення між обсягами, займаними в ґрунті твердою частиною, рідиною і газами, впливають на фізичний стан і поведінку ґрунтового розчину і містяться в ньому елементів живлення рослин, а також на енергетику і рухливість води - основного компонента ґрунту і біосфери в цілому.

Співвідношення між твердою і рідкою частинами ґрунту впливає на її газообмін з атмосферою і перш за все на аерацію ґрунту, т. ін. Надходження необхідної для коренів рослин кисню і видалення вуглекислоти; обумовлює теплоємність, теплопровідність, температуропровідність ґрунту і, отже, впливає на акумуляцію та поширення теплоти в ґрунті, що виявляє істотний вплив як на ріст і розвиток рослин, так і на які відбуваються в ґрунті фізичні і хімічні процеси.

Взаємодія твердої і рідкої частин ґрунту обумовлює механічні та геологічні властивості ґрунтів (їх міцність, деформованість, пластичність, плинність, в'язкість, липкість), тісно пов'язані з технологічними операціями по обробці ґрунтів і догляду за посівами і впливають на поширення коренів рослин.

Тверда частина ґрунту служить її основою, або матрицею. По вивченні структури цієї основи ґрунтів, її складу і властивостей (розподіл складових її частинок за розмірами, їх мінералогічний склад; умови їх агрегування і пептизації; величина і властивості їх поверхонь розділу), її взаємодії з ґрунтовим розчином - одна з основних задач фізики ґрунтів.

Ґрунт як природне фізичне тіло тісно пов'язана з составом і походженням материнської породи і з умовами зовнішнього середовища (з кліматом, рельєфом, рослинністю), т. ін. З факторами ґрунтоутворення, які визначає особливості формування ґрунтового профілю, що складається з генетичних горизонтів, що є причиною виникнення вертикальної анізотропії, і обумовлюють латеральну просторову мінливість фізичних властивостей ґрунтів. З умовами зовнішнього середовища пов'язані зміни вмісту води і повітря в ґрунтах, приплив тепла в ґрунту або його відтік, коливання температури ґрунтів. Фактори зовнішнього середовища обумовлюють радіаційний, тепловий, водний і повітряний режими ґрунтів, служать причиною переміщення води та повітря в ґрунті у вертикальному і горизонтальному напрямках. На характер і швидкість поширення води, повітря, тепла в ґрунтах істотний вплив роблять будова ґрунтового профілю, ступінь вираженості вертикальної анізотропії. Тому істотне місце у фізиці ґрунтів приділено питанням проникнення і розповсюдження води і повітря в ґрунтах (інфільтрація, водопроникність, водопідйомна здатність ґрунтів, повітря), водного, теплового та повітряного режимів.

Ґрунтоутворювальний процес впливає на організацію, упорядкування і диференціацію твердої частини ґрунту, визначає склад ґрунтового розчину і обумовлює особливості ґрунту як природного фізичного тіла. Тому фізику ґрунтів і слід розглядати як одну з ґрунтових дисциплін.

У той же час ґрунт як фізичне тіло підпорядковується законам фізики, зокрема фізики дисперсних систем, і при її досліді використовують не тільки сучасні фізичні методи, а й сучасні фізичні теорії, які спираються на відповідний математичний апарат. Суттєву допомогу при вивченні протікають в ґрунтах фізичних процесів надає імітаційне математичне і фізичне моделювання.

Досягнення фізики ґрунтів широко використовуються в народному господарстві СНГ. Екологічна і технологічна оцінка фізичного стану ґрунтів лежить в основі розробки сучасних зональних систем обробки ґрунтів і догляду за посівами.

Фізика ґрунтів є теоретичною основою їх меліорації. Якщо на значних територіях півдня і південного сходу європейської частини нашої країни і в Середній Азії не вистачає води і необхідно зрошення, то в північних і північно-західних її областях і частково в центральних районах, а також в Нечорнозем'я відзначається надлишок води, який необхідно видаляти, щоб забезпечити сприятливі умови для розвитку сільськогосподарських рослин, т. е. необхідно осушення. Значні території, розташовані в областях з великою кількістю тепла і світла, характеризуються надмірним вмістом солей або поганими фізичними властивостями, викликаними солонцюватістю. Для ефективного використання цих ґрунтів їх необхідно поліпшити, видаливши надлишок солей і усунувши солонцюватих. Успішне здійснення цих заходів можливе лише за умови хорошого знання

фізичних властивостей ґрунтів і закономірностей протікаючих в них процесів (поширення в ґрунтах води і розчинених в ній солей, зміни структури твердої частини ґрунту в залежності від зміни складу і концентрації ґрунтового розчину, складу обмінних підстав). Науково обґрунтована розробка як агротехнічних, так і інженерних заходів по боротьбі з водною та вітровою ерозією ґрунтів немислима без урахування фізичних властивостей ґрунтів.

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.

На вивчення дисципліни відводиться час, який визначається навчальним планом підготовки.

Отримані знання будуть використовуватися для виконання курсових та дипломних робіт, науково-дослідних робіт, а також у практичній діяльності.

Вивчення дисципліни "Фізика ґрунтів" проводиться на 3 курсі і передбачає лекційні й практичні заняття. Обсяги вивчення окремих розділів і тем визначаються робочою навчальною програмою.

Після вивчення дисципліни "Фізика ґрунтів" студенти складають залік.

З метою контролю проводиться модульний контроль знань та вмінь студентів з теоретичного та практичного матеріалу.

Методика модульного контролю з дисципліни "Фізика ґрунтів" розроблена у відповідності до положення про модульну систему організації навчання та контролю знань. В основі методики лежить розподіл програми дисципліни на окремі логічно пов'язані блоки - модулі з оцінкою засвоєння студентами знань та вмінь за цими модулями.

Чинні методичні вказівки призначені для того, щоб надати допомогу студентам 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 бакалаврів напряму підготовки: 6.040105 Гідрометеорологія. ПДВ: ГМ-1: Атмосферні науки_ТР2 «Агromетеорологія» передбачає лекційні, практичні заняття та самостійну роботу студентів. З метою контролю поточних знань складено 2 модульних завдання з теоретичної частини і 1 модулі з практичної частини. Після вивчення дисципліни “Фізика ґрунтів” студенти складають залік.

Методика модульного контролю з дисципліни “Фізика ґрунтів” розроблена у відповідності до положення про модульну систему організації навчання та контролю знань студентів (2.05.06). В основі методики лежить розподіл програми навчального курсу на окремі логічно пов’язані блоки-модулі з оцінкою засвоєння студентами знань та вмінь по цих модулях.

Впродовж вивчення дисципліни “Фізика ґрунтів” студенти виконують контрольні роботи. Контроль самостійної роботи студента здійснюється шляхом перевірки контрольних робіт. Обсяги вивчення окремих розділів і тем визначаються робочою навчальною програмою.

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);

- якщо ж у Вас виникли питання або труднощі при вивченні теоретичного матеріалу, то потрібно звернутися до викладача, який читав лекції.

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).

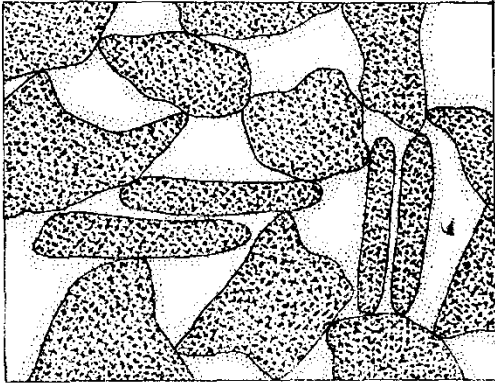


Рисунок 1.1 – Схема ґрунту в розрізі, що показує тверді частинки ґрунту (темні), плівку води (світла) і обсяг, заповнений повітрям (білий).

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

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

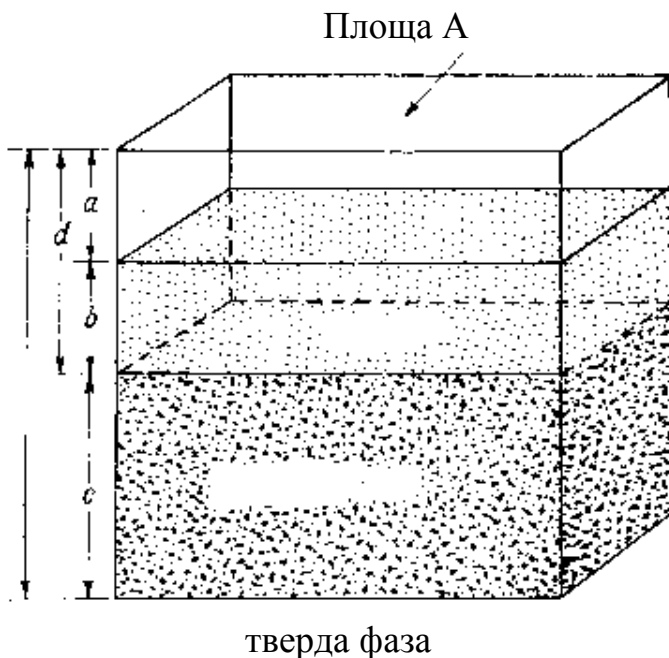


Рисунок 1.2 – Всі тверді частинки в кубі з ребром D площею грані А стиснуті в шар товщиною c; ґрунтовий розчин і ґрунтове повітря, також розділені для порівняння, займають шари товщиною відповідно b і a.

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 вологості 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 засвоєння 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 контактi, 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 – каркасний 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'ядання, 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; [(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 засвоєння 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.

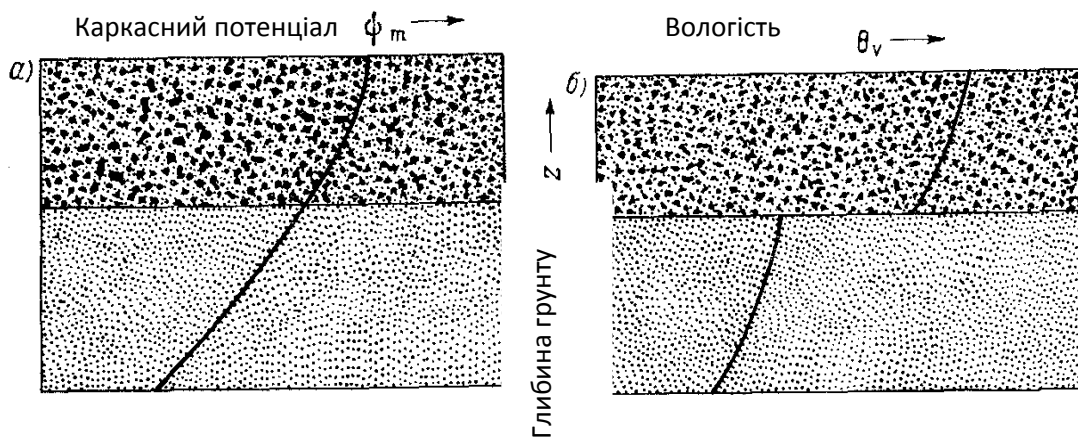


Рис. 3.1 – Якщо вода тече через різні шари ґрунту, які стикаються між собою, крива каркасного потенціалу не переривається при перетині кордону між шарами (а). Однак крива вологості на цій межі переривається (б).

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 Хіллел (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.

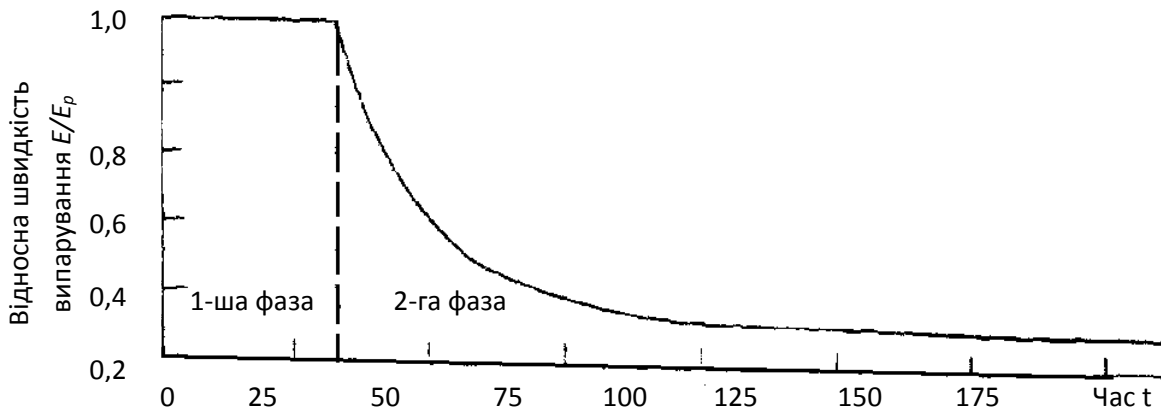


Рис. 3.2 – Залежність відносної швидкості випаровування від часу. Протягом 1-ї фази (фаза постійної швидкості) швидкість випаровування регулюється кліматом (енергією, наявної для випаровування). Протягом 2-ї фази (фаза зниження швидкості) швидкістю випаровування керують ґрунтові фактори (здатність ґрунту 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 засвоєння 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 (зрошеної 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 сільськогосподарства 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, Австралія | 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 вимірі 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 засвоєння 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 ґрунту 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, припадаючого 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,

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

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 (див. приклади 5.1—5.3)

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. Ці зміни можна врахувати, якщо розглядати профіль ґрунту за сегментами (приклад 5.4). Приклад 5.4 наведено для сухої оголеною ґрунту, в якій більша частина тепла, отриманого за день, вночі втрачається. Таким чином, за добу загальна кількість тепла зміниться порівняно мало. На рис. 5.1 значення вночі негативно і приблизно дорівнює G за величиною. Вночі поверхню ґрунту охолоджується за рахунок випромінювання енергії в атмосферу, але нагрівається за рахунок теплового потоку з ґрунтового профілю до поверхні. Таким чином, вночі енергія для R_n надходить від G .

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).

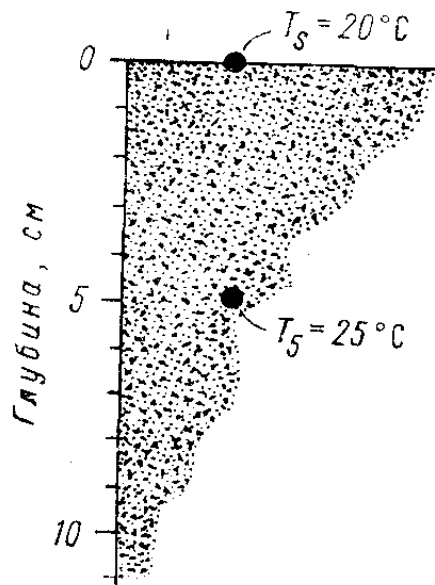
В рівнянні (5.7) K_q , A і t завжди позитивні. Таким чином Q_q , визначається знаком $\Delta T/\Delta z$.

Щоб уникнути ускладнень, при визначенні знака $\Delta T/\Delta z$ використовуємо той же метод, що і для водного потоку, тобто позначимо

одну точку 1, а іншу — як точка 2, а потім позначимо висоту і температуру відповідним індексом (наприклад вибравши T_1 і z_1 — температура і висота в точці 1). При визначенні $\Delta T/\Delta z$ завжди слід вибирати значення T і z в одній і тій же послідовності (наприклад, вибравши ΔT як різниця $T_2 - T_1$, вибирайте також $z_2 - z_1$; якщо ж ΔT визначається як $T_1 - T_2$, то Δz має визначатися як $z_1 - z_2$). У цій книзі вхідний потік вважається позитивним. Якщо поверхня ґрунту прийняти за нуль, то всі глибини мають негативні значення. Розрахунок усталеного теплового потоку в прикладі 5.5

Розглянемо тепер становище G в рівнянні (5.7). У прикладі 5.2 ми розраховували Q_q по зміні температури ґрунтового обсягу і кількості тепла, необхідного для підвищення температури одиничного обсягу ґрунту на 1°C (об'ємна теплоємність). При розрахунку Q_q за ΔT і C_v питання полягає в тому, спрямований чи тепловий потік всередину ґрунтового обсягу плив з пего, а не в тому, чи є він висхідним або низхідним (див. примітка до прикладу 5.2). Таким чином, ми визначили, що

$$G = \pm \frac{Q_q}{At} = \pm \frac{C_v V \Delta T}{At}. \quad (5.9)$$



З іншого боку, при використанні рівняння усталеного потоку важливо визначити напрямок потоку. Оскільки висхідний напрямок обрано позитивним як для G , так і для ми можемо записати:

$$G = J_q = -K_q \frac{\Delta T}{\Delta z}. \quad (5.10)$$

Хоча обидва позначення (G і J_q) можуть використовуватися рівнозначно, ми будемо використовувати J_q для позначення загального

теплогового потоку в ґрунті, а G — для окремого випадку, коли потік спрямований до поверхні ґрунту або від неї.

У рівняннях теплового потоку «рушійною силою» є різниця температур ΔT . Інтенсивність цієї рушійної сили визначається градієнтом температури $\Delta T/\Delta z$. Теплопровідність K_q — властивість ґрунтів, що визначає її здатність проводити тепло. Висока теплопровідність, наприклад, означає, що ґрунт добре проводить тепло, іншими словами, се опір теплового потоку мало (див. приклад 5.6).

Градієнт позитивний, тобто із зменшенням z повинна зменшуватися і T . Якщо позитивним вибирається напрямок вгору, то z зменшується із заглибленням у ґрунт. Таким чином, температура повинна знижуватися з глибиною, тобто поверхню ґрунту тепліше, ніж шари, розташовані нижче.

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.

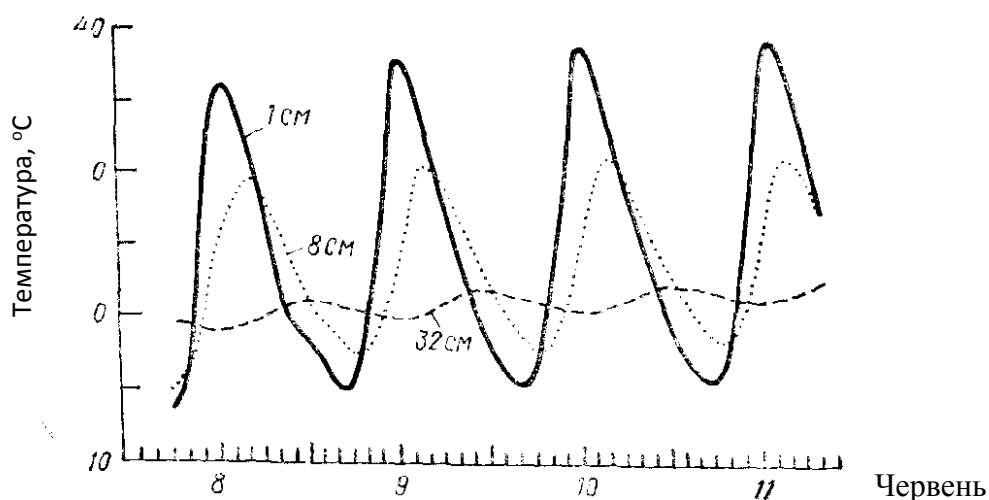


Рис. 5.1 — Температури ґрунту, виміряні на трьох глибинах під посівом вівса в районі Логана (штат Юта, США), в 1969 р. Добовий цикл температур проявляє інерцію з глибиною. Наприклад, 10 липня максимальна температура на глибинах 1, 8 і 32 см спостерігалася відповідно у 13 год 20 хв, 16 год 50 хв у 4ч 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, 40,9 і 22,2 ГС, а мінімальні 15,3, 17,7 і 20,6 °С.

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 $22,4\text{ }^{\circ}\text{C}$, на глибині 8 см вона дорівнює $32,5\text{ }^{\circ}\text{C}$, а па глибині 32 см — всього $1,5\text{ }^{\circ}\text{C}$.

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

На рис. 5.1 та 5.2 нанесені на графік три змінні. В обох випадках температура представлена як функція часу, і кожна крива характеризує певну глибину. Ті ж самі три змінні можна нанести на графік по іншому. Кожна крива може характеризувати певний час. Графік останнього типу показаний на рис. 5.3. Тут зображені профілі температури (тобто криві, що показують температури на різних глибинах) для ґрунту і повітря над ґрунтом.

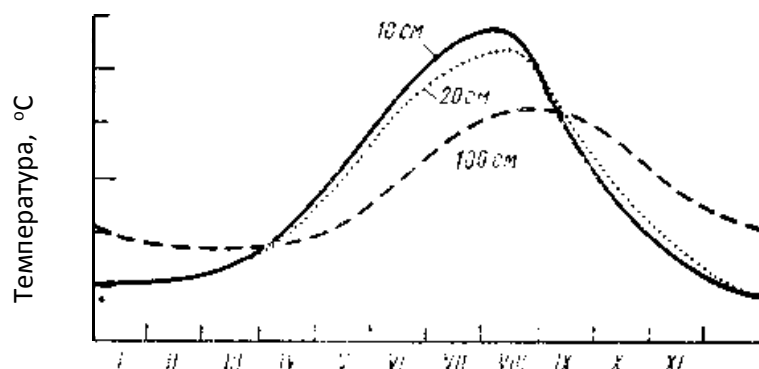


Рис. 5.2 – Середні місячні температури ґрунту, виміряні на трьох глибинах на тваринницькій фермі університету штату Юта (США). За даними неопублікованих П.Д. Річардсон (E. Arlo Richardson).

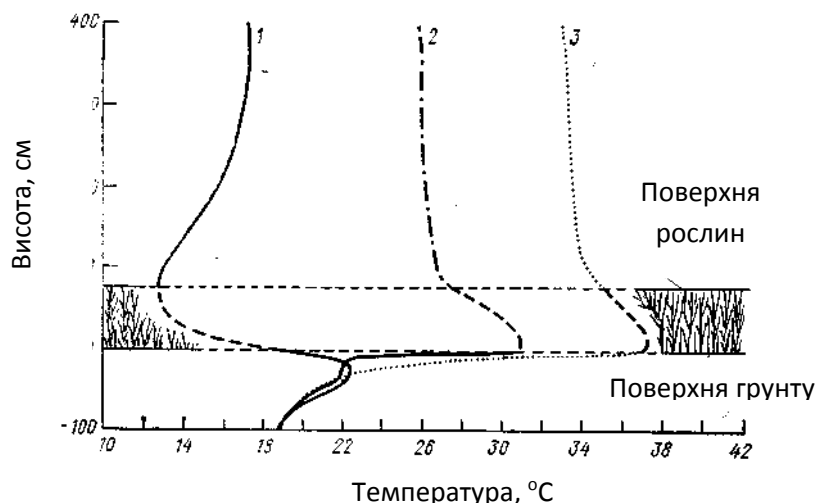


Рис. 5.3 – Профілі температури, виміряні в три різних моментів часу над посівом вівса. Профілі вимірювалися в районі Логана (штат Юта, США), 9 серпня 1969 р. По неопублікованих даних Р. Хенкса (R. J. Hanks) Час: 1-1 год 00 хв; 2-12 год 00 хв; 3— 17 год 00 хв.

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 |

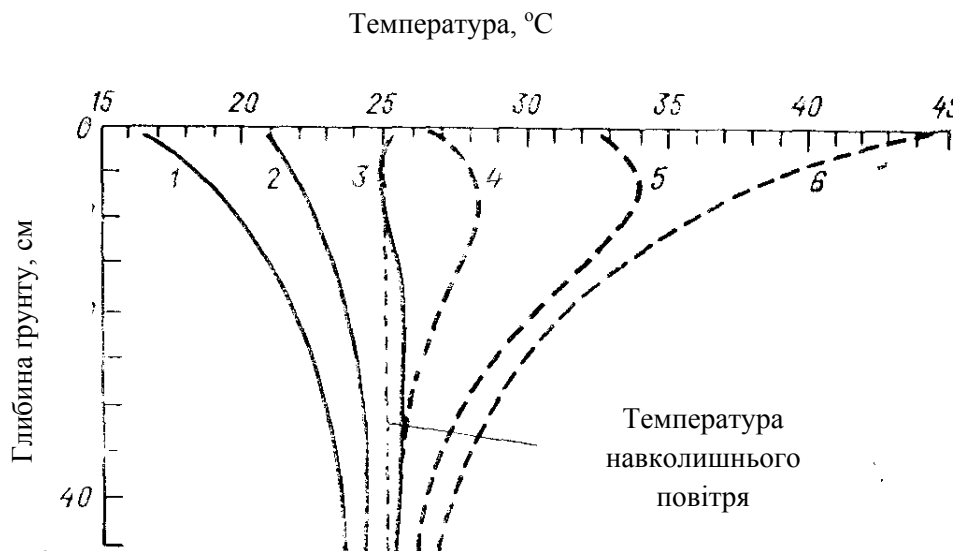


Рис. 5.4 – Профілі температури ґрунту спочатку вологих ґрунтових колонок, висушених в приміщенні при постійній температурі 25 °С. Суцільні криві відносяться до колонки, висушеної шляхом нагнітання повітря па поверхню, пунктирні криві — до колонки, висушеної шляхом опромінення нагрівальними лампами. За даними Хенкса (Hanks, 1967).

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 (суцільна крива для першого дня на рис. 5.4). 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 (пунктирні криві на рис. 5.4).

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.

У прикладах 5.5 і 5.6 передбачається наявність умов усталеного теплового потоку. У реальних умовах, однак, у ґрунті спостерігається незначний несталый потік. Добові коливання радіаційного балансу R_n викликають добові коливання температури верхнього шару ночви. Коливання температури верхнього шару ґрунту в свою чергу призводять до мінливості ентальпії ґрунту G . 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 несталого 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. Використання рівняння несталого потоку ілюструється на прикладах 5.7 і 5.8.

Хенкс і Расмуссен (Hanks, Rasmussen, 1976) показали, що відносно легко розробити практичний чисельний метод отримання наближеного рішення рівняння (5.11). Представивши це рівняння в різницевому 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 неустановившогося 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.

В табл. 5.2 жирним шрифтом виділені початкові і граничні умови для дослідження, виконаного в 1969 р. в Логане(штат Юта, США). Початкові умови, які були виміряні у полі до початку роботи (опівночі), показані для кожної глибини в термін , що відноситься до 00 год. Температура верхньої межі (верхнього шару ґрунту) вимірювалася як функція часу і записувалася через двогодинні проміжки часу в графі, що відноситься до

Таблиця 5.2 – Значення температури ґрунту (°C) для десяти значень глибини через двогодинні інтервали протягом однієї доби. Виділені жирним шрифтом значення визначають початкові та граничні умови. Початкові умови (верхній рядок) і граничні умови на поверхні ґрунту (графа «0 см») експериментально отримані у Логан (Юта, США). Передбачається, що температура на нижній межі постійна у часі. Набрані звичайним шрифтом розраховані значення (приклад 5.9) з початковим і граничним умовам з використанням рівняння (5.13).

| Час доби, год хв | Глибина, см | | | | | | | | | | |
|------------------------|-------------|------|------|------|------|------|------|------|------|------|------|
| | 0 | 10 | 20 | 30 | 40 | 50 | 60 | 70 | 80 | 90 | 100 |
| 00 00 | 18,6 | 21,8 | 23,2 | 21,8 | 21,0 | 20,0 | 18,8 | 18,5 | 18,0 | 17,0 | 16,5 |
| 02 00 | 16,8 | 20,9 | 21,8 | 22,1 | 20,9 | 19,9 | 19,3 | 18,4 | 17,8 | 17,3 | 16,5 |
| 04 00 | 15,5 | 19,3 | 21,5 | 21,4 | 21,0 | 20,1 | 19,2 | 18,6 | 17,9 | 17,2 | 16,5 |
| 06 00 | 15,6 | 18,5 | 20,4 | 21,3 | 20,8 | 20,1 | 19,4 | 18,7 | 17,9 | 17,2 | 16,5 |
| 08 00 | 17,3 | 18,0 | 19,9 | 20,6 | 20,7 | 20,1 | 19,4 | 18,7 | 17,9 | 17,2 | 16,5 |
| 10 00 | 23,9 | 18,6 | 19,3 | 20,3 | 20,4 | 20,1 | 19,4 | 18,7 | 18,0 | 17,2 | 16,5 |
| 12 00 | 32,1 | 21,6 | 19,5 | 19,9 | 20,2 | 19,9 | 19,4 | 18,7 | 18,0 | 17,3 | 16,5 |
| 14 00 | 38,7 | 24,8 | 20,8 | 19,9 | 19,9 | 19,8 | 19,3 | 18,7 | 18,0 | 17,3 | 16,5 |
| 16 00 | 37,4 | 29,8 | 22,9 | 20,4 | 19,9 | 19,6 | 19,3 | 18,7 | 18,0 | 17,3 | 16,5 |
| 18 00 | 31,9 | 30,2 | 25,1 | 21,4 | 20 | 19,6 | 19,2 | 18,7 | 18,0 | 17,3 | 16,5 |
| 20 00 | 26,5 | 28,5 | 25,8 | 22,6 | 20,5 | 19,6 | 19,2 | 18,6 | 18,0 | 17,3 | 16,5 |
| 22 00 | 23,2 | 26,2 | 25,6 | 23,3 | 21,1 | 19,9 | 19,1 | 18,6 | 18,0 | 17,3 | 16,5 |
| 24 00 | 21,5 | 24,4 | 24,7 | 23,4 | 21,6 | 20,1 | 19,3 | 18,6 | 18,0 | 17,3 | 16,5 |

глибині 0 см. Температури па нижньої межі апроксимувалися вибором кордону, лежить досить глибоко в ґрунті на глибині 100 см), щоб температура істотно не змінювалася з протягом 24-годинного періоду вимірювань. Температури на нижній межі виділено жирним шрифтом і представлені в табл. 5.2 у графі 100 див. (Оскільки температура на нижній межі не змінюється, все значення рівні температури, виміряної спочатку).

Інші значення температури і табл. 5.2 (звичайний шрифт) обчислювалися за початковим і граничним значенням (жирний шрифт) за допомогою рівняння (5.13). Згідно цього рівняння розраховуються температури для часу $j + 1$ за температур під час j ; тобто температури для будь-якого часу обчислюються за температур за попередній момент часу.

Мається на увазі, що температури для початкового моменту часу обчислюються за початковим температур (які відомі, так як спи є вимірними або передбачуваними початковими умовами). Температури для другого моменту часу розраховуються за значенням, обчисленим для першого моменту і т. д

Тепер давайте розглянемо шари ґрунту i . Користуючись рівнянням (5.13), можна простим способом знайти температуру в шарі ґрунту i для часу $j + 1$, усереднивши температуру верхнього шару ґрунту $i - 1$ з температурою нижчого шару $i + 1$ за час j . Ця процедура повторюється для кожного шару ґрунту i під час $j + 1$. Потім в обчисленнях робиться перехід до наступного моменту часу n знову розраховується температура для кожного шару ґрунту і т. д. Процес обчислення табл. 5.2 докладно описаний у прикладі 5.9.

Припустима деяка вільність у виборі розмірів Δt та Δz , але вони повинні відповідати

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

Отже, можна вибрати значення (в певних межах) для Δt або Δz , але коли такий вибір вже зроблений, значення D_q буде визначати розмір інших параметрів (див. приклад 5.10). Інше застосування рівняння (5.13) показано в прикладі 5.11. При використанні рівняння (5.13) робиться припущення, що температуропровідність D_q однакова у всій ґрунті. Правда, різноманітність властивостей багатьох ґрунтів змушує засумніватися в сталості їх температуропровідності. Тим не менше можна добре апроксимувати температури навіть для багатьох неоднорідних ґрунтів, якщо допустити рівномірність температуропровідності. Для тих ночі, де таке припущення викликає сумнів, Хенкс та ін. створили більш складне рівняння, в якому допускається зміна температуропровідності з глибиною.

Після того як в нулі були виміряні початкові умови для табл. 5.2, температури па кожній глибині вимірювалися для періоду 24 год. о так про інші температури верхнього шару ґрунту використовувалися в якості

верхніх граничних умови для обчислення значень температури в табл. 5.2. Щоб перевірити точність обчислених значенні, були використані інші експериментальні дані. Значення температури, ви чисельні по рівнянню (5.13), на 1-3°C відрізнялися від значень температури виміряних в полі.

Обчислені значення температури (табл. 5.2) представлені на рис. 5.5 у вигляді графіка для глибин ґрунту 0, 10, 20 і 40 см. З рис. 5.5 видно, що температурна хвиля з глибиною загасає: коливання температури на глибині 0 см набагато сильніше, ніж на глибині 10 см, а на глибині 10 см сильніше, ніж на глибині 20 см; найменші коливання відзначені на глибині 10 див.

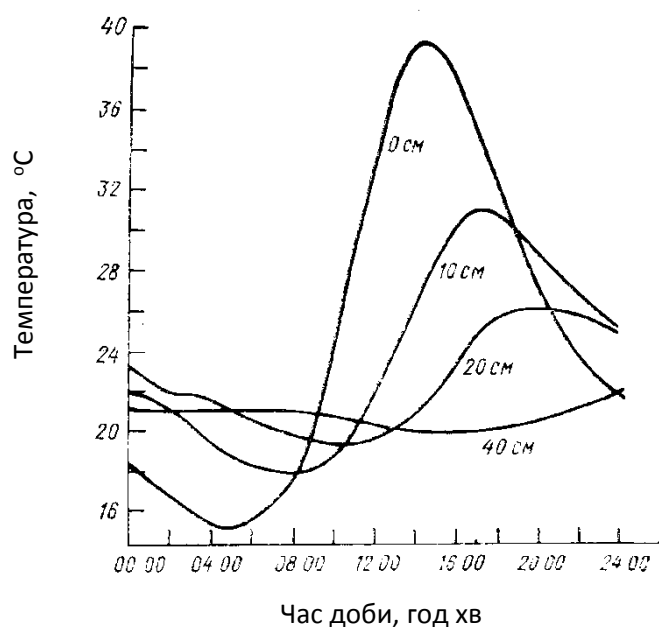


Рис. 5.5 – Температура ґрунту для чотирьох значень глибини: 0, 10, 20 і 40 см. На графіку представлені дані з табл. 5.2, в які входять виміряні початкові і граничні значення температури і значення, обчислені за допомогою рівняння (5.13), як це показано в прикладі 5.9.

Рис. 5.5 також показує інерційність температурної повні, тобто свого найбільшого значення температура досягає на глибині 0 см в 14ч 40хв, на глибині 10 см – 17 год 10 хв, на глибині 20 см у 2 год 20 хв і па глибині 40 см – о 04 год 00 хв. Ці розрахункові криві мають форму, порівнянну з формою кривих на рис. 5.1, побудованих за експериментальними даними.

Дані табл. 5.2 також можна представити графічно у німе профілів температури в різний час протягом 24-годинного періоду. На рис. 5.6 представлені криві через чотиригодинні проміжки часу. З рис. 5.6 видно, що між 8 та 12 год температура верхнього шару ґрунту різко зростає – на 15°C, а в шарі 20 – (30 см ґрунт в цей період охолоджується. Подібне явище також спостерігається між 16 і 20 год. В цей період температура ґрунту на поверхні падає па 11 °C, але глибина від'12' до 50 см ґрунт стає тепліше в результаті проникнення тепла вниз до цього шару. Рис. 5.6 також

показує, що коливання температури в шарі ґрунту глибше 70 см незначні. Розрахункові криві рис. 5.6 схожі на криві, побудовані за експериментальними даними рис. 5.3, в тій його частині, яка описує ґрунт.

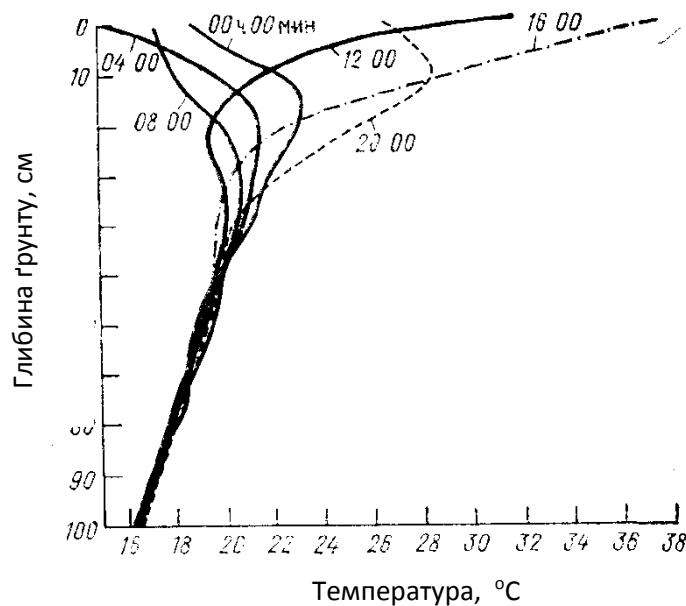


Рис. 5.6 – Температурні профілі ґрунту протягом доби при інтервалі вимірювання 4 год. На графіку представлені дані з табл. 5.2, в які входять виміряні початкові і граничні умови температури і значення, обчислені за допомогою рівняння (5.13), як це показано в прикладі 5.9.

Запитання для самоперевірки засвоєння 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.

2.2 Повчання по СРС при виконанні практичної роботи

2.2.1 Рекомендації до виконання самостійної практичної роботи

Тема: «Визначення потоку тепла в ґрунті. Визначення температури ґрунту»

Приклад 2.1

Дано: Вологий ґрунт при температурі 18 °С має об'ємну вологість 0,23 і щільність 1,2 г/см³.

Знайти: Кількість теплоти (в калоріях), необхідне для підвищення температури одиничної площі ґрунту до 20 °С на глибину 100 см.

Рішення: Кількість теплоти Q_q можна розрахувати по рівнянню (5.6). Однак, щоб отримати об'ємну теплоємність, підставимо вираз C_v з рівняння (5.5), маємо

$$\begin{aligned} Q_q &= [0,2\rho_b \text{ кал}/(\text{г} \cdot ^\circ\text{C}) + \theta_v \text{ кал}/(\text{см}^3 \cdot ^\circ\text{C})]V(T_2 - T_1) \\ &= \{(0,2)(1,2\text{г}/\text{см}^3)[\text{кал}/(\text{г} \cdot ^\circ\text{C})] + (0,23)[\text{кал}/(\text{г} \cdot ^\circ\text{C})]\} \\ &\quad \times (100\text{см} \times 1\text{см} \times 1\text{см})(20^\circ\text{C} - 18^\circ\text{C}) \\ &= [0,24\text{кал}/(\text{см}^3 \cdot ^\circ\text{C}) + 0,23\text{кал}/(\text{см}^3 \cdot ^\circ\text{C})] \times 100\text{см}^3 \times 2^\circ\text{C} \\ &= 0,47\text{кал}/(\text{см}^3 \cdot ^\circ\text{C}) \times 100\text{см}^3 \times 2^\circ\text{C} = 94\text{кал}. \end{aligned}$$

Приклад 2.2

Дано: Щільність теплового потоку зволожений ґрунт через її поверхню ($C_v = 0,18$; $\rho_b = 1,2\text{г}/\text{см}^3$ становить $G = -50 \text{ кал}/(\text{см}^2\text{-добу})$).

Знайти: Середній приріст температури за добу у верхньому шарі ґрунту глибиною 100 см, допускаючи, що тепло рівномірно розподілено в 100-сантиметровому шарі ґрунту.

Рішення: У цій задачі потрібно знайти зміна температури в результаті припливу цієї кількості теплоти в даний обсяг ґрунту. Ми можемо використовувати рівняння, отримане нами у прикладі 2.1,

$$Q_q = [0,2\rho_b \text{ кал}/(\text{г} \cdot ^\circ\text{C}) + C_v \text{ кал}/(\text{см}^3 \cdot ^\circ\text{C})]V\Delta T.$$

Спочатку вирішуємо рівняння відносно ΔT

$$\Delta T = \frac{Q_q}{[0,2\rho_b \text{ кал}/(\text{г} \cdot ^\circ\text{C}) + C_v \text{ кал}/(\text{см}^3 \cdot ^\circ\text{C})]}.$$

У нашій задачі кількість теплоти, що надходить в ґрунт, за умовою дорівнює G і виражено в одиницях щільності потоку (кількість тепла на одиницю площі в одиницю часу), тоді як рівняння містить член Q_q тобто просто кількість тепла. Таким чином, у наведеному рівнянні член

*Л, необхідно перетворити на щільність потоку Q_q/At . Перетворюючи, отримуємо

$$\Delta T = \frac{At}{[0,2\rho_b \text{ кал}/(\text{г} \cdot ^\circ\text{C}) + \theta_v \text{ кал}/(\text{см}^3 \cdot ^\circ\text{C})]V} \frac{Q_q}{At}$$

Тут виникає питання про знак. Знак перед Q_q/At залежить від того, отримує або втрачає тепло даний обсяг ґрунту. Таким чином, знак може збігатися або не збігатися зі знаком G (див. примітку). В даному випадку тепло надходить у ґрунт, і отже, $Q_q/At = 50 \text{ кал}/(\text{см}^2 \cdot \text{добу})$. Звідси

$$\Delta T = \frac{(1 \text{ см}^2)(\text{сутки})}{(0,2 \frac{\text{кал}}{\text{г} \cdot ^\circ\text{C}} \times 1,2 \frac{\text{г}}{\text{см}^3} + 0,18 \frac{\text{кал}}{\text{см}^3 \cdot ^\circ\text{C}})(100 \text{ см} \times 1 \text{ см} \times 1 \text{ см})} \times 50 \frac{\text{кал}}{\text{см}^2 \cdot ^\circ\text{C}} =$$

$$\frac{50 \text{ кал}}{(0,24 \frac{\text{кал}}{\text{см}^3 \cdot ^\circ\text{C}} + 0,18 \frac{\text{кал}}{\text{см}^3 \cdot ^\circ\text{C}})(100 \text{ см}^3)} = \frac{50 \text{ кал}}{(0,42 \frac{\text{кал}}{\text{см}^3 \cdot ^\circ\text{C}})(100 \text{ см}^3)} = 1,19^\circ\text{C}.$$

Примітка: Знаки перед G і Q не залежать один від одного. Знак G показує напрямок потоку вгору або вниз. Знак G показує, спрямований він всередину розглянутого об'єму ґрунту або з нього. У наведеному прикладі G має негативний знак, тобто потік направлений вниз, а Q_q/At має позитивний знак, тобто потік спрямований всередину об'єму (приплив тепла). Це дає позитивне значення ΔT (з припливом тепла температура ґрунту зростає). Можна сформулювати аналогічну задачу, в якій більш глибокі шари ґрунту були б нагріті сильніше, ніж верхній 100-сантиметровий шар. У цьому випадку потік був би висхідним, і G мало б позитивний знак. Проте знак перед G не змінився би, оскільки не має значення, спрямований потік у верхню (низхідний потік) або у нижню (висхідний потік) часи, обсягу. У будь-якому випадку ґрунт нагрівається і значення Q_q/At позитивно.

Приклад 2.3

Дано: Ґрунт має ті ж властивості, що і в прикладі 2.2. Радіаційний баланс в середньому дорівнює $300 \text{ кал}/(\text{см}^2 \cdot \text{добу})$, а приріст середньої температури ґрунту (до глибини 100 см) за місяць становить 10°C (відносно великий обсяг).

Знайти: Яка частина радіаційного балансу G витрачається на нагрівання

Рішення: Щоб знайти G , визначимо щільність теплового потоку всередину ґрунтового обсягу (див. примітка до прикладу 2.2). Для цього використовуємо рівняння, отримане нами у прикладі 2.2, вирішуючи його відносно щільності потоку,

$$\begin{aligned}
 -G &= \frac{Q_q}{At} = [0,2\rho_b \text{ кал}/(\text{г} \cdot ^\circ\text{C}) + \theta_v \text{ кал}/(\text{см}^3 \cdot ^\circ\text{C})] \frac{V\Delta T}{At} \\
 &= \left(0,2 \frac{\text{кал}}{\text{г} \cdot ^\circ\text{C}} \times 1,2 \frac{\text{г}}{\text{см}^3} + 0,18 \frac{\text{кал}}{\text{см}^3 \cdot ^\circ\text{C}}\right) \times \frac{(100\text{см} \times 1\text{см} \times 1\text{см})}{1\text{см}^2} \\
 &\quad \times 10 \frac{\text{місяць}}{\text{місяць}} \\
 &= \left(0,24 \frac{\text{кал}}{\text{см}^3 \cdot ^\circ\text{C}} \times 0,18 \frac{\text{кал}}{\text{см}^3 \cdot ^\circ\text{C}}\right) \times \frac{100\text{см}^3}{\text{см}^2} \times \frac{10^\circ\text{C}}{\text{місяць}} \\
 &= 0,42 \frac{\text{кал}}{\text{см}^3 \cdot ^\circ\text{C}} \times 100\text{см} \times \frac{10^\circ\text{C}}{\text{місяць}} = 420 \frac{\text{кал}}{\text{см}^2 \cdot \text{місяць}}, \\
 R_n &= 300 \frac{\text{кал}}{\text{см}^2 \cdot \text{сутки}} \times 30 \frac{\text{дів}}{\text{місяць}} = 9000 \frac{\text{кал}}{\text{см}^2 \cdot \text{місяць}}.
 \end{aligned}$$

Знаходимо відношення

$$G/R_n = \frac{420 \text{ кал}/(\text{см}^2 \cdot \text{місяць})}{9000 \text{ кал}/(\text{см}^2 \cdot \text{місяць})} = 0,047,$$

$$0,047 \times 100\% \approx 5\%.$$

Приклад 5.4

Дано: В таблиці наведені властивості ґрунту, виміряні в польових умовах:

| Глибина, см | Температура, °C | | Густина, г/см ³ | θ_v |
|----------------|-----------------|--------------|-------------------------------|------------|
| | 05ч 00мин | 14ч 00мин | | |
| 0-5 | 15 | 35 | 1,0 | 0,05 |
| 5-20 | 20 | 30 | 1,1 | 0,10 |
| 20-60 | 18 | 25 | 1,2 | 0,20 |
| 60-120 | 17 | 18 | 1,3 | 0,25 |

Знайти: Кількість тепла, накопичене в ґрунті па одиницю площі поверхні Q_q/A за період з 05 год 00 хв до 14 год 00 хв.

Рішення: Використовуємо той же прийом, що і в прикладі 5.3, вирішуючи рівняння для кожного шару ґрунту. Потім підсумовуємо накопичене тепло за всім верствам:

$$\begin{aligned}
Q_q/A &= (Q_q/A)_{0-5} + (Q_q/A)_{5-10} + (Q_q/A)_{20-60} + (Q_q/A)_{60-120} \\
&= 25 \text{ кал/см}^2 + 48 \text{ кал/см}^2 + 123 \text{ кал/см}^2 + 31 \\
&= 228 \text{ кал/см}^2
\end{aligned}$$

Приклад 2.5

Дано: Температура на поверхні ґрунту дорівнює 20°C , а на глибині 5 см складає 25°C (див. рисунок наприклад 2.5). Теплопровідність дорівнює $4 \cdot 10^{-3} \text{ кал/(см} \cdot \text{с} \cdot ^\circ\text{C)}$

Знайти: Кількість теплоти на одиницю площі, яке перетече з поверхні на глибину 5 см за 1 добу, за умови, що протягом доби температури підтримуються постійними.

Рішення: По рівнянню (5.7) маємо

$$\begin{aligned}
Q_q &= -K_q A t \frac{T_s - T_5}{z_s - z_5} \\
&= - \left(4 \cdot 10^{-3} \frac{\text{кал}}{\text{см} \cdot \text{с} \cdot ^\circ\text{C}} \right) \times (1 \text{ см} \times 1 \text{ см}) \\
&\quad \times \left(1 \text{ доба} \times 8,64 \cdot 10^4 \frac{\text{с}}{\text{доба}} \right) \times \frac{20^\circ\text{C} - 25^\circ\text{C}}{0 \text{ см} - (-5 \text{ см})} \\
&= \left(-4 \cdot 10^{-3} \frac{\text{кал}}{\text{см} \cdot \text{с} \cdot ^\circ\text{C}} \right) \times (1 \text{ см}^2) \times (8,64 \cdot 10^4 \text{ с}) \left(\frac{-5^\circ\text{C}}{5 \text{ см}} \right) \\
&= 346 \text{ кал.}
\end{aligned}$$

Оскільки позитивним обрано напрямком вгору, тепловий потік є висхідним.

Приклад 2.6

Дано: Для даної ґрунту виміряне значення G склало— $50 \text{ кал/(см}^2 \times \text{добу)}$, а значення $K_q = 4 \cdot 10^{-3} \text{ кал/(см} \cdot \text{с} \cdot ^\circ\text{C)}$.

Знайти: Середній градієнт температури, що викликає даний тепловий потік.

Рішення: Згідно з рівнянням (5.10)

$$G = -K_q \frac{\Delta T}{\Delta z}$$

або

$$\begin{aligned}
\frac{\Delta T}{\Delta z} &= -\frac{G}{K_q} = -\frac{-50 \text{ кал/(см}^2 \cdot \text{добу)}}{[4 \cdot 10^{-3} \text{ кал/(см} \cdot \text{с} \cdot ^\circ\text{C})](8,64 \cdot 10^4 \text{ с/добу})} \\
&= \frac{50 \text{ кал/(см}^2 \cdot \text{добу})}{346 \text{ кал/(см}^2 \cdot \text{добу} \cdot ^\circ\text{C})} = 0,145 \frac{\text{см}^{-1}}{^\circ\text{C}^{-1}} = 0,145^\circ\text{C/см.}
\end{aligned}$$

Приклад 2.7

Дано: Теплопровідність ґрунту становить $18 \text{ кал/(см} \cdot \text{ч} \cdot ^\circ\text{C)}$, $\theta_v = 0,22$, $\rho_b = 1,25 \text{ г/см}^3$.

Знайти: Температуропровідності.

Рішення: При розшифровці рівняння (5.11) температуропровідності ґрунту визначається як

$$D_q = \frac{K_q}{C_v}$$

Нам не дано значення C_v , у нас достатньо інформації для обчислення теплоємності але рівняння (5.5). Об'єднавши рівняння (5.5) з вищенаведеного рівняння, ми можемо знайти значення температуропровідності (температурної дифузності) ґрунту D_q

$$\begin{aligned} D_q &= \frac{K_q}{0,2\rho_b \frac{\text{кал}}{\text{г} \cdot ^\circ\text{C}} + C_v \frac{\text{кал}}{\text{см}^3 \cdot ^\circ\text{C}}} = \frac{18 \frac{\text{кал}}{(\text{см} \cdot \text{ч} \cdot ^\circ\text{C})}}{(0,2)1,25 \frac{\text{г}}{\text{см}^3} \times \frac{\text{кал}}{\text{г} \cdot ^\circ\text{C}} + 0,22 \frac{\text{кал}}{\text{см}^3 \cdot ^\circ\text{C}}} \\ &= \frac{18 \frac{\text{кал}}{(\text{см} \cdot \text{ч} \cdot ^\circ\text{C})}}{0,25 \frac{\text{кал}}{\text{см}^3 \cdot ^\circ\text{C}} + 0,22 \frac{\text{кал}}{\text{см}^3 \cdot ^\circ\text{C}}} = \frac{18 \frac{\text{кал}}{(\text{см} \cdot \text{ч} \cdot ^\circ\text{C})}}{0,47 \frac{\text{кал}}{\text{см}^3 \cdot ^\circ\text{C}}} = 38 \text{см}^2/\text{год} \end{aligned}$$

Приклад 2.8

Дано: протягом деякого часу спостерігається тепловий потік в шарі ґрунту товщиною 3 см. Щільність потоку на вході у шар ґрунту $J_{q \text{ вх}}$ складає $25 \text{кал}/\text{см}^2 \cdot \text{год}$, а щільність потоку на виході $J_{q \text{ вих}}$ становить $10 \text{кал}/(\text{см}^2 \cdot \text{год})$ Щільність ночви ρ_b дорівнює $1,25 \text{г}/\text{см}^3$, об'ємна вологість θ_v становить $0,22$.

Знайти: Відповідна зміна температури в часі $\Delta T/\Delta t$ в цьому шарі ґрунту за час проведення вимірювань.

Рішення: Використовуємо рівняння (5.11). Для повного вирішення потрібні чисельні методи, проте можна отримати наближений розв'язок для деякого періоду часу, якщо перетворити диференціальне рівняння в приватних похідних в різницеве рівняння. Для додання рівняння (5.11) різницевого виду використовуємо тотожність $D_q = K_q/C_v$

Звідси

$$\frac{\partial T}{\partial t} = D_q \frac{\partial^2 T}{\partial z^2} = \frac{K_q}{C_v} \frac{\partial^2 T}{\partial z^2} = \frac{1}{C_v} \frac{\partial}{\partial z} \left(K_q \frac{\partial T}{\partial z} \right).$$

Тепер додамо диференціального рівняння в приватних похідних різницевий вигляд

$$\frac{\Delta T}{\Delta t} \sim \frac{1}{C_v} \frac{K_q}{\Delta z} \frac{\Delta T}{\Delta z}$$

Підстановка члена J_q рівняння (5.10) замість $K_q(\Delta T/\Delta z)$ з вищенаведеного рівняння дає

$$\frac{\Delta T}{\Delta t} \sim \frac{1}{C_v} \frac{\Delta J_q}{\Delta z}$$

Підстановка з рівняння (5.5) замість члена C_v призводить до виду

$$\begin{aligned} \frac{\Delta T}{\Delta t} &\sim \frac{1}{0,2\rho_b \frac{\text{кал}}{\text{г} \cdot ^\circ\text{C}} + \theta_v \frac{\text{кал}}{\text{см}^3 \cdot ^\circ\text{C}}} \\ &\times \frac{J_{q \text{ ВХ}} - J_{q \text{ ВЫХ}}}{\Delta z} \sim \frac{1}{(0,2)(1,25 \frac{\text{г}}{\text{см}^3}) \times (\frac{\text{кал}}{\text{г} \cdot ^\circ\text{C}}) + 0,22(\frac{\text{кал}}{\text{см}^3 \cdot ^\circ\text{C}})} \\ &\times \frac{25 \frac{\text{кал}}{\text{см}^2 \cdot \text{ч}} - 10 \frac{\text{кал}}{\text{см}^2 \cdot \text{год}}}{3 \text{ см}} \sim \frac{1}{0,47 \frac{\text{кал}}{\text{см}^3 \cdot ^\circ\text{C}}} \times \frac{15 \frac{\text{кал}}{\text{см}^2 \cdot \text{ч}}}{3 \text{ см}} \\ &= 10,64^\circ\text{C}/\text{год}. \end{aligned}$$

Приклад 2.9

Дано: Початкові і граничні температурні умови ґрунту показано в табл. 5.2 (виділені жирним шрифтом). Час, з тієї ж таблиці, $\Delta t = 2$ ч, шар ґрунту $\Delta z = 10$ см.

Знайти: Значення температури ґрунту в табл. 5.2, набрані звичайним шрифтом.

Рішення: Всі значення температури, що відносяться до 2 год, обчислюються з температур в 0 год (виділені жирним шрифтом), вимірних спочатку (початкові умови). Коли знайдені температури для 2 год., можна, з їх допомогою знайти температури для 4 год і т. д. Температура в 2 год на глибині 10 см апроксимується усередненням температури в 0 год на глибині 0 см ($T_{20}^0 = 18,6^\circ\text{C}$) з температурою в 0 год на глибині 20 см ($T_{20}^0 = 23,2^\circ\text{C}$). Звідси, якщо в рівняння (5.13)

$$T_i^{j+1} = \frac{T_{i-1}^j + T_{i+1}^j}{2}$$

підставити момент часу 2 год $j + 1 = 2$ і глибину ґрунту 10 см ($i = 10$), ми отримаємо

$$T_{20}^0 = \frac{T_0^0 + T_{20}^0}{2} = \frac{18,6 + 23,2^\circ\text{C}}{2} = 20,9^\circ\text{C}$$

значення, яке ми запишемо в табл. 5.2 на перетині рядка 2 год та графі з підзаголовком 10 см. Переходячи до наступного шару ґрунту, отримуємо

$$T_{20}^2 = \frac{T_{10}^0 - T_{30}^0}{2} = \frac{21,8^\circ\text{C} + 21,8^\circ\text{C}}{2} = 21,8^\circ\text{C}$$

Це значення записуємо в табл. 5.2 на перетині рядка з заголовком 2 год та графі з підзаголовком 20 см. Рівняння для наступного шару ґрунту має вигляд

$$T_{30}^2 = \frac{T_{20}^0 + T_{40}^0}{2}$$

і т. д. до T_{90}^2 . Потім переходимо до обчислення значень температури для 4 год, для чого використовуємо тільки що знайдені значення для 2 ч.

Для 4 ч ($j + 1 = 4$) та 10 см ($i=10$) отримуємо

$$T_{10}^4 = \frac{T_0^2 + T_{20}^2}{2} = \frac{18,6 + 23,2^\circ\text{C}}{2} = 19,3^\circ\text{C}$$

і т. д. Таким же чином знаходимо значення температури для всієї таблиці аж до часу 24 год ($j + 1 = 24$) і глибини 90 см ($i= 90$).

Приклад 2.10

Дано: Значення теплопровідності (температурної дифузності) D_q , було знайдено за вимірюваннями, виконаними на тій самій ґрунті, яку використовували для знаходження температури ґрунту в таблиці 5.2. Це значення D_q використано для розрахунку $\Delta t = 2$ год при Δz , що дорівнює 10 см.

Знайти : Значення D_q для цього ґрунту, тобто «виміряне значення, використане при розрахунку Δt

Рішення: Вирішуємо рівняння (5.12) щодо

$$D_q = 0,5 \frac{(\Delta z)^2}{2\text{ч}} = 0,5 \frac{(10\text{см})^2}{2\text{ч}} = 0,5 \frac{100\text{см}^2}{2\text{ч}} = 25\text{см}^2/\text{год}$$

Примітка: При складанні табл. 5.2 можна було вибрати інше значення Δz , що, в свою чергу, змінило б і значення Δt . Наприклад, якщо $\Delta z = 15\text{см}$, то

$$\Delta t = (\Delta z)^2 / 2 D_q = (15\text{см})^2 / [(2)(25\text{см}^2/\text{ч})] = 4,5\text{год}$$

Але недоцільно застосовувати занадто великі значення Δt і Δz , так як великі значення дають гірші апроксимації температури.

Приклад 2.11

Дано: Однорідна ґрунт з рівномірно по глибині температурою 20°C .

В деякий час (позначимо його ($t= 0$)) на цьому ґрунті зводиться будинок,

з-за чого температура верхнього шару ґрунту стає і надалі залишається рівною 0°C . Властивості ґрунту визначено на прикладі 5.7.

Знайти: Час, за який температура ґрунту на глибині 30 см знизився до 16°C або нижче.

Рішення: Тут можна використовувати чисельний метод [рівняння (5.13)].

Для цього слід вибрати такий період часу і таку глибину, щоб

$$\Delta t = (\Delta z)^2 / 2D_q$$

Приймаємо, що глибина Δz , дорівнює 10 см, і використовуємо зазначене рівняння для визначення

$$\Delta t = \frac{(10\text{см})^2}{(2)(38\text{см}^2/\text{год})} = \frac{100\text{см}^2}{78\text{см}^2/\text{год}} = 1,32\text{год}.$$

Тепер ми побудуємо таблицю (див. нижче), в якій наведено початкові та граничні умови. Рядки та графіки в порядку, зворотному наведеному у табл. 5.2. Цифри, набрані жирним шрифтом у графі 0 год, показують температури на всіх глибинах в той момент, коли було збудовано будівлю (початкові умови). Виділені жирним шрифтом цифри в рядку 0 см показують температуру верхнього шару ґрунту для кожного прирощення часу (верхні граничні умови). Для отримання наведених у таблиці значень використано рівняння (5.13)

$$T_i^{j+1} = \frac{T_{i-1}^j + T_{i+1}^j}{2}.$$

Знайдемо для першого збільшення часу температуру на глибині 10 см

$$T_{10}^{1,32} = \frac{T_0^2 + T_{20}^2}{2} = \frac{0^\circ\text{C} + 20^\circ\text{C}}{2} = 10^\circ\text{C}.$$

Інші значення графі 1,32 год розраховуються подібним чином. Розраховані значення (звичайний шрифт) представлені в таблиці нижче. Процес обчислення докладно викладено про приклад 2.9.

| Глибина ґрунту, см | Час, ч | | | | | | | |
|--------------------|--------|------|------|------|-------|-------|-------|-------|
| | 0 | 1,32 | 2,64 | 3,96 | 5,28 | 6,60 | 7,92 | 9,24 |
| 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 |
| 10 | 20 | 10 | 10 | 7,5 | 7,5 | 6,25 | 6,25 | 5,43 |
| 20 | 20 | 20 | 15 | 15,0 | 12,5 | 12,5 | 10,93 | 10,93 |
| 30 | 20 | 20 | 20 | 17,5 | 17,5 | 15,62 | 15,62 | 14,21 |
| 40 | 20 | 20 | 20 | 20,0 | 18,75 | 18,75 | 17,50 | 17,50 |
| 50 | 20 | 20 | 20 | 20,0 | 20,0 | 19,38 | 19,28 | 18,59 |
| 60 | 20 | 20 | 20 | 20,0 | 20,0 | 20,0 | 19,69 | 19,69 |

Дані цієї таблиці показують, що на глибині 30 см температура опуститься нижче 16 °C у період між 5,28 і 6,60 год з моменту зведення будівлі на цьому ґрунті.

Примітка: Ці обчислення дозволяють отримати наближене, а не точне рішення. Зрозуміло, що в реальних умовах температура ґрунту не буде залишатися незмінною протягом розрахованого нами періоду (наприклад від 1,32 до 2,64 год для шару 10 см), щоб потім зробити різкий стрибок і знову зберігати постійне значення для ще одного такого ж періоду часу, а трму знову різко підвищитися, як впливає з нашої таблиці. Також слід зауважити, що ту ж таблицю можна використовувати для різних значень Δz (які ставилися б до різних значенням Δt). Наприклад, якщо $\Delta z=15\text{см}$, то,

$$\Delta t = \frac{(1/2)(15)(15)}{38} = 2,96 \text{ год.}$$

З даних тоді б впливало, що температура впаде нижче 16°C через два періоду часу Δt , тобто між 2,96 і 5,92 год.

III ОРГАНІЗАЦІЯ КОНТРОЛЮ ЗНАНЬ ТА ВМІНЬ СТУДЕНТІВ

Для контролю знань студентів з дисципліни «Фізика ґрунтів» використовується модульна форма контролю. Дисципліна поділена на 2 модулі. В цілому на курс відводиться 100 балів: 60 балів на теоретичну частину курсу (ЗМ-Л1-30 балів, ЗМ-Л2-30 балів) і 40 балів на практичне заняття (ЗМ-П1 – 15 балів, ЗМ-П2 – 15 балів ЗМ-І3 – 10 балів).

Після оволодіння розділами програми виконується поточний та підсумковий контроль самостійної та індивідуальної роботи знань студентів у вигляді контрольних робіт та усного опитування. Інтегральна оцінка засвоєння студентами знань та вмінь з дисципліни складається з оцінок, одержаних за різними модулями. В інтегральну оцінку входять оцінки з кожного модулю зі своєю вагою, яка відображає:

- значимість даного модулю з точки зору засвоєння студентами базових знань та умінь;

- ритмічність роботи студентів, тобто виконання студентами контрольних заходів з даного модулю в термін, який встановлено навчальним планом дисципліни.

Суми балів, які отримав студент за всіма змістовними модулями дисципліни в семестрі, формують кількісну оцінку за підсумками контрольних заходів. Оцінки виставляються у поточних інтегральних відомостях. Питання про виставлення семестрового заліку за підсумками модульного контролю розглядається тільки за умови, що фактична сума балів за практичну та теоретичну частину складає не менше 50%. В іншому випадку студент вважається таким, що не виконав навчальний план.

Після вивчення дисципліни студенти повинні оволодіти **базовими знаннями**:

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

Після виконання завдань студенти повинні оволодіти **вміннями**:

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

МЕТОДИЧНІ ВКАЗІВКИ

до самостійної роботи студентів

з дисципліни «**Фізика ґрунтів**»

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
