

МІНІСТЕРСТВО ОСВІТИ І НАУКИ УКРАЇНИ
ОДЕСЬКИЙ ДЕРЖАВНИЙ ЕКОЛОГІЧНИЙ УНІВЕРСИТЕТ

МЕТОДИЧНІ ВКАЗІВКИ

для виконання практичних робіт з дисципліни

**МЕТЕОРОЛОГІЯ І КЛІМАТОЛОГІЯ
(РОЗДІЛ І «МЕТЕОРОЛОГІЯ»)**

Спеціальність 103 «Науки про Землю»
Освітня програма «Гідрометеорологія»
Рівень вищої освіти – молодший бакалавр

«Затверджено»

на засіданні групи забезпечення спеціальності
протокол № 6 від « 15 » березня 2024 р.

Голова _____  Шакірзанова Ж.Р.

Затверджено

на засіданні кафедри метеорології та
кліматології

Протокол № 8 від «1» лютого 2024 р.

Зав. кафедрою
доц. Прокоф'єв О.М. _____



Одеса 2024

**МІНІСТЕРСТВО ОСВІТИ І НАУКИ УКРАЇНИ
ОДЕСЬКИЙ ДЕРЖАВНИЙ ЕКОЛОГІЧНИЙ УНІВЕРСИТЕТ**

МЕТОДИЧНІ ВКАЗІВКИ

для виконання практичних робіт з дисципліни

**МЕТЕОРОЛОГІЯ І КЛІМАТОЛОГІЯ
(РОЗДІЛ І «МЕТЕОРОЛОГІЯ»)**

Спеціальність 103 «Науки про Землю»
Освітня програма «Гідрометеорологія»
Рівень вищої освіти – молодший бакалавр

Одеса 2024

МІНІСТЕРСТВО ОСВІТИ І НАУКИ УКРАЇНИ
ОДЕСЬКИЙ ДЕРЖАВНИЙ ЕКОЛОГІЧНИЙ УНІВЕРСИТЕТ

МЕТОДИЧНІ ВКАЗІВКИ

для виконання практичних робіт з дисципліни

**МЕТЕОРОЛОГІЯ І КЛІМАТОЛОГІЯ
(РОЗДІЛ І «МЕТЕОРОЛОГІЯ»)**

Спеціальність 103 «Науки про Землю»
Освітня програма «Гідрометеорологія»
Рівень вищої освіти – молодший бакалавр

«Затверджено»
на засіданні групи забезпечення спеціальності
протокол № 6 від «15» березня 2024 р.

Одеса 2024

Методичні вказівки для виконання практичних робіт з дисципліни «Метеорологія і кліматологія» (Розділ I «Метеорологія») для студентів II року навчання, рівень вищої освіти – молодший бакалавр, 103 «Науки про Землю», освітня програма «Гідрометеорологія»/ Недострелова Л.В. Одеса, ОДЕКУ, 2024. 29 с.

ЗМІСТ

ЗАГАЛЬНА ЧАСТИНА.....	4
ЗАГАЛЬНІ ТЕОРЕТИЧНІ ВІДОМОСТІ.....	5
ТЕМА 1 Метеорологічні величини та їх значення. Використання рівняння стану атмосферного повітря в метеорології. Розв'язання практичних задач на основі рівнянь статики атмосфери.....	6
1.1 Метеорологічні величини.....	6
1.2 Рівняння стану атмосферного повітря.....	9
1.3 Основне рівняння статики.....	11
1.4 Практична частина.....	12
Контрольні питання.....	13
ТЕМА 2 Сухоадіабатичні і вологоадіабатичні процеси. Розрахунок вертикальних градієнтів. Визначення типу температурної стратифікації методом частки.....	14
2.1 Адіабатичні процеси. Сухоадіабатичний і вологоадіабатичний градієнти. Потенціальна температура.....	14
2.2 Типи температурної стратифікації за методом частки.....	17
2.3 Практична частина.....	18
Контрольні питання.....	20
ТЕМА 3 Визначення основних потоків сонячної радіації в атмосфері. Розрахунки радіаційного балансу та його складових.....	20
3.1 Пряма сонячна радіація.....	20
3.2 Розсіяна сонячна радіація.....	21
3.3 Сумарна сонячна радіація.....	21
3.4 Альbedo.....	22
3.5 Радіаційний баланс поверхні землі.....	22
3.6 Практична частина.....	23
Контрольні питання.....	24
Пояснення до виконання домашнього завдання ДЗ-1.....	28
ЛІТЕРАТУРА.....	29

ЗАГАЛЬНА ЧАСТИНА

Дисципліна «Метеорологія і кліматологія» належить до системи природничо-наукових і є обов'язковою в освітньо-професійній підготовці студентів спеціальності 103 «Науки про Землю». Дисципліна «Метеорологія і кліматологія» складається з двох самостійних курсів: розділ I «Метеорологія» та розділ II «Кліматологія».

Розділ I «Метеорологія» викладається разом з іншими загальноосвітніми дисциплінами у третьому семестрі для студентів другого року навчання і призначена надати студенту основи теоретичних знань і практичних навичок, які стануть йому в нагоді при вивченні спеціальних дисциплін.

Мета розділу – формування у студентів бази фундаментальних знань про атмосферу та її взаємодію з підстильною поверхнею, метеорологічний моніторинг на метеорологічних станціях, накопичення та опрацювання інформації для кліматологічних досліджень, а також для діагнозу і прогнозу стану атмосфери.

Предмет вивчення розділу «Метеорологія» – повітряна оболонка планети – атмосфера, фізичні процеси, які відбуваються у цій оболонці; взаємодія атмосфери з підстильною поверхнею.

Мета методичних вказівок – допомога студентам в опануванні практичної частини дисципліни «Метеорологія і кліматологія» (Розділ I «Метеорологія»).

В результаті виконання практичних завдань студенти повинні вміти:

- аналізувати розподіл основних метеорологічних величин у просторі і часі; проводити моніторинг атмосферного повітря;
- визначати характеристики вологості;
- визначати типи температурної стратифікації атмосфери для виявлення умов формування конвективної хмарності і відповідних метеорологічних явищ;
- аналізувати складові радіаційного і теплового балансу атмосфери та підстильної поверхні.

Дані методичні вказівки містять в собі розділи з найважливіших тем дисципліни. Вивчення цих тем передбачає засвоєння теоретичного матеріалу та усних відповідей на питання для самоперевірки.

Наведені нижче завдання виконуються студентами під час аудиторних занять. Максимальна кількість балів, яку може одержати студент при виконанні програми практичного змістовного модулю розділу I «Метеорологія» дисципліни – 30 балів.

ЗАГАЛЬНІ ТЕОРЕТИЧНІ ВІДОМОСТІ

Основна задача метеорологів – це спостереження за метеорологічними величинами і атмосферними явищами, обробка і аналіз отриманих даних. Атмосфера – це газова оболонка Землі, яка становить лише одну мільйонну частину від маси земної кулі. У цій сфері відбуваються дуже важливі процеси та явища, які впливають на умови життя не тільки людини, але і всього живого на поверхні землі.

Метеорологія – наука про фізичні процеси та явища в атмосфері Землі, які відбуваються у взаємодії з земною поверхнею і космічним середовищем. Метеорологія вивчає фізичні параметри, які характеризують стан атмосфери, зв'язок між ними, фізичні чинники, за рахунок яких вони змінюються у часі та в просторі. Ці параметри називають *метеорологічними величинами*. Поняття метеорологічної величини застосовується для кількісної характеристики фізичного стану атмосфери. Це такі величини, як температура повітря, атмосферний тиск, густина та вологість повітря, швидкість та напрям вітру та інші.

Крім метеорологічних величин існує також поняття атмосферне явище. *Атмосферне явище* – це певний фізичний процес, який супроводжується різкою якісною зміною стану атмосфери. Наприклад, туман, гроза, ожеледь, хуртовина, пилова буря, роса, паморозь тощо.

Сукупність метеорологічних величин і атмосферних явищ, яка характеризує фізичний стан атмосфери в певному місці і в певний момент часу, називається *погодю*.

Багаторічний режим погоди, який формується в умовах підстильної поверхні даного району під впливом кліматоутворювальних чинників, а саме: сонячної радіації, циркуляції атмосфери і вологообігу називають *кліматом*.

Атмосферні процеси і явища мають глобальний характер. Для їх вивчення і передбачення необхідні відомості про стан атмосфери і земної поверхні по всій планеті. Тому в 1947 році створено Всесвітню метеорологічну організацію (ВМО). ВМО – це спеціалізований заклад Організації Об'єднаних Націй. Вона здійснює обмін метеорологічними даними всіх країн, слідкує за дотриманням єдиної методики спостережень, турбується про поширення результатів науково-методичних досліджень і обмін ними. Іншими словами ВМО об'єднує і координує зусилля метеорологічних служб усіх країн щодо організації спостережень за погодою і кліматом та їх змінами.

Тема 1: Метеорологічні величини та їх визначення. Використання рівняння стану атмосферного повітря в метеорології. Розв'язання практичних задач на основі рівнянь статки атмосфери

1.1 Метеорологічні величини

Фізичний стан атмосфери характеризують кількісними і якісними параметрами. Метеорологічні величини – кількісні характеристики фізичного стану атмосфери. До основних метеорологічних величин відносяться атмосферний тиск, температура і вологість повітря, вітер, хмарність, видимість і ін.

Температура повітря в метеорології зазвичай визначається в градусах Міжнародної практичної температурної стоградусної шкали Цельсія (t , °C). При теоретичних розрахунках часто температура повітря надається в градусах термодинамічної температурної шкали, які називають кельвінами (K). Відомо, що між цими шкалами існує співвідношення

$$K = (273.16 + t)^\circ C \approx 273(1 + \alpha t), \quad (1.1)$$

де α – коефіцієнт об'ємного розширення газу, який дорівнює $\frac{1}{273}$.

У минулому, а у деяких країнах і нині використовуються також температурні шкали Фаренгейта, Реомюра, Ренкіна тощо.

Температура – це термодинамічна характеристика стану атмосферного повітря.

Атмосферний тиск являє собою силу гідростатичного тиску повітря, який діє на одиничну площину (1 м^2). У нерухомому повітрі це по суті вага вертикального стовпа повітря одиничного перерізу від заданого рівня до верхньої межі атмосфери. Одиницею вимірювання атмосферного тиску в системі SI є Паскаль ($1 \text{ Па} = 1 \text{ Н/м}^2$). Проте, для метеорологічних розрахунків ця одиниця мала, тому в метеорології за основну одиницю вимірювання тиску вважають гектопаскаль ($1 \text{ гПа} = 10^2 \text{ Па} = 10^2 \text{ Н/м}^2$). Для вимірювання тиску іноді використовують барометри зі шкалами, які градуіровані в одиницях, що використовувались раніше – мілібарах (мб) або міліметрах ртутного стовпчика (мм рт. ст.). Між названими одиницями таке співвідношення:

$$1 \text{ гПа} = 1 \text{ мб} = 0,75 \text{ мм рт.ст}$$

$$1 \text{ мм рт.ст} = 1,33 \text{ гПа}$$

За нормальний прийнято тиск 1013 гПа або 760 мм рт. ст.

Вологість повітря має декілька характеристик, їх називають ще гігрометричними. До них відносять:

— парціальний тиск водяної пари – e (гПа);

— парціальний тиск насиченої водяної пари – E (гПа). Це гранично можливий тиск водяної пари при даній температурі повітря; $e = E$ – це умова термодинамічної рівноваги, якщо $e > E$, то починається конденсація водяної пари, а якщо $e < E$, то відбувається випаровування.

— дефіцит насичення – d (гПа):

$$d = E - e. \quad (1.2)$$

При насиченні $e = E$.

— точка роси (t_d) – це температура повітря, при якій (при незмінному атмосферному тиску) $e = E$.

— дефіцит точки роси – Δt_d ($^{\circ}\text{C}$) – це різниця між температурою повітря і точкою роси

$$\Delta t_d = t - t_d, \quad (1.3)$$

— відносна вологість повітря – f (%):

$$f = (e/E) \cdot 100 \%. \quad (1.4)$$

При насиченні $e = E$ і $f = 100 \%$;

— масова частка водяної пари – S (г/г, г/кг, ‰). Це маса водяної пари в одиниці маси вологого повітря. Якщо маса водяної пари вимірюється у г, а маса вологого повітря у кг, то залежність між масовою часткою водяної пари, її парціальним тиском і атмосферним тиском має вигляд

$$S = 0,622 \cdot e/P. \quad (1.5)$$

Для практичних розрахунків

$$S = 622 \cdot e/P, \quad (1.6)$$

тобто S в проміле [‰ або г/кг].

— абсолютна вологість – a (г/м³) – кількість водяної пари в одиниці об'єму вологого повітря

$$a = 0,8 \cdot e/(1 + \alpha t); \quad (1.7)$$

— відношення суміші – r (г/г, г/кг, ‰). Це відношення маси водяної пари в деякому об'ємі вологого повітря до маси сухого повітря у тому ж

об'ємі. Відношення суміші (r , г/кг) можна виразити через парціальний тиск водяної пари (e) та атмосферний тиск (P) за допомогою формули

$$r = 0,622 \cdot e / (P - e). \quad (1.8)$$

Вітром називають рух повітря відносно земної поверхні. Напрямок вітру визначається вказанням тої точки горизонту, звідки дме вітер. Доволі часто у метеорологічних спостереженнях напрямки надаються за сторонами світу з поділенням горизонту на 16 румбів. Румби можуть бути головними – північний Пн, південний Пд, східний С та західний З і проміжними, наприклад, північно-східний ПнС, північно-північно-східний ПнПнС, західний-південно-західний ЗПдЗ тощо. Частіше напрямки вітру виражаються в градусах. Так північний напрямок відповідає 360° , східний – 90° , південний – 180° і західний – 270° . Швидкість вітру зазвичай вимірюють в м/с або км/год.

Хмарність. В результаті конденсації водяної пари, який міститься в атмосфері, виникають хмари. Їхня сукупність, що спостерігається на небесному склепінні, утворює так звану хмарність. Спостереження над хмарністю полягають в оцінці кількості хмар, визначенні їхньої форми, висоти. Оцінка кількості хмар виконується за 10-бальною шкалою в залежності від ступеня покриття неба: 0 балів відповідає чистому від хмар небу, 10 балів – суцільній хмарності. При спостереженні над хмарами визначають їхню форму і вид згідно з Міжнародною морфологічною класифікацією хмар. В основу її покладено два признаки: висота розташування хмар і їх зовнішній вигляд. В залежності від висоти нижньої межі хмар виділяють три яруси: верхній (вище 6 км), середній (від 2 до 6 км) і нижній (нижче 2 км). Крім того, виділяють в особливу групу хмари вертикального розвитку. Їхня нижня межа знаходиться в нижньому ярусі (нижче 2 км), а верхня часто розташовується у верхньому ярусі. У всьому світі хмари називають латинською мовою. Згідно зі згаданою класифікацією наведемо повні та скорочені латинські і українські назви всіх форм хмар відповідного ярусу:

Хмари верхнього ярусу:

1. Cirrus (Ci) перисті;
2. Cirrocumulus (Cc) перисто-купчасті;
3. Cirrostratus (Cs) перисто-шаруваті.

Хмари середнього ярусу:

1. Altcumulus (Ac) високо-купчасті;
2. Altostratus (As) високо-шаруваті.

Хмари нижнього ярусу:

1. Stratus (St) шаруваті;
2. Stratocumulus (Sc) шарувато-купчасті;
3. Nimbostratus (Ns) шарувато-дошові.

Хмари вертикального розвитку:

1. Cumulus (Cu) купчасті;
2. Cumulonimbus (Cb) купчасто-дощові.

Поля і градієнти метеорологічних величин.

Метеорологічні величини характеризують стан атмосфери повсюдно, вони безперервні і тільки змінюють своє значення. Вимірювання метеорологічних величин проводять на метеорологічних станціях в терміни 0, 3, 6, 9, 12, 15, 18, 21 год за Всесвітнім часом, тобто отримують дискретні значення. Сукупність метеорологічних величин у точках деякого простору називається полем цієї величини. Двовірне поле на висоті Z , яке характеризує розподіл фізичної величини по горизонталі на цій висоті, називається еквіскалярною поверхнею. У метеорології у ролі третьої координати замість Z використовують атмосферний тиск. Наприклад, ізобарична поверхня – це поверхня рівних значень атмосферного тиску, ізотермічна поверхня – це поверхня рівних значень температури та тощо. Кількісною мірою зміни метеорологічної величини є градієнт. Це вектор, який має напрямок нормалі до еквіскалярної поверхні (у бік зменшення метеорологічної величини) і модуль, рівний похідній цієї величини за напрямком нормалі.

1.2 Рівняння стану атмосферного повітря

Рівняння стану сухого повітря – це форма рівняння ідеального газу, пристосованого до сухого повітря, як суміші декількох газів

$$PV = R_c \cdot T, \quad (1.9)$$

де V – питомий об'єм;

$R_c = 287,05$ Дж/(кг·К) – питома газова стала сухого повітря.

Використовуючи густину ρ_c можна записати рівняння стану сухого повітря у вигляді

$$P = \rho_c \cdot R_c \cdot T. \quad (1.10)$$

Рівняння стану вологого повітря.

Вологе повітря – це механічна суміш сухого повітря і водяної пари. Критична температура водяної пари більша, ніж температури, які спостерігаються в атмосфері, тому водяна пара може при відповідних умовах перейти в рідкий або твердий стан. До температури 4 °С фізичні властивості водяної пари мало відрізняються від властивостей ідеального газу.

Для водяної пари, яка знаходиться в 1 кг вологого повітря, можна записати рівняння стану таким чином

$$e \cdot V_{II} = R_{II} \cdot T, \quad (1.11)$$

де e – парціальний тиск водяної пари;
 V_{II} – питомий об'єм ($V_{II} = V/S$; S – масова частка водяної пари);
 $R_{II} = 461,5$ Дж/(кг·К) – питома газова стала водяної пари.
Рівняння стану вологого повітря

$$P \cdot V = R_c \cdot T \cdot (1 + 0,608 \cdot S). \quad (1.12)$$

Віртуальна температура. Множник $(1 + 0,608 \cdot S)$ відносять до температури і вводять поняття про теоретичну *віртуальну температуру*

$$T_v = T \cdot (1 + 0,608 \cdot S), \quad (1.13)$$

або, з урахуванням того, що $S = 0,622 e/P$,

$$T_v = T \cdot (1 + 0,378 \cdot e/P), \quad (1.14)$$

$$T_v = T + 0,378 \cdot T \cdot e/P, \quad (1.15)$$

$$T_v = T + \Delta T_v, \quad (1.16)$$

де $\Delta T_v = 0,378 \cdot T \cdot e/P$ – це віртуальна добавка.

Віртуальна температура вологого повітря завжди більша за молекулярну температуру при однакових атмосферному тиску і температурі.

Рівняння стану вологого повітря можна записати у наступній формі

$$P \cdot V = R_c \cdot T_v. \quad (1.17)$$

Віртуальна температура – це температура, яку повинно мати сухе повітря, щоб його густина дорівнювала густині вологого повітря, якщо їх температури і атмосферний тиск однакові.

Густина сухого повітря

$$\rho_c = P/(R_c \cdot T), \quad (1.18)$$

Густина вологого повітря

$$\rho_s = P/(R_c \cdot T_v). \quad (1.19)$$

Якщо порівняти густину сухого і вологого повітря *при однакових значеннях температури і тиску, то вологе повітря завжди легше за сухе.* Щоб сухе повітря мало таку ж густину, як вологе при однакових умовах,

його температура повинна дорівнювати віртуальній. Використання віртуальної температури дозволяє значно спрощувати розв'язок задач метеорології, де необхідно враховувати вологість повітря.

1.3 Основне рівняння статики

Основне рівняння статики описує зміну з висотою атмосферного тиску в нерухомій атмосфері з постійним хімічним складом.

Виділимо в атмосфері вертикальний стовп повітря одиничного перерізу 1 м^2 , що простягається від висоти Z_0 до висоти верхньої межі атмосфери Z . Вага елементарного об'єму повітря висотою dz дорівнює атмосферному тиску dP

$$dP = -g \cdot \rho \cdot dz, \quad (1.20)$$

де dp – зміна атмосферного тиску при зміні висоти на величину dz ;

ρ – середня густина повітря;

g – прискорення вільного падіння.

З висотою тиск завжди зменшується.

Атмосферний тиск на кожному рівні дорівнює вазі стовпа повітря одиничного поперечного перерізу і висотою від цього рівня до верхньої межі атмосфери. При одному і тому же значенні dz тиск зменшується з висотою більше в холодній атмосфері, де густина повітря більша. Висота атмосфери також залежить від густини: тепла атмосфера вища за холодну.

Вертикальний градієнт тиску (G_Z) – це зміна тиску при зміні висоти на 100 м, тобто $G_Z = -dP/dZ$, гПа/100 м.

Практична формула має вигляд:

$$G_Z = 3,42 \cdot P/T. \quad (1.21)$$

Барометричний ступінь (h) – це висота, на яку потрібно піднятися або опуститися в атмосфері, щоб атмосферний тиск змінився на 1 гПа.

Тобто $h = -dZ/dP$, м/гПа. З рівняння статики визначаємо

$$h = \frac{R_c T}{g P}, \quad (1.22)$$

$$h = \frac{R_c T_0 (1 + \alpha t)}{g P}, \quad (1.23)$$

$$H_0 = \frac{R_c T_0}{g} = 8000 \text{ м}. \quad (1.24)$$

Практична формула для сухої атмосфери має вигляд

$$h = \frac{8000(1 + \alpha t)}{P}. \quad (1.25)$$

За нормальних умов у поверхні землі ($t = 0$ °С; $P = 1013$ гПа) величина баричного ступеня дорівнює приблизно 8 м/гПа.

Для вологої атмосфери використовують віртуальну температуру і отримують наступну формулу

$$h = \frac{8000(1 + \alpha t) \left(1 + 0,378 \frac{e}{P} \right)}{P}, \quad (1.26)$$

де e – парціальний тиск водяної пари (гПа), $\alpha = 0,004$ (°С)⁻¹.

Горизонтальний баричний градієнт (G_N) – це зміна атмосферного тиску в горизонтальній площині на одиницю відстані L . Одиниця вимірювання [гПа/100 км].

$$G_N = - \left[\frac{\Delta P}{\Delta L} \right]. \quad (1.27)$$

Горизонтальний градієнт тиску спрямовано перпендикулярно ізобарам від високого тиску до низького. Порівняння розмірностей горизонтального і вертикального баричного тиску показує, що тиск у площині змінюється дуже повільно.

1.4 Практична частина

Мета роботи – ознайомитися, розрахувати і проаналізувати складові рівняння атмосферного повітря і характеристики вологості.

За вихідними даними (табл. 1) розрахувати густину сухого ρ_c кг/м³ і вологого ρ_v кг/м³ повітря, масову частку водяної пари S г/кг, віртуальну температуру T_v К, відносну вологість f % за такими даними: температура сухого повітря t °С, атмосферний тиск P гПа, парціальний тиск водяної пари e гПа. Проаналізуйте, як залежить густина повітря від температури, атмосферного тиску і вологості повітря.

Послідовність виконання завдання.

1. За рівнянням розрахувати густину сухого повітря:

$$\rho_c = \frac{P}{R_c T},$$

де $R_c = 287$ Дж/(кг·К);

$T = T_o + t$, $T_o = 273$ К, P – атмосферний тиск у Паскалях (1 гПа = 100 Па).

2. Густина вологого повітря:

$$\rho_v = \frac{P}{R_c T_v},$$

де T_v – віртуальна температура.

3. Віртуальна температура:

$$T_v = T(1 + 0,608S),$$

де S – масова частка водяної пари.

4. Масова частка водяної пари:

$$S = 0,622 \frac{e}{P},$$

де e – парціальний тиск водяної пари, P – атмосферний тиск у гПа.

Необхідно визначити S , потім T_v і розрахувати ρ_v .

4. Відносна вологість:

$$f = \frac{e}{E} \cdot 100,$$

де E – парціальний тиск насичення, визначається за психрометричними таблицями по температурі поверхні води t (°C).

Звітність: Практичне завдання оформити відповідно до порядку виконання та здати викладачу.

Контрольні запитання

1. Надати визначення атмосферного тиску. Шкали і одиниці вимірювання.
2. Надати визначення температурі повітря. Шкали і одиниці вимірювання.
3. Назвати характеристики вологості.
4. Що таке вітер? Його характеристики.
5. Назвати хмари нижнього ярусу та хмари вертикального розвитку.
6. Назвати хмари середнього та верхнього ярусів.
7. Записати рівняння сухого повітря.
8. Записати рівняння вологого повітря.
9. Надати характеристику складових основного рівняння статички.

Таблиця 1.1 – Варіанти вихідних даних

Варіант	t , °C	P , гПа	e , гПа
1	15,4	1005	12,4
2	27,2	1000	18,4
3	24,1	980	9,3
4	-1,4	1015	3,7
5	17,0	960	12,2
6	0,0	1020	4,1
7	-8,0	1030	2,8
8	31,0	970	17,2
9	-4,4	1010	3,0
10	37,5	1020	18,1
11	11,4	1010	10,4
12	17,2	1005	15,4
13	21,1	990	10,3
14	-3,4	1000	3,7
15	15,0	980	11,2
16	0,7	1025	5,1
17	-6,0	1010	1,8
18	21,0	990	17,2
19	-4,4	1010	3,0
20	27,5	1015	12,1

Тема 2 Сухоадіабатичні і вологоадіабатичні процеси. Розрахунок вертикальних градієнтів. Визначення типу температурної стратифікації методом частки

2.1 Адіабатичні процеси. Сухоадіабатичний і вологоадіабатичний градієнти. Потенціальна температура

Термодинамічний процес називається *адіабатичним*, якщо він відбувається без теплообміну з навколишнім середовищем, тобто $dq=0$. Якщо такий процес відбувається в сухому повітрі (без водяної пари) або вологому ненасиченому повітрі, то його називають *сухоадіабатичним процесом*.

Розглянемо як змінюється тиск і температура частки сухого повітря одиничної маси, яка піднімається (або опускається) в оточуючому повітрі при адіабатичному процесі. Для цього запишемо перший принцип термодинаміки для сухоадіабатичного процесу:

$$c_p dT = RT \frac{dP}{P}. \quad (2.1)$$

Встановимо зв'язок між P_i і T_i (тиск і температура частки на деякій висоті) з одного боку та P_{i0} і T_{i0} (тиск і температура частки біля земної поверхні) – з іншого.

$$\frac{T_i}{T_{i0}} = \left(\frac{P}{P_0} \right)^{\frac{R}{c_p}}. \quad (2.2)$$

Це рівняння – рівняння Пуассона або рівняння сухої адіабати, або кривої стану сухої повітряної частки. *Суха адіабата* – лінія, яка показує як при адіабатичному підйомі змінюється температура частки сухого повітря.

Вертикальний градієнт температури у середовищі, яке оточує індивідуальну частку – $\gamma = -\frac{dT}{dz}$. Він може бути додатним ($\gamma > 0$), дорівнювати нулю ($\gamma = 0$) і бути від'ємним ($\gamma < 0$).

З'ясуємо як змінюється температура частки сухого повітря, яка підіймається адіабатично:

$$\gamma_a = \frac{g}{c_p}, \quad (2.3)$$

де γ_a – сухоадіабатичний градієнт;

g – прискорення вільного падіння;

c_p – питома теплоємність за умови сталого тиску.

Розрахуємо чисельне значення *сухоадіабатичного градієнта*:

$$\gamma_a = \frac{g}{c_p} = \frac{9.81}{1006} \left[\frac{\frac{\text{м}}{\text{с}^2}}{\frac{\text{Дж}}{\text{кг} \times \text{К}}} \right] = 0.0098 \text{ К/м} = 0.98 \text{ К/100м}. \quad (2.4)$$

На практиці вважають, що $\gamma_a = 1 \text{ К/100м}$. Оскільки g і c_p сталі величини, то γ_a також є сталою величиною.

Потенціальна температура Θ – температура, яку буде мати сухе повітря, якщо його адіабатично привести до рівня $P = 1000 \text{ гПа}$.

$$\Theta = T \left(\frac{1000}{p} \right)^{\frac{R}{c_p}}. \quad (2.5)$$

За допомогою потенціальної температури можна порівнювати стан повітряних мас, які розташовані на різних висотах.

Вологоадіабатичним називається адіабатичний процес, який відбувається у вологому насиченому повітрі. За такого процесу відбувається конденсація водяної пари або випаровування крапель води. Тобто термодинамічні процеси у вологому насиченому повітрі суттєво відрізняються від процесів у сухому і вологому ненасиченому повітрі не тільки з кількісного боку, але й з якісного. Якщо водяна пара у повітрі досягло стану насичення, температура зменшилась до точки роси, відбувається конденсація, а при цьому – виділення тепла.

Вологоадіабатичний градієнт $\gamma_{ва}$ показує змінювання з висотою температури в частці, яка насичена водяною парою.

$$\gamma_{ва} = \gamma_a + \frac{L}{c_p} \frac{dS}{dz}. \quad (2.6)$$

Де $\frac{dS}{dz}$ - вертикальний градієнт масової частки водяної пари;

L – скрита теплота пароутворення, $L = 2500 \frac{\text{кДж}}{\text{кг}}$.

Вологоадіабатичний градієнт $\gamma_{ва}$ не є сталим, з висотою він зростає і наближається до сухоадіабатичного градієнта γ_a . Вологоадіабатичний градієнт зменшується із зростанням температури і збільшується за умови її зниження.

Висота, на якій водяна пара стає насиченою, називається *рівнем конденсації*. Визначення цієї висоти є важливою задачею, бо цей рівень близький до нижньої границі хмар. Формула Ферреля

$$z_{\text{конд}} = 122(T_0 - \tau_0), \quad (2.7)$$

згідно з якою можна розрахувати висоту рівня конденсації в метрах, використовуючи температуру повітря і температуру точки роси на початковому рівні.

2.2 Типи температурної стратифікації за методом частки

Температурна стратифікація – розшарування за зміною температури в шарах атмосфери. *Крива стратифікації* – крива, яка характеризує вертикальний розподіл температури нерухомого повітря в атмосфері.

Стратифікація може бути:

- стійка
- нестійка
- нейтральна.

Стійка стратифікації перешкоджає розвитку вертикальних рухів в атмосфері. *Нестійка* стратифікація сприяє розвитку вертикальних рухів в атмосфері. *Нейтральна* – не впливає на розвиток вертикальних рухів.

Якщо $\gamma < \gamma_a$, тобто температура в оточуючому повітрі зменшується повільніше, ніж температура частки, яка підіймається сухоадіабатично (стратифікація стійка за методом частки), то $\frac{d\Theta}{dz} > 0$, тобто потенціальна температура зростає з висотою – стратифікація стійка. Якщо $\gamma = \gamma_a$ (стратифікація нейтральна за методом частки), то $\frac{d\Theta}{dz} = 0$ - стратифікація нейтральна. Якщо $\gamma > \gamma_a$ (стратифікація нестійка за методом частки), то $\frac{d\Theta}{dz} < 0$, тобто потенціальна температура з висотою зменшується – стратифікація нестійка. З фізичних міркувань зрозуміло, що коли тепле повітря розташоване зверху, а холодне – знизу, то стратифікація стійка, якщо навпаки – нестійка.

Умови вертикальної стійкості для вологого повітря дістанемо, порівнюючи криву стратифікації з вологою адіабатою (кривою стану вологого повітря). Стан атмосфери буде

- стійким, якщо $\gamma < \gamma_{\text{ва}}$;
- нестійким, якщо $\gamma > \gamma_{\text{ва}}$;
- нейтральним, якщо $\gamma = \gamma_{\text{ва}}$.

Можливі такі види стратифікації атмосфери по відношенню до сухоадіабатичного і вологоадіабатичного рухів частки:

1. $\gamma < \gamma_{\text{ва}} < \gamma_a$ – сухо- та волого стійка (абсолютно стійка) стратифікація - крива стратифікації знаходиться справа від сухої адіабати γ_a і вологої $\gamma_{\text{ва}}$.

2. $\gamma > \gamma_a > \gamma_{\text{ва}}$ - сухо- та волого нестійка (абсолютно нестійка) – крива

стратифікації – зліва від сухої адиабати і вологої адиабати.

3. $\gamma_a > \gamma > \gamma_{ва}$ - сухо стійка і волого нестійка (умовно стійка).

4. $\gamma = \gamma_a > \gamma_{ва}$ - сухо нейтральна і волого нестійка.

5. $\gamma = \gamma_{ва} < \gamma_a$ - волого нейтральна і сухо стійка.

2.3 Практична частина

Мета роботи – ознайомитися і розрахувати вертикальні градієнти температури, визначити і проаналізувати типи температурної стратифікації атмосфери.

За вихідними даними (табл. 2) розрахувати вертикальні градієнти температури $\gamma = \frac{\Delta t}{\Delta z} \text{ } ^\circ/100\text{м}$, потенціальну температуру Θ за шкалою Кельвіна (К), якщо відома висота рівня, де $P=1000$ гПа. Знайти рівень конденсації $z_{\text{конд}}$, визначити типи стратифікації для сухого та вологого повітря у кожному шарі, якщо відомий $\gamma_{ва}$ - вологоадиабатичний градієнт.

Для розрахунку Θ , К треба пам'ятати її визначення та величину сухоадиабатичного градієнта $\gamma_a = 1^\circ/100$ м. Рівень конденсації ($z_{\text{конд}}$) знайти з рівняння Ферреля, для чого потрібна температура точки роси t_d $^\circ\text{C}$ біля поверхні землі.

Послідовність виконання завдання.

1. Для кожного з вертикальних шарів розрахувати вертикальний температурний градієнт за рівняннями:

$$\gamma_1 = -\frac{t_{200} - t_0}{200 - 0} \cdot 100, \dots, \gamma_8 = -\frac{t_{4000} - t_{3200}}{4000 - 3200} \cdot 100$$

2. Визначити тип стратифікації сухого та вологого повітря для кожного шару за значенням вертикального градієнта температури у цьому шарі:

сухе повітря:

- якщо $\gamma_i < 1^\circ/100$ м – сухо стійка стратифікація;

- якщо $\gamma_i = 1^\circ/100$ м – сухо нейтральна стратифікація;

- якщо $\gamma_i > 1^\circ/100$ м – сухо нестійка стратифікація.

вологе повітря:

- якщо $\gamma_i < \gamma_{ва}$ – волого стійка стратифікація;

- якщо $\gamma_i = \gamma_{ва}$ – волого нейтральна стратифікація;

- якщо $\gamma_i > \gamma_{ва}$ – волого нестійка стратифікація.

3. Знайти рівень конденсації $z_{конд}$:

$$z_{конд} = 122(T_0 - \tau_0).$$

4. Потенціальну температуру θ розрахувати в Кельвінах для кожної висоти за формулами:

$$\theta_0 = 273 + t_0 + \gamma_a(z_0 - z_{1000}), \dots, \theta_{4000} = 273 + t_{4000} + \gamma_a(z_{4000} - z_{1000}),$$

де z_{1000} – рівень, де $P=1000$ гПа; $\gamma_a = 1^\circ\text{C}/100\text{м}$ - сухоадіабатичний градієнт.

Таблиця 2.1 – Варіанти вихідних даних

Варіант	температура повітря	Висота, м										Висота, м, де P=1000 гПа	$t_d, ^\circ\text{C}$	$\gamma_{ва}$
		00	200	500	1000	1200	1800	2500	3200	4000				
1	t°C	11,4	12,7	10,9	4,3	4,3	2,8	-0,7	0,0	2,5	100	7,2	0,65	
2	t°C	35,0	31,0	29,8	24,3	18,1	13,0	9,2	4,0	7,3	100	27,1	0,50	
3	t°C	21,1	23,0	23,8	18,5	18,5	14,4	8,0	0,0	-8,0	150	18,3	0,60	
4	t°C	6,7	6,7	4,8	1,1	-1,2	-7,0	-15,3	-21,1	-28,0	-50	1,2	0,65	
5	t°C	-8,8	-7,0	-7,0	-9,2	-12,0	-16,4	-14,0	-9,3	-10,2	00	-10,8	0,70	
6	t°C	18,3	17,0	13,2	7,1	6,5	4,2	2,8	6,1	11,4	200	16,7	0,60	
7	t°C	27,1	28,3	24,5	21,0	17,7	13,8	6,3	6,3	7,9	100	23,5	0,60	
8	t°C	14,8	12,2	10,0	7,3	5,5	0,0	-3,1	-4,8	-4,8	50	11,2	0,55	
9	t°C	7,5	10,0	9,2	4,0	1,1	-6,8	-10,3	-14,0	-11,8	100	5,5	0,65	
10	t°C	-1,2	-3,8	-6,1	-8,4	-10,7	-17,7	-23,3	-30,3	-21,5	-100	-5,0	0,70	
11	t°C	10,5	12,7	10,5	4,3	2,8	2,8	-0,7	0,0	2,2	200	7,8	0,60	
12	t°C	31,0	31,0	25,8	24,3	18,1	14,0	10,2	4,0	5,3	100	25,1	0,55	
13	t°C	21,1	23,0	24,0	18,5	14,4	14,4	8,3	0,0	-8,2	100	16,3	0,60	
14	t°C	6,7	7,5	4,8	1,1	-1,5	-8,0	-15,3	-21,1	-21,1	-50	1,2	0,55	
15	t°C	-8,5	-7,0	-7,0	-10,2	-12,0	-16,4	-14,5	-9,3	-10,0	00	-10,5	0,70	
16	t°C	18,5	17,0	14,2	7,9	6,5	4,4	2,2	6,3	11,4	200	17,7	0,60	
17	t°C	26,1	28,3	22,5	21,0	15,7	13,8	6,3	7,9	7,9	100	21,5	0,65	
18	t°C	14,8	11,9	10,1	7,8	4,4	0,0	-2,1	-4,8	-4,8	100	10,2	0,55	
19	t°C	8,5	10,0	8,2	4,1	1,2	-6,6	-11,3	-14,0	-12,8	200	4,5	0,60	
20	t°C	-1,5	-3,8	-5,1	-8,4	-11,7	-16,7	-22,3	-28,3	-21,5	-100	-3,0	0,70	

Звітність: Практичне завдання оформити відповідно до порядку виконання та здати викладачу.

Контрольні запитання.

1. Що таке адіабатичний процес?
2. Що таке сухоадіабатичний процес?
3. Що таке вологадіабатичний процес?
4. Надати характеристику сухоадіабатичного градієнта.
5. Надати характеристику вологадіабатичного градієнта.
6. Дати визначення потенціальної температури.
7. Надати характеристику типам стратифікації атмосфери.
8. Що таке рівень конденсації?

Тема 3 Визначення основних потоків сонячної радіації в атмосфері. Розрахунки радіаційного балансу та його складових

3.1 Пряма сонячна радіація

Під *прямою* сонячною радіацією розуміють радіацію, яка надходить до місця спостереження у вигляді пучка паралельних променів. Або потік променів, який надходить безпосередньо від Сонця і навколо сонячної зони 5° .

Кількість променистої енергії, яка надходить до одиниці горизонтальної поверхні називається *інсоляцією*.

$$I' = I \cdot \sin h_\odot, \quad (3.1)$$

де I' – кількість променистої енергії, яка надходить до 1 м^2 горизонтальної поверхні за 1 секунду, $[I'] = \frac{\text{кВт}}{\text{м}^2}$;

I – кількість променистої енергії, яка надходить до 1 м^2 поверхні, перпендикулярної сонячним промінням, за 1 секунду;

h_\odot - висота сонця.

Величина прямої сонячної радіації, яка надходить до природної поверхні залежить від таких чинників:

- сонячної сталої $I_0 = 1,37 \text{ кВт/м}^2$ (приблизно на 3,5% змінюється I_0 : взимку зростає до $1,43 \text{ кВт/м}^2$, влітку зменшується до $1,32 \text{ кВт/м}^2$);
- від пори року, тобто від δ ;
- від прозорості атмосфери (чим більше значення P , тим більша величина прямої радіації);
- висоти Сонця (чим більша висота Сонця, тим більша кількість прямої радіації);
- кількості хмарності (зворотньо пропорційно);

- висоти пункту спостереження (якщо ця висота зростає, то пряма радіація збільшується);
- нахилу поверхні і її орієнтації.

3.2 Розсіяна сонячна радіація

Розсіяна радіація – це сонячна радіація, яка надходить від всіх точок небесного склепіння до поверхні. Кількість розсіяної радіації, яка надходить до одиничної горизонтальної поверхні в одиницю часу, називається потоком розсіяної радіації, його позначимо i .

Потік розсіяної радіації на горизонтальну поверхню:

$$i = b(I_0 - I) \sin h_{\odot}, \quad (3.2)$$

$b = \frac{1}{2}$ – для ідеальної атмосфери, $b = \frac{1}{3}$ – для реальної атмосфери;

I_0 – сонячна стала, що дорівнює 1,37 кВт/м².

Розсіяна радіація i залежить від:

- висоти Сонця h_{\odot} (чим $> h_{\odot}$, тим $> i$);
- прозорості атмосфери (чим $> P$, тим $< i$);
- хмарності (як правило, хмари Cs, Ac можуть збільшити i в 2-3 рази порівняно з безхмарним небом). Це залежить від потужності хмар та їх кількості. Якщо кількість хмар нижнього ярусу становить 10 балів, i може бути дуже малим.
- снігового покриву (за його наявності відбита пряма радіація розсіюється і це збільшує потік розсіяної радіації);
- висоти над рівнем моря (зі збільшенням її розсіяна радіація зменшується, тобто на вершині гори i менше, ніж біля її підніжжя).

3.3 Сумарна сонячна радіація

Потоком *сумарної* радіації (або просто сумарною радіацією Q) називається сума потоків прямої I' і розсіяної i сонячної радіації, які надходять до горизонтальної поверхні

$$Q = I' + i. \quad (3.3)$$

Цей вираз записано для безхмарного неба.

Сумарна радіація залежить від:

- висоти Сонця h_{\odot} (сумарна радіація максимальна у полудень, коли h_{\odot} максимальна);

- снігового покриву, коли Q стає більшою за рахунок більшого відбиття та повторного розсіяння;
- хмарності.

Сумарна радіація змінюється в широких межах. Зі зростанням хмарності вона зменшується, як правило. Зазвичай, сумарна радіація не перебільшує I_0 , але іноді бувають випадки, коли ця закономірність порушується.

3.4 Альbedo

Альbedo або *відбивальна здатність* будь-якої поверхні – це відношення потоку відбитої даною поверхнею радіації ($I_{\text{відб}}$) до потоку радіації, яка надходить до неї (Q_n), виражене в частках одиниці або у відсотках:

$$A = \frac{I_{\text{відб}}}{Q_n}. \quad (3.4)$$

Альbedo земної поверхні залежить від стану підстильної поверхні та її кольору, а також від висоти Сонця. Найбільше значення A має сніг, що щойно випав $A = 80 - 90\%$. Лежаний сніг має $A = 40 - 60\%$, а чорнозем – $A = 5 - 15\%$. Для океану A залежить від h_{\odot} (якщо Сонце в zenіті, то $A = 2\%$, якщо Сонце біля горизонту ($h_{\odot} = 5^{\circ}$), то $A = 35\%$).

Альbedo хмар залежить від вертикальної протяжності хмар і їхнього водозапасу (маси крапель в стовпі хмари). Зі зростанням вертикальної протяжності і водозапасу хмари A збільшується.

3.5 Радіаційний баланс поверхні землі

Радіаційний баланс – це співвідношення між приходом і витратами різних радіаційних потоків. Розглянемо всі ці потоки радіації (рис. 3.1).

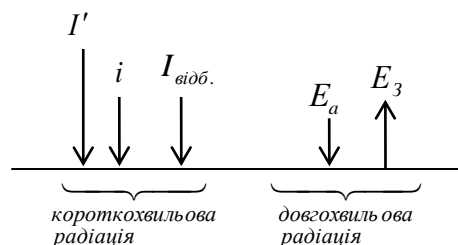


Рисунок 3.1 – Потоки радіації біля поверхні землі

Нагадаємо, що I' – пряма радіація на горизонтальну поверхню, i – розсіяна радіація, $I_{\text{відб}}$ – відбита радіація, $E_з, E_a$ – випромінювання

земної поверхні і атмосфери відповідно. Тоді співвідношення між вказаними потоками радіації можна записати у вигляді:

$$R_0 = (I' + i) - I_{\text{відб.}} + E_a - E_3. \quad (3.5)$$

З врахуванням того, що $I_{\text{відб.}} = A(I' + i)$, останній вираз можна надати так

$$R_0 = (I' + i) - A(I' + i) + E_a - E_3. \quad (3.6)$$

І, нарешті, якщо врахувати, що $E_3 - E_a = F_0$, $E_a - E_3 = F_0$, то

$$R_0 = (I' + i)(1 - A) - F_0. \quad (3.7)$$

Рівняння, яке дістали, називається рівнянням радіаційного балансу земної поверхні. $E_a - E_3 = B_0$ – довгохвильовий баланс. Таким чином, $B_0 = -F_0$. Тобто, довгохвильовий баланс чисельно дорівнює ефективному випромінюванню, але із зворотнім знаком.

3.6 Практична частина

Мета роботи – ознайомитися, розрахувати і проаналізувати потоки сонячної радіації в атмосфері.

Відомі значення прямої радіації на перпендикулярну поверхню (I кВт/м²), розсіяної радіації (i кВт/м²), альbedo (A) і радіаційного балансу діяльного шару (R_0 кВт/м²) (табл. 3).

Для всіх строків, які надані у вихідних даних, знайти пряму радіацію на горизонтальну поверхню ($I' = I \sin h$), сумарну радіацію ($Q = I' + i$), частку прямої і частку розсіяної радіації в складі сумарної, частину сумарної радіації, що поглинута, довгохвильовий радіаційний баланс ($B_0 = -F_0$).

Сонячна радіація надходить до земної поверхні під різними кутами, але вимірюється пряма сонячна радіація, що надходить на перпендикулярну поверхню (I). Щоб знати, скільки радіації одержує поверхня землі, треба знати висоту сонця (h). Розсіяна радіація (i) надходить від усіх точок небосхилу, тому для неї значення висоти сонця не потрібне.

Послідовність виконання завдання.

1. Розрахувати пряму радіацію на горизонтальну поверхню для всіх строків за формулою:

$$I' = I \cdot \sin h_{\odot},$$

Значення прямої радіації на перпендикулярну поверхню I та висота сонця h в кожен строк надано у Вашому варіанті. Висоту сонця в формулу необхідно підставляти у градусах, тобто хвилини перевести у частки градуса. Наприклад, висота сонця $24^{\circ}42'$. Хвилини поділити на 60 ($1^{\circ} = 60'$) і додати до величини градусів: $42/60=0,7$; $24+0,7=24,7^{\circ}$.

2. Розрахувати сумарну радіацію Q у всі строки за формулою:

$$Q = I' + i,$$

де i – розсіяна радіація, її значення для кожного строку надано у Вашому варіанті.

3. Поглинена радіація розраховується за рівнянням:

$$I_{\text{погл}} = Q(1 - A),$$

де A – альbedo, його значення для кожного строку наведено у Вашому варіанті.

4. Розрахувати довгохвильовий баланс $B_{\text{д}}$ для кожного строку за рівнянням:

$$B_{\text{д}} = R_o - I_{\text{погл}}$$

5. Побудувати і проаналізувати графіки добового ходу прямої радіації на перпендикулярну поверхню (I кВт/м²), розсіяної радіації (i кВт/м²) і радіаційного балансу діяльного шару (R_o кВт/м²).

Звітність: Практичне завдання оформити відповідно до порядку виконання та здати викладачу.

Контрольні запитання.

1. Чому у всі терміни пряма радіація на горизонтальну поверхню менша, ніж на перпендикулярну до променів? У якому випадку ці величини можуть бути однакові? Чи може перша бути більшою ніж друга?

2. Чому у всі строки поглинута короткохвильова радіація менша від сумарної? Чи можуть бути ці величини однаковими?

3. Як та чому змінюються протягом дня частка прямої та частка розсіяної радіації у складі сумарної?

4. Який зміст одержаних знаків радіаційного балансу діяльного шару?

Таблиця 3.1 – Варіанти вихідних даних

№ дата	Строк, год. хв.	h	I, кВт/м ²	i, кВт/м ²	A	R, кВт/м ²
1	2	3	4	5	6	7
1 10.07	0 30	–	0,00	0,00	–	-0,06
	6 30	22°42`	0,72	0,06	0,23	0,17
	9 30	44 00	0,85	0,09	0,19	0,43
	12 30	51 48	0,85	0,15	0,20	0,54
	15 30	37 48	0,81	0,15	0,20	0,35
	18 30	15 42	0,37	0,12	0,23	0,01
	0 30	–	0,00	0,00	–	-0,04
	2 13.07	0 30	–	0,00	0,00	–
6 30		22 24	0,62	0,08	0,22	0,16
9 30		43 36	0,77	0,12	0,19	0,44
12 30		51 24	0,84	0,11	0,19	0,50
15 30		37 24	0,77	0,10	0,20	0,32
18 30		15 18	0,56	0,06	0,20	0,06
0 30		–	0,00	0,00	–	-0,04
3 15.07		0 30	–	0,00	0,00	–
	6 30	22 06	0,29	0,15	0,15	0,13
	9 30	43 24	0,52	0,23	0,23	0,33
	12 30	51 12	0,65	0,21	0,21	0,45
	15 30	37 18	0,60	0,18	0,18	0,28
	18 30	14 54	0,32	0,10	0,10	0,06
	0 30	–	0,00	0,00	–	-0,05
	4 17.07	0 30	–	0,00	0,00	–
6 30		21 48	0,45	0,16	0,16	0,15
9 30		43 00	0,43	0,30	0,30	0,37
12 30		50 48	0,59	0,28	0,28	0,50
15 30		36 54	0,62	0,17	0,17	0,33
18 30		14 30	0,45	0,08	0,08	0,06
0 30		–	0,00	0,00	–	-0,05
5 30.08		0 30	–	0,00	0,00	–
	6 30	12 06	0,59	0,04	0,25	0,06
	9 30	32 00	0,88	0,06	0,20	0,34
	12 30	38 42	0,93	0,07	0,18	0,40
	15 30	25 42	0,82	0,08	0,22	0,24
	18 30	4 18	0,29	0,02	0,17	0,06
	0 30	–	0,00	0,00	–	-0,05

1	2	3	4	5	6	7
6 27.07	0 30	–	0,00	0,00	–	-0,04
	6 30	20 00	0,46	0,12	0,12	0,14
	9 30	41 18	0,71	0,13	0,13	0,39
	12 30	48 54	0,79	0,13	0,13	0,50
	15 30	35 12	0,70	0,17	0,17	0,32
	18 30	13 00	0,27	0,06	0,06	0,06
	0 30	–	0,00	0,00	–	-0,03
7 29.08	0 30	–	0,00	0,00	–	-0,01
	6 30	12 30	0,28	0,07	0,07	0,03
	9 30	42 48	0,34	0,23	0,23	0,22
	12 30	39 12	0,85	0,26	0,26	0,57
	15 30	26 00	0,73	0,12	0,12	0,26
	18 30	4 12	0,20	0,03	0,03	-0,03
	0 30	–	0,00	0,00	–	-0,05
8 23.05	0 30	–	0,00	0,00	–	-0,15
	6 30	22 18	0,70	0,08	0,08	0,17
	9 30	43 06	0,86	0,10	0,10	0,45
	12 30	49 54	0,87	0,11	0,11	0,50
	15 30	35 00	0,46	0,18	0,18	0,14
	18 30	13 12	0,47	0,06	0,06	0,03
	0 30	–	0,00	0,00	–	-0,04
9 26.05	0 30	–	0,00	0,00	–	-0,07
	6 30	22 54	0,59	0,09	0,17	0,20
	9 30	43 48	0,70	0,14	0,16	0,47
	12 30	50 18	0,68	0,17	0,17	0,56
	15 30	35 24	0,60	0,15	0,15	0,38
	18 30	13 06	0,29	0,08	0,20	0,06
	0 30	–	0,00	0,00	–	-0,06
10 7.09	0 30	–	0,00	0,00	–	-0,06
	6 30	10 06	0,61	0,04	0,24	0,03
	9 30	29 36	0,87	0,06	0,20	0,31
	12 30	35 42	0,90	0,08	0,19	0,40
	15 30	23 06	0,70	0,12	0,21	0,20
	18 30	1 48	0,03	0,01	0,20	0,06
	0 30	–	0,00	0,00	–	-0,04
11 17.07	0 30	–	0,00	0,00	–	-0,07
	6 30	21 48	0,45	0,16	0,16	0,15
	9 30	43 00	0,43	0,30	0,30	0,37
	12 30	50 48	0,59	0,28	0,28	0,50
	15 30	36 54	0,62	0,17	0,17	0,33
	18 30	14 30	0,45	0,08	0,08	0,06
	0 30	–	0,00	0,00	–	-0,05

1	2	3	4	5	6	7
12 1.06	0 30	–	0,00	0,00	–	-0,07
	6 30	23 30	0,77	0,07	0,20	0,20
	9 30	44 36	0,91	0,08	0,15	0,47
	12 30	51 30	0,90	0,10	0,17	0,56
	15 30	36 48	0,87	0,08	0,21	0,38
	18 30	14 42	0,61	0,05	0,24	0,06
	0 30	–	0,00	0,00	–	-0,06
13 4.06	0 30	–	0,00	0,00	–	-0,03
	6 30	23 42	0,60	0,11	0,20	0,20
	9 30	44 54	0,74	0,15	0,15	0,45
	12 30	52 00	0,82	0,14	0,16	0,57
	15 30	37 24	0,69	0,16	0,18	0,39
	18 30	14 42	0,08	0,07	0,15	0,00
	0 30	–	0,00	0,00	–	-0,03
14 11.07	0 30	–	0,00	0,00	–	-0,07
	6 30	22 42	0,71	0,07	0,24	0,19
	9 30	44 06	0,93	0,08	0,18	0,48
	12 30	51 42	0,96	0,08	0,16	0,57
	15 30	37 48	0,88	0,10	0,21	0,37
	18 30	16 12	0,63	0,06	0,27	0,08
	0 30	–	0,00	0,00	–	-0,07
15 31.08	0 30	–	0,00	0,00	–	-0,05
	6 30	11 36	0,48	0,06	0,26	0,06
	9 30	31 42	0,68	0,13	0,20	0,29
	12 30	38 12	0,74	0,14	0,19	0,38
	15 30	25 18	0,59	0,12	0,21	0,20
	18 30	3 54	0,15	0,01	0,17	-0,03
	0 30	–	0,00	0,00	–	-0,02
16 1.07	0 30	–	0,00	0,00	–	-0,06
	6 30	23 36	0,72	0,07	0,22	0,20
	9 30	45 06	0,87	0,10	0,17	0,45
	12 30	52 48	0,90	0,10	0,16	0,56
	15 30	38 42	0,81	0,10	0,17	0,37
	18 30	16 42	0,58	0,06	0,21	0,08
	0 30	–	0,00	0,00	–	-0,05
17 18.06	0 30	–	0,00	0,00	–	-0,06
	6 30	23 54	0,73	0,08	0,22	0,20
	9 30	45 12	0,82	0,18	0,17	0,52
	12 30	53 00	0,89	0,10	0,16	0,58
	15 30	38 18	0,84	0,09	0,22	0,34
	18 30	16 12	0,64	0,06	0,26	0,04
	0 30	–	0,00	0,00	–	-0,07

1	2	3	4	5	6	7
18 30.06	0 30	–	0,00	0,00	–	-0,07
	6 30	23 42	0,65	0,10	0,20	0,19
	9 30	45 06	0,80	0,13	0,19	0,45
	12 30	52 54	0,84	0,15	0,20	0,54
	15 30	38 36	0,81	0,10	0,17	0,38
	18 30	16 36	0,58	0,06	0,22	0,08
	0 30	–	0,00	0,00	–	-0,06
19 2.09	0 30	–	0,00	0,00	–	-0,04
	6 30	11 18	0,20	0,08	0,24	0,04
	9 30	31 00	0,87	0,07	0,20	0,30
	12 30	37 36	0,88	0,08	0,20	0,40
	15 30	24 18	0,80	0,06	0,21	0,20
	18 30	3 18	0,21	0,01	0,25	-0,04
	0 30	–	0,00	0,00	–	-0,06
20 10.09	0 30	–	0,00	0,00	–	-0,06
	6 30	10 18	0,51	0,05	0,22	0,04
	9 30	30 36	0,82	0,08	0,20	0,32
	12 30	35 12	0,91	0,10	0,18	0,44
	15 30	21 06	0,60	0,12	0,18	0,21
	18 30	5 48	0,21	0,04	0,19	0,08
	0 30	–	0,00	0,00	–	-0,04

Пояснення до виконання домашнього завдання ДЗ-1

Домашнє завдання ДЗ-1 (відповідно до силлабуса дисципліни) виконується за основними темами розділу 1 «Метеорологія» дисципліни «Метеорологія і кліматологія». ДЗ-1 складається з розв'язання індивідуальних завдань з ТЕМИ 2 «Сухоадіабатичні і вологоадіабатичні процеси. Розрахунок вертикальних градієнтів. Визначення типу температурної стратифікації методом частинки» і ТЕМИ 3 «Визначення основних потоків сонячної радіації в атмосфері. Розрахунки радіаційного балансу та його складових». Під час аудиторних занять студенти під керівництвом викладача розв'язують типову задачу, аналізують отримані результати і дають відповіді на контрольні питання, що наведені наприкінці кожної теми. Для виконання домашнього завдання ДЗ-1 студент отримує від викладача номер варіанту вихідних даних. Послідовність виконання завдань наведено в методичних вказівках у розділах ТЕМА 2 і ТЕМА 3. Практичне завдання необхідно оформити відповідно до порядку виконання та здати викладачу.

Контроль виконання домашнього завдання ДЗ-1 (відповідно до силлабуса дисципліни) здійснюється через перевірку його правильного

виконання та захист отриманих результатів у вигляді усного опитування. Зарахування балів здійснюється через перевірку завдання – **18 балів** (60 %) та оцінки з усного опитування – від **1 до 12 балів**.

Література

Основна

1. Борисова С.В., Катеруша Г.П. Метеорологія і кліматологія. Конспект лекцій. Одеса: «Екологія», 2008. 152 с.
2. Метеорологія і кліматологія / Під ред. Степаненка С.М. Одеса, 2008. 533 с.
3. Недострелова Л.В., Прокоф'єв О.М. Методичні вказівки для виконання навчальних чергувань з дисципліни «Фізика атмосфери з чергуваннями» для бакалаврів другого року навчання спеціальності 103 «Науки про Землю», освітньої програми «Гідрометеорологія». Одеса, 2023 р. 120 с.
4. Волошина Ж.В., Волошина О.В. «Фізика атмосфери (задачі і вправи)». Київ: КНТ, 2007. 252 с.
5. <http://eprints.library.odeku.edu.ua/>

Додаткова

1. Школьний Є.П. «Фізика атмосфери». Підручник. Київ: КНТ, 2007. 508 с.
2. Психрометричні таблиці. Електронний ресурс.
3. <http://eprints.library.odeku.edu.ua/>