

В.Є. Колесник, А.В. Павличенко, О.О. Борисовська

# МЕТЕОРОЛОГІЯ І КЛІМАТОЛОГІЯ: КЛАСИЧНІ ОСНОВИ З ЕКОЛОГІЧНИМИ АСПЕКТАМИ



МІНІСТЕРСТВО ОСВІТИ І НАУКИ УКРАЇНИ  
НАЦІОНАЛЬНИЙ ТЕХНІЧНИЙ УНІВЕРСИТЕТ  
«ДНІПРОВСЬКА ПОЛІТЕХНІКА»



В.Є. Колесник, А.В. Павличенко, О.О. Борисовська

**МЕТЕОРОЛОГІЯ І КЛІМАТОЛОГІЯ:  
КЛАСИЧНІ ОСНОВИ З ЕКОЛОГІЧНИМИ АСПЕКТАМИ**

Навчальний посібник

Дніпро  
НТУ «ДП»  
2026

УДК: 551.5: 551.58  
К 60

*Рекомендовано вченою радою НТУ «Дніпровська політехніка»  
як навчальний посібник для здобувачів ступеня бакалавра  
спеціальності Е2 Екологія  
(протокол № 14 від 23 квітня 2026).*

**Рецензенти:**

Т.І. Русакова – д-р техн. наук, проф. (Дніпровський національний університет імені Олеся Гончара);

І.О. Мезенцева – канд. техн. наук, проф. (Національний технічний університет «Харківський політехнічний інститут»).

**Колесник В.Є.**

К 60      Метеорологія і кліматологія: класичні основи з екологічними аспектами [Електронний ресурс]: навч. посіб. / В.Є. Колесник, А.В. Павличенко, О.О. Борисовська; М-во освіти і науки України, Нац. техн. ун-т «Дніпровська політехніка». – Дніпро : НТУ «ДП», 2026. – 96 с.

У навчальному посібнику викладено традиційні положення метеорології (фізики атмосфери) та кліматології. Матеріал становить інформаційну базу виробничої діяльності фахівців-екологів у сфері дослідження та охорони довкілля і раціонального природокористування, а також у визначенні екологічної ефективності впроваджуваних природоохоронних заходів.

Зміст посібника відповідає вимогам програми дисципліни «Метеорологія і кліматологія». Може бути корисним здобувачам освіти в процесі самостійного вивчення матеріалу та в ході підготовки до лабораторних робіт. Матеріал посібника може зацікавити широке коло читачів.

**УДК: 551.5: 551.58**

## ЗМІСТ

<b>ЗМІСТ</b>	3
<b>ВСТУП</b>	6
<b>ТЕМА 1. ВСТУП ДО ДИСЦИПЛІНИ</b>	8
1.1. Предмет метеорології та кліматології	8
1.2. Основні поняття й визначення	8
1.3. Методологія й методика метеорології	8
1.4. Особливості атмосферних процесів	9
<b>ТЕМА 2. ПОВІТРЯ Й АТМОСФЕРА</b>	11
2.1. Атмосферний тиск та одиниці його виміру	11
2.2. Температура повітря й шкали температур	11
2.3. Водяна пара у повітрі	12
2.4. Склад сухого повітря	13
2.5. Рівняння стану сухого повітря	14
2.6. Густина вологого повітря	14
<b>ТЕМА 3. РАДІАЦІЯ В АТМОСФЕРІ</b>	17
3.1 Поняття сонячної радіації та її спектральний склад	17
3.2. Енергія сонячної радіації та закони випромінювання	18
3.3 Інтенсивність прямої сонячної радіації (інсоляція)	20
3.4. Сонячна стала та приплив сонячної радіації до Землі	20
3.5. Поглинання й розсіювання сонячної радіації в атмосфері	21
3.6 Основні оптичні явища в атмосфері	24
3.7 Закон ослаблення світла	25
3.8 Фактор каламутності атмосфери	27
3.9. Мінливість прямої та розсіяної радіації в атмосфері. Сумарна радіація	27
3.10. Відбиття радіації від земної поверхні та її поглинання	28
3.11. Випромінювання земної поверхні	29
3.12. Зустрічне випромінювання	29
3.13 Ефективне випромінювання	30
3.14. Радіаційний баланс	30
3.15 Випромінювання у світовий простір	30
<b>ТЕМА 4. БАРИЧНЕ ПОЛЕ</b>	32
4.1. Основне рівняння статички атмосфери	32
4.2. Зміна тиску залежно від висоти з урахуванням густини повітря	33
4.3. Баричний ступінь	34
4.4. Изобари	35
4.5. Горизонтальний баричний градієнт	35
4.6. Карти баричної топографії	36

4.7. Зміна тиску в часі	38
<b>ТЕМА 5. ВІТЕР</b>	39
5.1. Характеристики вітру	39
5.2. Причини виникнення вітру	41
5.3. Геострофічний вітер	42
5.4. Градієнтний вітер	43
5.5. Вплив тертя на швидкість і напрямок вітру	44
5.6. Добовий хід вітру	45
5.7. Фронти в атмосфері	46
<b>ТЕМА 6. ТЕПЛОВИЙ РЕЖИМ АТМОСФЕРИ</b>	48
6.1. Поняття теплового режиму атмосфери та його визначальні чинники	48
6.2. Причини зміни температури атмосфери й клімату	48
6.3. Рівняння Пуассона для адіабатичних процесів в атмосферному повітрі	48
6.4. Тепловий баланс земної поверхні	50
6.5. Особливості теплових процесів у водоймах і ґрунтах	51
6.6. Добовий хід температури на поверхні ґрунту	52
6.7. Поширення тепла вглиб ґрунту	52
6.8. Континентальність клімату	55
6.9. Зміна температури повітря залежно від висоти та будова атмосфери	56
6.10. Конвекція	57
6.11. Стратифікація атмосфери та вертикальна рівновага сухого повітря	59
6.12. Стратифікація повітряних мас	61
<b>ТЕМА 7. ВОДА В АТМОСФЕРІ</b>	63
7.1. Вологообіг	63
7.2. Фізика процесу випаровування і насичення	63
7.3. Швидкість випаровування	64
7.4. Мінливість вологовмісту в атмосфері	64
7.5. Конденсація й сублімація в атмосфері	65
7.6. Хмари	66
7.7. Димка, туман, імла (хмароподібні явища)	70
7.8. Опади з хмар	71
7.9. Характеристика режиму опадів	72
7.10. Характеристика зволоження ґрунту	73
7.11. Водний баланс на земній кулі	74
<b>ТЕМА 8. АТМОСФЕРНА ЦИРКУЛЯЦІЯ</b>	76
8.1. Масштаби атмосферних рухів	76
8.2. Загальна циркуляція атмосфери	76
8.3. Найбільш характерні прояви загальної циркуляції атмосфери	77

8.4. Типи атмосферної циркуляції у нетропічних широтах	79
8.5. Атмосферна циркуляція малих масштабів	81
8.6. Синоптичний аналіз і прогноз	82
<b>ТЕМА 9. КЛІМАТОУТВОРЕННЯ Й МІКРОКЛІМАТ</b>	<b>85</b>
9.1. Глобальні природні кліматичні чинники	85
9.2. Процеси, що утворюють клімат	85
9.3. Теорія клімату	86
9.4. Мікроклімат	87
9.5. Класифікації клімату	87
9.6. Зміни клімату	89
9.7. Кліматодіаграми	90
<b>ПІДСУМКИ</b>	<b>94</b>
<b>СПИСОК ВИКОРИСТАНОЇ ЛІТЕРАТУРИ</b>	<b>95</b>

## ВСТУП

Класичне призначення метеорології полягає в тому, щоб надати достовірний прогноз погоди, запобігти надзвичайним ситуаціям (катастрофам), серед яких посухи, повені, зсуви ґрунту, селі та інші соціально й екологічно небезпечні природні явища. Такі знання сприяють зниженню збитків від ожеледі, заморозків, туману, хуртовин, сніжних заметів, злив, градобоя, курних буревіїв, а також зменшенню впливу антропогенної діяльності на клімат чи мікроклімат.

Екологічні аспекти діяльності безпосередньо пов'язані з метеорологічними умовами та кліматичними особливостями регіонів, тому оволодіння теоретичними знаннями та практичними навичками з метеорології (фізики атмосфери) і кліматології, стають необхідними для виробничої діяльності фахівців-екологів у дослідженні та захисті довкілля й досягненні екологічної безпеки.

Урахування метеорологічних і кліматичних чинників дозволяє більш точно прогнозувати рівень екологічної безпеки від впровадження заходів щодо зменшення впливу виробничої діяльності на довкілля та, зокрема, на атмосферу. Під час подальшої підготовки фахівців екологічного спрямування засвоєні знання базової дисципліни сприятимуть опануванню методів системного аналізу, потрібних у розробці заходів для управління екологічною безпекою регіонів або в проектуванні екологічно чистих технологій.

Користувачами метеорологічних даних є галузі людської діяльності, суттєво залежні від процесів в атмосфері та від погодних умов, а саме: авіація, космонавтика, судноплавство, промисловість, енергетика, сільське господарство, безпека людини і суспільства, а також сфера захисту або збереження довкілля.

Мета посібника – оволодіння теоретичними знаннями та вміннями у галузі метеорології і кліматології як необхідної складової виробничої діяльності фахівців-екологів і в дослідженні та захисті довкілля, екологічної безпеки.

Завданням вивчення теоретичного курсу, викладеного в посібнику, є формування у майбутніх фахівців базових знань з метеорології (фізики атмосфери) і кліматології, які сприяють мінімізації впливу антропогенної діяльності на довкілля, розроблення екологічно ефективних технологій захисту компонентів навколишнього середовища, включаючи атмосферу, а також формування бази для подальшого опанування методів прогнозування рівня екологічної безпеки впроваджуваних природоохоронних заходів і проєктованих екологічно чистих технологій, а також засобів управління екологічною безпекою регіонів.

Матеріал посібника розрахований на досягнення здобувачами освіти таких результатів навчання:

Оволодіння предметом, основними поняттями, методологією і методикою метеорології та кліматології, розуміння особливостей атмосферних процесів.

Знання основних метеорологічних величин та елементів, що характеризують атмосферу, погоду і клімат, умінь їх визначати.

Засвоєння відомостей про основні показники сонячної радіації, уміння аналізувати закономірності її взаємодії з атмосферою і земною поверхнею та визначати відповідні характеристики.

Уміння аналізувати показники та закономірності зміни атмосферного тиску, визначати його у вертикальному та горизонтальному напрямках, оволодіння принципами побудови карт баричної топографії.

Усвідомлення сутності характеристик вітру, розуміння причин його появи, розрізнення видів вітру за характером ізобар, уміння визначати його основні параметри й будувати розу вітрів.

Уміння досліджувати тепловий режим атмосфери, зміни її температури й клімату, теплові процеси водойм і ґрунту, розуміння процесів конвекції, температурної стратифікації атмосфери та повітряних мас.

Розуміння розвитку процесів обігу вологи в атмосфері та причин утворення опадів, уміння характеризувати опади та показники вологості повітря й ґрунту.

Оволодіння методикою визначення основних типів загальної атмосферної циркуляції та її характерних проявів різних масштабів, мати уявлення про синоптичний аналіз і прогноз погоди.

Знати принципи класифікації кліматів і побудови кліматодіаграм.

Практично кожний розділ містить приклад виконання певних завдань з відповідної теми, а також аналіз екологічно значущих аспектів метеорологічних і кліматичних процесів.

# ТЕМА 1. ВСТУП ДО ДИСЦИПЛІНИ

## 1.1. Предмет метеорології та кліматології

Метеорологія (метеор – небесне явище; логос – вивчати) – це наука про атмосферу, її склад, будову, властивості та фізичні і хімічні процеси, що протікають у ній, у взаємодії із землею поверхнею і космічним середовищем. Іншими словами – це фізика атмосфери. Головне завдання метеорології – опис поточного стану атмосфери і прогноз його на майбутнє.

Кліматологія – розділ метеорології, що вивчає формування кліматів, їх поширення й зміну в минулому й майбутньому, а також вплив на довкілля і біоту.

## 1.2. Основні поняття й визначення

Атмосфера – це газова оболонка Землі із зоями, що містяться в ній, котра рухається разом із Землею у світовому просторі як єдине ціле, беручи участь в обертанні Землі. Атмосфера неоднорідна і мінлива в часі. Вона поступово переходить у міжпланетне середовище, а її верхня границя не визначена. Густина повітря в ній падає з висотою. Так, 0,5 маси атмосфери перебуває нижче 5 км; 3/4 – нижче 10 км; 9/10 – нижче 20 км. Повітря, хоч і дуже розріджене, є на висоті 1000 км, що підтверджується полярними сьйвами. Життя в атмосфері протікає переважно на її дні, тобто поблизу земної поверхні.

Погода – фізичний стан атмосфери біля земної поверхні й у нижніх до 30...40 км шарах у даний момент часу. Характеризується погода метеорологічними величинами або елементами, такими як: атмосферний тиск; температура повітря, його вологість; хмарність, атмосферні опади, сніжний покрив, ого висота; напрямок, швидкість і повторюваність вітру; інтенсивність сонячної радіації та випромінювання земної поверхні, тривалість сонячного сьйва, видимість; температура ґрунту, випар з поверхні води і ґрунту, а також явищами, наприклад, гроза, туман, курний буревій, заметіль та ін.

Клімат – багаторічний, характерний для даного регіону режим погоди. Режим погоди, у свою чергу, визначається обстановкою: географічною широтою і довготою місцевості; висотою над рівнем моря (р.м.); орографією (рельєфом місцевості); ґрунтовим покривом й умовами. Останні характеризуються змінами в добовому і річному ході, а також мінливістю від року до року. Локальний клімат стійкий десятиліттями, а глобальний – тисячоліттями або мільйонами років (якщо не брати до уваги антропогенну діяльність, яка, як виявилось, здатна суттєво вплинути на клімат на протязі сотні або навіть десятки років).

## 1.3. Методологія й методика метеорології

Для розуміння атмосферних процесів, відповідно до системного підходу, необхідно розглядати їх у взаємодії один з одним, із землею поверхнею та

космічним середовищем; знати причини їх виникнення, розвитку і припинення, які завжди є наслідком суперечливих чинників, в тому числі, людської діяльності. При цьому необхідно пам'ятати, що кількісні зміни в атмосфері часто стрибком переходять у якісні.

Методика метеорології передбачає спостереження, виміри, узагальнення отриманих при цьому даних та їх аналіз, а також виявлення закономірностей для прогнозування погоди, змін клімату, екологічного стану, біологічних процесів, продуктивності фітоценозів, урожайності і т.п. Крім того, – обережного детально продуманого керування погодою і кліматом шляхом створення штучних водойм, посадки лісу, меліорації, штучних осередків життя (за типом теплиць), регулювання викидів парникових газів в атмосферу та ін.

Призначення метеорології полягає в тому, щоб запобігти природним катастрофам. Знизити втрати від надзвичайних ситуацій, обумовлених кліматичними катаклізмами та антропогенною діяльністю.

Споживачем даних метеорології, як зазначалось, є галузі людської діяльності, критичні до її процесів та погодних умов, а також суспільство і людина.

Природа ж та екосистеми знаходяться під постійним впливом метеорологічних і кліматичних процесів. Так, на продуктивність ценозів, впливає: вологість ґрунту і повітря, кількість світла, тепла і атмосферних опадів. Діяльність промислових підприємств також потребує пристосування до погодних і кліматичних умов, зокрема, шляхом регулювання викидів відповідно до найбільш сприятливих метеорологічних умов, що забезпечать швидке розсіювання або локалізацію забруднювачів у межах санітарно-захисних зон підприємств. На стан людей впливають як окремі метеорологічні або кліматичні чинники, так і пов'язані з ними рівні екологічно небезпечного забруднення атмосфери та гідросфери промисловими викидами, скидами та відходами.

#### **1.4. Особливості атмосферних процесів**

Процеси в атмосфері обумовлюються взаємодією Сонця, земної суші (суходолу) і водної поверхні. Їх найбільш важливі особливості наведені нижче.

1. Неоднорідність і мінливість атмосферних процесів через обертання Землі відносно Сонця. При цьому сонячна радіація (мається на увазі електромагнітне випромінювання Сонця, що надходить до Землі) поглинається земною поверхнею, а від неї нагрівається атмосфера. Різний рівень радіації в певних широтах створює нерівномірності у нагріванні повітряних мас, що приводить до їх рухів в атмосфері.

2. Наявність водяної пари в атмосфері є причиною хмар і туманів та одночасно обумовлює енергетичний ресурс атмосфери, що впливає на її температуру та підвищує інтенсивність рухів повітряних мас. Випар і конденсація вологи супроводжуються відповідно сильним поглинанням або виділенням енергії. Питома теплова енергія фазового переходу «вода-пара»

певною мірою залежить від температури повітряного середовища –  $t^{\circ}\text{C}$  та визначається за формулою:

$$L = (2501 - 2,72t^{\circ}\text{C}) \text{ кДж/кг.} \quad (1.1)$$

3. Атмосферні процеси розвиваються у всій атмосфері земної кулі. Тому для точного прогнозу погоди потрібні дані станцій з усього світу, розташованих на різних континентах і в океанах, а також даних постійно діючих метеорологічних супутників.

4. Різномасштабність явищ в атмосфері – від декількох метрів до тисяч кілометрів. Наприклад, смерчі або торнадо мають характерні розміри від 100 м до 100 км, атмосферні фронти, циклони, антициклони й струминні течії в тропосфері – порядку 2000 км, а довгі атмосферні хвилі досягають розмірів з півземлі.

***Питання для самоперевірки та обговорення \*:***

1. Викладіть предмет вивчення метеорології.
2. Викладіть предмет вивчення кліматології.
3. Дайте визначення атмосфері.
4. Дайте визначення погоди.
5. Дайте визначення клімату.
6. Викладіть методологію й методику метеорології.
7. Викладіть призначення метеорології.
8. Охарактеризуйте особливості атмосферних процесів \*.

## ТЕМА 2. ПОВІТРЯ Й АТМОСФЕРА

Атмосфера складається із суміші газів, яку називають повітрям. У повітрі містяться аерозолі (рідкі краплі й тверді часточки). Як газ, повітря характеризується тиском  $p$ , температурою  $t$  або  $T$ , густиною  $\rho$ , а також речовинним складом, що в сукупності визначають, з одного боку, фізичний стан атмосфери, а з іншого, – обумовлюють парниковий ефект на Землі як умову існування біоти та життєдіяльності людини.

### 2.1. Атмосферний тиск та одиниці його виміру

Атмосферний тиск – результуюча сила  $F$ , ударів молекул газу, що приходиться на одиницю площі  $S$  та визначається як

$$p = F/S, \quad (2.1)$$

Тиск – скаляр (у точці однаковий в усіх напрямках), тому на певному рівні висоти тиск однаковий і легко вирівнюється в закритих приміщеннях через їх негерметичність, отже, для визначення атмосферного тиску барометр не треба виносити на вулицю.

В системі СІ одиниця тиску –  $1 \text{ Па} = 1 \text{ Н} / 1 \text{ м}^2$ .

В метеорології атмосферний тиск визначають переважно у гектопаскалях ( $1 \text{ гПа} = 100 \text{ Па}$ ). Стара одиниця  $1 \text{ мб}$  (мілібар) =  $1 \text{ гПа}$ .

Позасистемна одиниця атмосферного тиску –  $1 \text{ мм рт. ст.}$  – це тиск, що чинить стовп ртуті висотою  $h = 1 \text{ мм}$  на одиницю поверхні, зокрема на  $1 \text{ м}^2$ .

Завдання. Визначити величину тиску в Па, що чинить стовп ртуті висотою  $1 \text{ мм}$ .

Рішення. Стовп ртуті висотою  $1 \text{ мм}$ , або  $1 \text{ мм рт. ст.}$  чинить тиск, що дорівнює:

$$p = F/S = gm/S = \rho gh = 13596 \text{ кг/м}^3 \times 9,8 \text{ м/с}^2 \times 10^{-3} \text{ м} = 133,33 \text{ Па}.$$

Тут  $\rho$  – густина ртуті, що дорівнює  $13596 \text{ кг/м}^3$ ;  $g$  – градієнт сили тяжіння, що припадає на одиницю маси, або прискорення вільного падіння біля земної поверхні, що дорівнює  $9,8 \text{ м/с}^2$ ,  $h$  – висота стовпа речовини (ртуті), що у завданні дорівнює  $10^{-3} \text{ м}$ .

В результаті,  $1 \text{ мм рт. ст.} = 133,33 \text{ Па} = 4/3 \text{ гПа}$ , а  $1 \text{ гПа} = 0,75 \text{ мм рт.ст.}$

### 2.2. Температура повітря й шкали температур

У фізичному смислі температура газу характеризується рухливістю його атомів чи молекул. Для визначення фактичної температури використовують такі одиниці:

- градуси за шкалою Цельсія, де за  $0^\circ\text{C}$  прийнята температура танення льоду, а за  $100^\circ\text{C}$  – температура кипіння води при нормальному атмосферному тиску  $1013 \text{ гПа}$ ; зазвичай позначається як  $t^\circ\text{C}$ ;

- градуси за шкалою Кельвіна (0 К – температура абсолютного спокою молекул; позначається як  $T$ ). При цьому  $1 \text{ K} = 1^\circ\text{C}$ , а шкали температур зв'язані співвідношенням

$$T = t + 273,15. \quad (2.2)$$

У США й Англії визначають температуру за шкалою Фаренгейта, де за  $0^\circ\text{F}$  прийнята температура суміші снігу й нашатирю, а за  $100^\circ\text{F}$  – нормальна температура людського тіла. Зв'язана зі шкалою Цельсія співвідношеннями:

$$t^\circ\text{C} = (5/9)(t^\circ\text{F} - 32) \text{ або } t^\circ\text{F} = (9/5)t^\circ\text{C} + 32, \quad (2.3)$$

звідки  $0^\circ\text{C} = 32^\circ\text{F}$ ;  $100^\circ\text{C} = 212^\circ\text{F}$ ;  $0^\circ\text{F} = -17,8^\circ\text{C}$ ;  $100 \text{ F} = 37,8^\circ\text{C}$ ;  $1^\circ\text{F} = (5/9)^\circ\text{C}$ .

Температура атмосферного повітря постійно змінюється від точки до точки у добовому і річному ході. Максимальні температурні коливання на Землі, складають приблизно від  $+60^\circ\text{C}$  до  $-90^\circ\text{C}$ . Найвищою в історії Землі вважається температура повітря  $56,7^\circ\text{C}$  (Долина смерті, США), проте є свідчення про температуру  $71^\circ\text{C}$ , що зафіксована в Ірані в пустелі Деште-Лут у 2005 році. Найнижча ж температура склала  $-98,6^\circ\text{C}$  (зафіксована при аналізі супутникових спостережень крижаного покриву Антарктиди у 2018 році). Отже повна амплітуда температур перевищує  $150^\circ\text{C}$ .

Доречно відмітити, що комфортна для людини температура повітря знаходиться в межах від  $18^\circ\text{C}$  до  $28^\circ\text{C}$ .

### 2.3. Водяна пара у повітрі

У вологому повітрі масовий вміст водяної пари в атмосфері поблизу земної поверхні змінюється від  $0,2\%$  – у полярних широтах, до  $2,5\%$  – поблизу екватора і може досягати  $4\%$ . Надходить водяна пара в атмосферу шляхом випаровування з водної поверхні і вологого ґрунту, а також в результаті транспірації рослинами.

Для кожного значення температури існує гранично можливий вміст водяної пари в повітрі. Цю кількість його називають насичуючою, а повітря з такою кількістю пари – насиченим. Стан насичення в атмосфері досягається зниженням температури, що призводить до конденсації надлишку вологи й утворенню крапель води. Процеси випаровування й конденсації в атмосфері разом з варіацією температури повітря визначають клімат.

Водяна пара, як будь-який газ, що знаходиться у суміші з іншими, характеризується парціальним тиском, тобто відносною величиною загального тиску суміші газів. Парціальний тиск насиченої водяної пари залежить від температури та визначається емпіричною формулою

$$E = E_0 \cdot 10^{at/b+t}, \quad (2.4)$$

де  $a = 7,6326$ ;  $b = 241,9$  – при випарі над поверхнею чистої води й, відповідно, 9,5 та 265,5 – при випарі над льодом;  $E_0 = 6,1$  гПа (4,6 мм рт. ст.).

У наближених розрахунках використовують усереднену залежність:

$$E = E_0 \cdot 10^{7,45t/235+t}.$$

Завдання. Визначити парціальний тиск насиченої водяної пари при температурі 20°C.

Рішення. Оскільки не задані умови насичення (над водою чи над льодом), обчислення виконаємо за усередненою емпіричною формулою:

$$E = E_0 \cdot 10^{7,45t/235+t} = 6,1 \cdot 10^{7,45 \cdot 20/235+20} = 23,4 \text{ гПа}.$$

Найчастіше водяної пари в повітрі менше, ніж потрібно для насичення його при даній температурі. Відношення фактичного парціального тиску водяної пари –  $e$  до максимально можливого при даній температурі –  $E$ , виражене у відсотках, називають відносною вологістю, тобто:

$$f = (e / E) 100\%. \quad (2.5)$$

Завдання. Визначити відносну вологість повітря при температурі 20°C, якщо парціальний тиск водяної пари становить  $e = 11,7$  гПа.

Рішення. За формулою (2.5) відносна вологість:  $f = (11,7/23,4) 100 = 50\%$ .

## 2.4. Склад сухого повітря

Повітря без водяної пари називають сухим. Воно на 99% складається з азоту і кисню (табл. 2.1.).

Таблиця 2.1  
Склад сухого повітря в земній поверхні, %

Відносна величина речовини	N <sub>2</sub>	O <sub>2</sub>	Ar	CO <sub>2</sub>	Ne; He; CH <sub>4</sub> ; Kr, H <sub>2</sub> H <sub>2</sub> O; O <sub>3</sub> ; NO <sub>2</sub> ; SO <sub>2</sub> ; NH <sub>3</sub> ; CO; I <sub>2</sub> ; Rn
За об'ємом	78,08	20,95	0,93	0,03	0,01
За масою	75,52	32,15	1,28	0,046	0,004

Склад сухого повітря поблизу земної поверхні практично постійний, однак спалювання вуглецевого (виробничого) палива призводить до систематичного збільшення вмісту CO<sub>2</sub> в атмосфері. Із середини минулого століття його глобальний вміст зріс на 12...15%. Локальне зростання спостерігається в промислових центрах, де вміст вуглекислого газу може досягати 0,1...0,2%. Крім того, в атмосфері разом з промисловими викидами

потрапляють й інші екологічно небезпечні речовини, включаючи органічні сполуки, що, з одного боку, забруднюють атмосферу, а з іншого, – посилюють парниковий ефект, що веде до підвищення температури.

## 2.5. Рівняння стану сухого повітря

Стан будь-якого газу визначається тиском  $p$ , температурою  $T$  і густиною речовини  $\rho$ . Ці величини пов'язані між собою рівнянням стану газу, яким є й повітря. Для одиниці маси газу (1 кг) справедливе рівняння:

$$p\nu = RT, \quad (2.6)$$

де  $\nu = 1/\rho$  – питомий об'єм, м<sup>3</sup>/кг;  $R$  – питома газова постійна, залежна від природи газу, тобто для кожного газу є своє значення питомої газової постійної, Дж/кг.К.

Замінивши  $\nu = 1/\rho$  та  $R$  на  $R_d$  – питому газову постійну сухого повітря, одержимо рівняння стану сухого повітря, виражене відносно його густини:

$$\rho = p / R_d T. \quad (2.7)$$

У земних умовах складові повітря поведуться як ідеальний газ, тому рівняння застосовні до сухого повітря, водяній пари та до вологого повітря.

Для 1-го моля сухого повітря ( $R = R_d$ ) рівняння стану легко отримати, помноживши обидві частини (2.6) на молярну масу сухого повітря  $\mu_d$ . Отримаємо

$$p\mu_d\nu = R_d\mu_d T, \quad (2.8)$$

де  $\mu_d\nu$  – молярний об'єм любого газу, що дорівнює 22,413 м<sup>3</sup>/кмоль при нормальних умовах ( $p = 101324,3$  Па,  $T = 273$  К), а  $R_d\mu_d = R_0$  – універсальна газова постійна, що дорівнює  $8,314 \cdot 10^3$  кг м<sup>2</sup>/(кмоль с<sup>2</sup> К).

Оскільки питома газова постійна сухого повітря ( $R_d$ ) – відома величина, що дорівнює 287,05 Дж/кг.К, то обчислимо молярну масу сухого повітря як

$$\mu_d = R_0 / R_d = 28,96,$$

яка обумовлена переважно складовими повітря – азотом і киснем з відповідними молярними масами 28 і 32 та містяться в повітрі у визначених в табл.2.1 пропорціях.

## 2.6. Густина вологого повітря

Густина атмосферного повітря постійно змінюється в процесі випаровування і конденсації вологи, що відбувається при змінах температури. В метеорології густину повітря не вимірюють, а обчислюють відповідно до рівняння стану газів за наперед виміряними значеннями  $p$ ,  $T$  та відомою величиною  $R_d$  з урахуванням вмісту вологи.

Густина вологого повітря, як суміші газів, складається з двох частин. Перша частина обумовлена густиною сухого повітря, а друга – густиною водяної пари, що пропорційні парціальним тискам цих газів. Визначимо обидві складові.

Якщо повний атмосферний тиск повітря складає  $p$ , а парціальний тиск водяної пари  $e$ , величину якого знаходять за формулою (2.5), попередньо визначивши відносну вологість повітря, то парціальний тиск сухого повітря дорівнюватиме величині  $(p - e)$ . Тоді складова, що обумовлена сухим повітрям, згідно з формулою (2.7), прийме вигляд:

$$\rho_d = (p - e) / R_d T = p(1 - e/p) / R_d T. \quad (2.9)$$

Складову густини вологого повітря, обумовлену вмістом водяної пари з парціальним тиском  $e$  та питомою газовою постійною  $R_w$ , відповідно до того ж рівняння стану (2.7), визначимо як

$$\rho_w = e / R_w T.$$

Оскільки  $R_d \mu_d = R_o = R_w \mu_w$ , виразимо питому газову постійну водяної пари  $R_w$  через  $R_d$ :

$$R_w = R_d \mu_d / \mu_w = R_d 28,9 / 18 = 1,608 R_d = R_d / 0,622.$$

З урахуванням цього співвідношення складова, що обумовлена водяною парою, становитиме

$$\rho_w = 0,622 e / R_d T. \quad (2.10)$$

Склавши (2.9) і (2.10), одержимо рівняння стану вологого повітря, тобто його густину:

$$\rho = p(1 - e/p) / R_d T + 0,622 e / R_d T = p(1 - 0,378 e/p) / R_d T. \quad (2.11)$$

З огляду на малість величини  $e/p$ , що навіть для тропіків не перевищує  $40/1000 = 0,04$ , доцільно перетворити отриманий вираз.

Помножимо чисельник й знаменник (2.11) на величину  $(1 + 0,378 e/p)$ . Після виключення величини другого порядку малості –  $(e/p)^2$ , одержимо

$$\rho = p / R_d T (1 + 0,378 e/p). \quad (2.12)$$

Як правило, множник  $(1 + 0,378 e/p)$  відносять до температури, тобто замінюють добуток  $T(1 + 0,378 e/p)$  на  $T_v$ , – так звану віртуальну температуру атмосферного повітря, яку повинне мати сухе повітря, щоб його густина рівнялася густині вологого при значеннях  $T$ ,  $p$  та  $e$  останнього. В результаті, одержимо рівняння стану вологого повітря, ідентичного (2.11), але у вигляді, як для сухого:

$$\rho = p / R_d T_v. \quad (2.13)$$

З формул (2.12) і (2.13) випливає, що віртуальна температура завжди дещо вища за фактичну, визначену термометрами, а густина вологого повітря завжди менше, ніж сухого.

Завдання. Визначити густину сухого й насиченого вологою повітря при температурі 0°C і атмосферному тиску 1000 гПа.

Рішення. Для сухого повітря:

$$\rho = p/R_d T = 10 \times 10^5 / (287,05 \times 273) = 1,276, \text{ кг/м}^3.$$

Для насиченого вологою повітря при цій же температурі, відповідно до формули (2.4), тиск водяної пари становитиме 6,1 гПа. Тоді густина насиченого вологого повітря за формулою (2.11), що ідентична (2.12) чи (2.13), складе:

$$\begin{aligned} \rho &= p/R_d T (1 + 0,378 e/p) = \\ &= 10 \times 10^5 / 287,05 \times 273 \times (1 + 0,378 \times 6,1 / 1000) = 1,273, \text{ кг/м}^3. \end{aligned}$$

Як бачимо, густина вологого повітря менше, ніж сухого, що певною мірою пояснює падіння атмосферного тиску перед дощем, коли повітря насичене вологою.

### ***Питання для самоперевірки та обговорення \*:***

1. Охарактеризуйте атмосферний тиск й одиниці його виміру.
2. \*Покажіть, як визначається температура повітря, і наведіть шкали температур.
3. \*Проаналізуйте тиск насиченої водної пари в повітрі.
4. Поясніть суть відносної вологості повітря.
5. Наведіть основні компоненти сухого повітря.
6. Проаналізуйте рівняння стану сухого повітря.
7. Покажіть, як визначається густина сухого повітря.
8. Покажіть, як визначається густина вологого повітря.
9. \*Проаналізуйте віртуальну температуру повітря.

### ТЕМА 3. РАДІАЦІЯ В АТМОСФЕРІ

В метеорології під сонячною радіацією розуміють електромагнітне випромінювання Сонця, що взаємодіє з компонентами атмосфери та досягає поверхні Землі, є головним джерелом енергії та утворює в земній атмосфері кліматичні умови, що потрібної для життя на планеті.

#### 3.1. Поняття сонячної радіації та її спектральний склад

До сонячної радіацією відносять весь спектр електромагнітного випромінювання Сонця, що надходить на умовну границю атмосфери та досягає поверхні Землі, частиною якого є видиме сонячне світло.

Поширюється електромагнітні хвилі випромінювання зі швидкістю  $c=2,99793\pm 1\cdot 10^8$  м/с (300000 км/с), що зв'язана із частотою  $\nu$  і довжиною хвилі  $\lambda$  залежністю  $c = \lambda \cdot \nu$ .

Будь-яке тіло з температурою більше 0 К випромінює електромагнітні хвилі, завдяки коливанням або обертанню атомів. Сонце нагріте сильно, тому воно сильно випромінює. Земля, її поверхня й атмосфера, нагріваються сонячною радіацією та теж випромінюють, але в іншому спектральному діапазоні хвиль.

Радіація характеризується потоками електромагнітного випромінювання, що розподілені по довжині електромагнітної хвилі, мкм на такі діапазони:

- гама промені ( $\lambda < 10^{-5}$ );
- рентгенівське випромінювання ( $10^{-5} < \lambda < 10^{-2}$ );
- ультрафіолет ( $0,01 < \lambda < 0,39$ );
- близький ультрафіолет ( $0,29 < \lambda < 0,39$ );
- видиме випромінювання ( $0,39 < \lambda < 0,76$ ), що відрізняється за кольором:
  - фіолетовий 0,390-0,455;
  - синій 0,455-0,485;
  - голубий 0,485-0,505;
  - зелений 0,505-0,575;
  - жовтий 0,575-0,585;
  - жовтогарячий 0,585-0,620;
  - червоний 0,620-0,760;
- близьке інфрачервоне випромінювання ( $0,76 < \lambda < 2,4$ );
- інфрачервоне випромінювання ( $0,76 < \lambda < 3000$ );
- радіохвильове ( $\lambda > 3000$ ).

Ультрафіолетове випромінювання в області  $0,01 < \lambda < 0,29$  є небезпечним для біоти. Проте воно інтенсивно поглинається озоном ( $O_3$ ), який утворюється в результаті іонізації молекул кисню ( $O_2$ ).

В метеорології зазвичай розглядають короткохвильову (0,1...2,4 мкм) і довгохвильову радіацію (4...120 мкм). Сонячна радіація на 99% – короткохвильова (95% припадає на область  $0,29 < \lambda < 2,4$  мкм). Радіація земної поверхні й атмосфери – довгохвильова.

### 3.2. Енергія сонячної радіації та закони випромінювання

Сонячна радіація, потрапляючи на тіло, перетворюється в тепло, що його нагріває, тобто змушує сильніше коливатися атоми речовини. Випромінюючи тепло тіло губить променисту енергію й охолоджується.

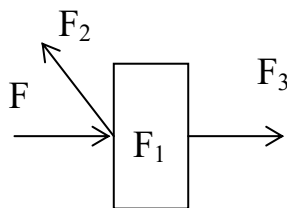
Кількість енергії  $d\Phi$ , що випромінюється одиницею поверхні  $dS$  в одиницю часу у всіх напрямках називають потоком випромінювання:

$$F = d\Phi/dS, \quad (3.1)$$

що залежить від довжини хвилі  $\lambda$  випромінювання, тому оперують величиною  $F_\lambda$ , Дж/(м<sup>2</sup>с·мкм), що називають випромінювальною здатністю тіла. Тоді повний потік випромінювання усіх довжин хвиль можна представити як інтеграл;

$$(3.2)$$

Потік випромінювання поглинається, відбивається й пропускається середовищем, в тому числі атмосферою, за схемою:



Поглинаюча здатність середовища (речовини)  $a = F_1 / F$ , де  $F_1$  – поглинута частина повного потоку випромінювання. Наприклад, мінерал кварц, хоч і пропускає видиме світло й ультрафіолет, але повністю поглинає випромінювання більше 4 мкм, тобто для інфрачервоного випромінювання має поглинаючу здатність  $a = 1$ .

Відбивна здатність  $b = F_2 / F$ , де  $F_2$  – відбита частина випромінювання. Наприклад, середня величина відбиття потоку випромінювання земною поверхнею складає 0,3 і називається альбедо (позначається як  $A$ ).

Відносний коефіцієнт пропущення  $d = F_3 / F$ , де  $F_3$  – потік, що пройшов крізь речовину. На практиці пропущення світла атмосферою характеризуються дещо іншими показниками, прийнятими в метеорології, що будуть розглянуті нижче.

Очевидно, що сума  $a + b + d = 1$ , а  $F_1 + F_2 + F_3 = F$ .

Зауважимо, що земна атмосфера поглинає, відбиває й пропускає сонячне випромінювання, залежно від його довжини хвилі або частоти. Якщо розділити потік випромінювання обраної довжини хвилі на коефіцієнт його поглинання, то одержимо  $(F/a)_\lambda = B(\lambda, T)$  – функцію Кирхгофа, яка не залежить від природи речовини, а залежить тільки від параметрів  $\lambda$  і  $T$ .

Для абсолютно чорного тіла, тобто такого, що поглинає (випромінює) увесь спектр випромінювання,  $a = 1$ , отже  $(F)_{\text{ч.т.}} = B(\lambda, T)$  – функція, що характеризує випромінювальну здатність абсолютно чорного тіла. Простішим прикладом чорного тіла виступають скляні вікна будинків, які вдень на фоні білих стін виглядають чорними, тому що сонячне світло, яке падає на вікно, потрапляє у кімнату, де багатократно відбивається і поглинається, отже вже практично не виходить з вікна назовні.

М. Планк одержав математичну модель цієї функції у вигляді:

$$B(\lambda, T) = \frac{c_1 \lambda^{-5}}{\exp\left(\frac{c_2}{\lambda T}\right) - 1}, \quad (3.3)$$

де  $c_1 = 3,7418 \cdot 10^{-16} \text{Вт} \cdot \text{м}^2$  і  $c_2 = 1,438786 \cdot 10^{-2} \text{м} \cdot \text{К}$  – постійні випромінювання.

Аналогічно (3.2) повний потік абсолютно чорного тіла складе:

$$B = \int_0^{\infty} B(\lambda, T) \cdot d\lambda. \quad (3.4)$$

Підставлення формули (3.3) в (3.4) дозволяє отримати значення інтегралу (3.4) у вигляді відомого закону Стефана-Больцмана, скоригованого для «сірого тіла», поглинаюча здатність якого для всіх довжин хвиль постійна, яким і є Земля

$$B = \delta \sigma T^4, \quad (3.5)$$

де  $\sigma = 5,67032 \cdot 10^{-8} \text{Вт}/\text{м}^2 \cdot \text{К}^4$  – постійна Стефана-Больцмана.  $\delta$  – поправка для сірого тіла, що поглинає і випромінює дещо менше за абсолютне чорне тіло..

**Завдання.** Визначити повний потік випромінювання поверхні (наприклад, ґрунту, дорожнього покриття, стін будинків чи промислових будівель, високих парканів тощо) нагрітої до  $27^\circ\text{C}$ , вважаючи стіну абсолютно сірим тілом з  $\delta = 0,95$ . якщо її площа складає  $S = 1000 \text{ м}^2$ .

**Рішення.** Використаємо формулу (3.5), Отримаємо:

$$B = \delta \sigma T^4 = 0,95 \times 5,67032 \cdot 10^{-8} \times (273+27)^4 = 436 \text{ Вт}/\text{м}^2.$$

Загальне випромінювання нагрітої поверхні складе:

$$B * S = 436 \times 1000 = 436 \text{ кВт}.$$

Відмітимо, що енергетичний спектр Сонця майже такий, як в абсолютно чорного тіла, нагрітого до  $\approx 6000^\circ\text{C}$ . Точніше, яскрава температура поверхні Сонця становить  $6116^\circ\text{C}$ . Максимум випромінювання припадає на довжину хвилі  $\lambda = 0,473 \text{ мкм}$  (синій колір).

Промениста енергія Сонця – основне джерело тепла для поверхні Землі й атмосфери. Вона перетворюється в тепло в основному на поверхні Землі, від якої нагрівається атмосфера. Нагріта поверхня й атмосфера також випромінюють, при цьому охолоджуються.

Середньорічна температура земної поверхні й атмосфери у різних точках Землі міняється мало, тому говорять про теплову рівновагу (скільки отримано тепла, стільки ж і втрачено), а значить і променисту, оскільки нагрівання й охолодження відбувається за рахунок променистої радіації.

### 3.3. Інтенсивність прямої сонячної радіації (інсоляція)

Пряма сонячна радіація – це потік паралельних променів, що доходить до земної поверхні (без частини, що розсіюється або поглинається в атмосфері). Інтенсивність прямої сонячної радіації, що надходить на горизонтальну поверхню, залежить від висоти Сонця  $h_c$  – кута над горизонтом (рис. 3.1).

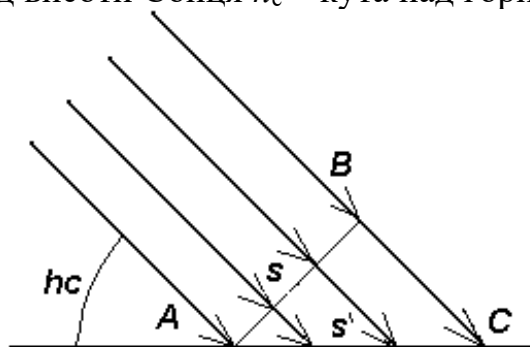


Рис. 3.1. Приплив прямої сонячної радіації на горизонтальну й перпендикулярну поверхні

Якщо  $S$  – промениста енергія, що надходить в одиницю часу на одиницю площі поверхні  $s$ , перпендикулярній променям, то на горизонтальну поверхню надійде потік енергії  $S' = S \sin h_c$ . (Очевидно, що кількість енергії, що попадає на перпендикулярну променям і горизонтальну поверхні є однаковими, тому  $S' s' = S s$ . Звідки  $S' = S s/s'$ , а  $s/s' = AB/AC = \sin h_c$ ).

Приплив сонячної радіації на горизонтальну поверхню називають інсоляцією, розмірність величини якої  $[S]$  – Дж/м<sup>2</sup>с або Вт/м<sup>2</sup>.

### 3.4. Сонячна стала та приплив сонячної радіації до Землі

Інтенсивність сонячної радіації перед вступом в атмосферу (на умовній границі атмосфери) називають сонячною постійною. Вона залежить тільки від відстані Землі до Сонця. У січні – 22949 земних радіусів ( $R_3$ ), а в липні – 23741  $R_3$  при середній відстані  $r_0 = 149,6 \cdot 10^6$  км.

Середнє значення сонячної постійної, визначене за результатами земних спостережень, становить:

$$S_0 = 1367, \text{ Вт} \cdot \text{м}^{-2} (1,367 \text{ кВт} \cdot \text{м}^{-2}) \pm 0,3\%.$$

Загальний приплив сонячної радіації на освітлену частину планети з атмосферою, тобто площу великого круга Землі, в одиницю часу становить:

$$S_{\text{заг}} = S_0 \times S_{\text{великого круга Землі}} = 1367 \text{ Вт} \cdot \text{м}^{-2} \times 12,75 \cdot 10^{13} \text{ м}^2 = 1,8 \cdot 10^{17} \text{ Вт}.$$

Ця величина складає 1 мільярдну частку випромінювання Сонця, що еквівалентна спалюванню 400 тис. тонн вугілля за хвилину.

Приплив сонячної радіації до поверхні Землі в одиницю часу на одиницю площі при відсутності атмосфери називають добовою інсоляцією. Остання визначається тільки астрономічними чинниками з урахуванням того, що Земля – куля й обертається, а вісь її нахилена до площини орбіти. Розраховується як

$$Q = \frac{2S_0}{R^2} \left( t_0 \cdot \sin \varphi \cdot \sin \delta + \frac{f}{2\pi} \cdot \cos \varphi \cdot \cos \delta \cdot \sin \left( \frac{2\pi}{f} \cdot t_0 \right) \right), \quad (3.6)$$

де  $R = r/r_0$  – відносна відстань Землі до Сонця;  $\varphi$  – географічна широта місцевості;  $\delta$  – схилання Сонця (у день літнього сонцестояння складає  $23,5^\circ$ );  $f$  – період обертання Землі (становлять за добу: один оборот за 24 години або 86400 с;  $2\pi/f$  – кутова частота обертання Землі, радіан за добу;  $t_0$  – світловий день (від сходу до заходу), год.

Відповідно до моделі (3.6), максимум добової інсоляції у день літнього сонцестояння на північній півкулі доводиться на північний полюс, а другий менший максимум – на широту  $43,5^\circ$  (на меридіанах розташування України припадає на акваторію Чорного моря), де світловий день коротше, але Сонце – вище.

Україна розташована на паралелях приблизно від  $52,3^\circ$  до  $44,3^\circ$  північної широти (м. Київ –  $50,5^\circ$ , м. Дніпро –  $48,5^\circ$ , м. Одеса –  $46,5^\circ$ ), отже наближена до другого максимуму з північного боку та характеризується доволі високим припливом сонячної радіації. Таке розташування робить цілком виправданим та перспективним розвиток сонячної енергетики в Україні, особливо, в її південних регіонах.

### 3.5. Поглинання й розсіювання сонячної радіації в атмосфері

В атмосфері сонячна радіація частково розсіюється й частково поглинається молекулами газів і атмосферними домішками, перетворюючись в теплоту, а пряма й частина розсіяної атмосферою радіації досягають земної поверхні та, у свою чергу, відбиваються й поглинаються в атмосфері (певна частина іде в космос). При цьому радіація, що досягла Землі, – менш інтенсивна, зокрема, при чистій атмосфері на рівні моря становить  $0,75S_0$  (близько  $1035 \text{ Вт/м}^2$ ), та має інший спектральний склад (у більшій мірі довгохвильова).

Радіація Сонця поглинається атмосферою вибірково. Так, азот поглинає дуже короткі хвилі, а кисень – у двох видимих лініях спектра. Вуглекислий газ поглинає в інфрачервоній області. Водяна пара має цілий ряд ліній сильного поглинання, що забезпечує утримання в атмосфері частки тепла від короткохвильової сонячної радіації, яка разом з теплом, обумовленим довгохвильовим випромінюванням нагрітої земної поверхні, створює необхідний для життя парниковий ефект.

Примітка. Функція поглинання сонячної радіації водяною парою може бути представлена моделями З. А. Логінова і Р. Мюгге, відповідно:

$$A_w = 0,17 - \sum_{i=1}^3 b_i \exp(-\alpha_i w)$$

де  $w$  – маса водяної пари в нахиленому стовпі повітря, через який проходить промінь світла;  $b_1 = 0,06$ ;  $b_2 = 0,09$ ;  $b_3 = 0,2$ , а  $\alpha_1 = 0,015$ ,  $\alpha_2 = 3,8$  й  $\alpha_3 = 181$ ,  $\text{см}^2/\text{г}$ .

$$A_w = \alpha \cdot w^\beta$$

де  $\alpha = 0,88$ , а  $\beta = 0,303$ .

Максимум поглинання не перевищує 17 %. Ослаблення ж сонячної радіації за рахунок розсіювання більше, оскільки розсіюється до 25 % радіації.

Окремо, у позитивному екологічному сенсі, слід розглянути поглинання сонячної радіації озоном ( $\text{O}_3$ ), молекула якого складається з трьох атомів кисню, що утворюється в результаті іонізації ультрафіолетовим випромінюванням Сонця молекул кисню ( $\text{O}_2$ ). При цьому, завдяки динамічному процесу розкладання кисню й утворення озону, відбувається інтенсивне поглинання (на 97...99%) ультрафіолетового сонячного випромінювання, що і забезпечує захист біоти від екологічно небезпечного впливу ультрафіолету.

Вказаний вплив визначають на сучасних метеостанціях шляхом визначення, так званого, ультрафіолетового індексу (УФ-індекс) – інтегрального показника, що обчислюють за вимірними на рівні земної поверхні значеннями інтенсивності ультрафіолетового випромінювання в трьох його діапазонах (0,315...400; 0,28...0,315 та 0,1...0,28 мкм). Значення УФ-індексу варіюють від безпечного 0 до екстремального 11+. В середніх широтах УФ-індекс наближається до небезпечних значень (6 або 7) тільки при максимальній висоті Сонця –  $h_c$ .

Повертаючись до озону зазначимо, що він присутній в атмосфері, починаючи від земної поверхні, сягаючи висоти 70...80 км над рівнем моря. Основна його маса (близько 90%) знаходиться в стратосфері у порівняно тонкому шарі на висоті 20...40 км (в тропічних широтах 25...30 км, в помірних 20...25, в полярних 15...20 км). Тропосферний озон відповідно складає 10%.

Примітно, що приведена до нормальних умов товщина шару усього атмосферного озону складає лише близько 3 мм, в той час, як уся приведена атмосфера, – 8 км. В результаті, максимальний парціальний тиск озону, як атмосферного газу, зазвичай не перевищує 25...35 мПа.

Загальний вміст озону (ЗВО) в атмосфері прийнято визначати в одиницях Добсона, причому приведена товщина в 3 мм відповідає 300 одиницям Добсона, причому указаний шар містить  $300 \times 2,69 \times 10^{16}$  молекул озону на квадратний сантиметр. Отже, 1 Добсон відповідає шару озону товщиною 10 мкм, що містить  $2,69 \times 10^{16}$  молекул озону на квадратний сантиметр.

Як негативний бік озону, слід зазначити його токсичність для людей і рослин. Очевидно, що це стосується тропосферного або переважно приземного (смогового) озону, який може контактувати з біотою. До його утворення, окрім сонячного ультрафіолету, причетні певні природні та антропогенні забруднювачі атмосфери. Тому концентрацію приземного озону (ПКО)

зазвичай визначають, як і для більшості атмосферних забруднювачів, в масових одиницях, яка сягає значень порядку 50...100 мкг/м<sup>3</sup> та виступає певним індикатором забруднення атмосфери екологічно небезпечними речовинами.

Характер річного ходу ЗВО і ПКО наведений на рис.3.2. Як видно, концентрації мають достатньо виражені тренди. Середні значення ЗВО, починаючи з листопада, монотонно зростають від мінімального річного значення в жовтні до максимуму в квітні. У травні спостерігається різкий спад (приблизно на 15%), після чого вміст озону помітно повільніше опускається до мінімального значення. Річний цикл повторюється. Відносні відхилення середньомісячних значень ЗВО в річному ході від середньорічного значення за наведеним графіком, склали: -10%; +17%. Якісно аналогічний хід ЗВО спостерігається на багатьох станціях моніторингу озону, віддалених від промислових центрів і міст. Відповідним чином на протязі року змінюється й екологічна небезпека обох видів озону.

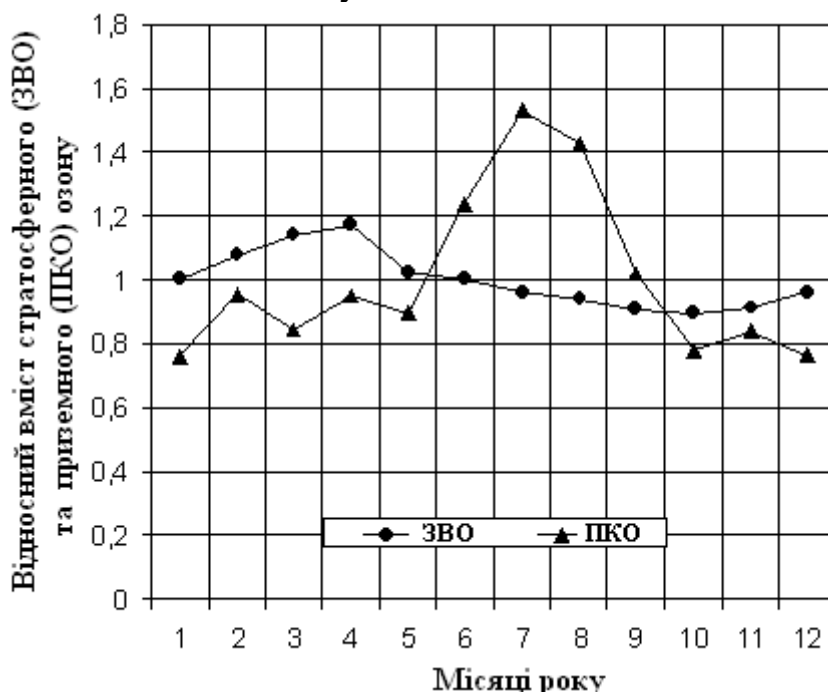


Рис. 3.2. Типовий річний хід вмісту приземного озону (ПКО) порівняно зі стратосферним (ЗВО) відносно середньорічних значень, прийнятих за 1

Річний хід ПКО має інший характер. Мінімум концентрації приходить на грудень січень, причому в холодні чи відносно прохолодні часи року (з жовтня по травень) середньомісячні значення коливаються з відносною амплітудою 8...20% нижче середньорічного значення, а зі збільшенням тривалості дня і температури повітря, що характерні для теплих і вологих місяців, спостерігається істотне зростання ПКО в липні (до приблизно 1,5 середньорічного значення). Відповідно підвищується екологічна небезпека приземного озону.

Природа розсіювання сонячного випромінювання відрізняється від процесів поглинання, а саме:

- оптичними властивостями повітряного середовища, що характеризуються комплексним показником розсіювання світла  $m = n - ix$ , де  $n$  – показник оптичного переломлення, а  $x$  – показник поглинання електромагнітного випромінювання;

- геометричною структурою середовища, що характеризується розміром частинок (твердих або рідких аерозолів), що розсіюють світло, а також відстанню між ними й довжиною світлової хвилі.

Відносна кількість променистої енергії, що розсіюється одиницею об'єму повітря (об'ємний коефіцієнт молекулярного розсіювання) визначається законом Релея:

$$i = \frac{32\pi^3(n-1)^2}{3N \cdot \lambda^4}, \quad (3.7)$$

де  $N$  – число молекул в одиниці об'єму.

Отже, молекулярне розсіювання залежить зворотно пропорційно від величини  $\lambda^4$ , що в знаменнику, тому короткі хвилі розсіюються в атмосфері сильніше довгих. Розсіювання ж на аерозолях більш складне через складність самого процесу дифракції світла, але для частинок, розмір яких значно перевищує довжину хвилі світла ( $d \gg \lambda$ ), об'ємний коефіцієнт аерозольного розсіювання складає

$$j = \pi \cdot d \cdot k(\rho, m)N, \quad (3.8)$$

де  $k(\rho, m)$  – функція оптичного поперечника частинки  $\rho = \frac{2\pi d}{\lambda}$  і комплексного показника переломлення  $m$ , причому при  $\rho \gg 1$  об'ємний коефіцієнт  $j = 2\pi \cdot d^2 \cdot N$ , тобто розсіювання пропорційне подвоєному геометричному перетину частинок.

При наявності в атмосфері достатньо великих частинок колір неба – білястий, оскільки всі хвилі розсіюються такими частинками приблизно однаково.

Повний коефіцієнт об'ємного розсіювання атмосфери дорівнює сумі молекулярного й аерозольного та залежить від висоти над землею поверхнею:

Висота $z$ , км	0	2	4	8	16
$1000 \times i$ , 1/км	11,6	9,55	7,77	4,99	1,58
$1000 \times j$ , 1/км	158	30	6,66	3,39	2,52

З наведених значень видно, що до 3 км над землею поверхнею переважає розсіювання за рахунок аерозолів (зважених в повітрі пилинок, крапелек, кристаликів), в тому числі тих, що викидаються в атмосферу й з техногенних джерел.

### 3.6. Основні оптичні явища в атмосфері

Оптичні явища в атмосфері обумовлені розсіюванням світла молекулами газу й аерозолями. Коротко охарактеризуємо основні з цих явищ.

1. Блакитний колір неба – обумовлений молекулярним розсіюванням газів, що входять до складу повітря, при цьому фіолетове, синє та голубе сонячне світло розсіюються в атмосфері сильніше інших видимих кольорів, що мають більш довгі хвилі.

2. Білястий, молочний туман – обумовлений досить великими розмірами крапель (порядку 5...30 мкм), що майже однаково розсіюють практично увесь видимий спектр.

3. Удень, через розсіювання світла в атмосфері, весь небосхил виглядає як джерело освітлення.

4. Сутінки – викликані висвітленням верхніх шарів атмосфери після заходу Сонця й тривають 1...2 години, залежно від широти місцевості. Захід Сонця до  $8^\circ$  за горизонт називають цивільними сутінками, а до  $18^\circ$ , коли видно перші зірки, – астрономічними. Білі ночі в широтах, наближених до полярних, спостерігаються тоді, коли Сонце ходить під горизонтом не нижче  $18^\circ$ .

5. Пурпурна або жовта зоря, залежно від розмірів аерозолів, спостерігається в дуже чистій атмосфері (так само як протизорі, що спостерігаються в діаметрально протилежному боці неба).

### 3.7. Закон ослаблення світла

Ослаблення світла (екстинкція) в атмосфері відбувається за рахунок поглинання й розсіювання. Одержимо закон ослаблення, використовуючи схему, що наведена на рис. 3.3.

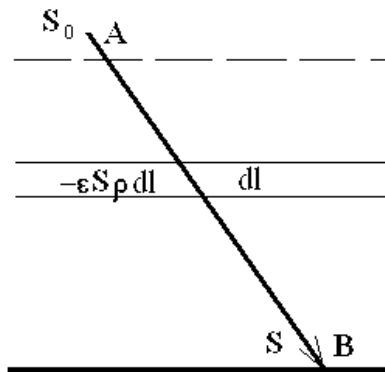


Рис. 3.3. До виведення формули ослаблення світла

Згідно з логікою взаємодії світла з речовиною (атмосферними газами), диференціальне рівняння ослаблення світла на елементарному відрізку сонячного променю  $dl$  має вид:

$$dS = -\varepsilon S \rho dl, \quad (3.9)$$

де  $\varepsilon$  – масовий показник ослаблення,  $1/\text{кг}$ ;  $S$  – потік сонячної радіації,  $\text{Вт}/\text{м}^2$ ;  $\rho$  – густина повітря, що змінюється з висотою, але для тонкого шару атмосфери  $dl$  її можна вважати постійною,  $\text{кг}/\text{м}^3$ .

Після розділення змінних й інтегрування рівняння (3.9) на шляху сонячного променю від верхньої границі атмосфери –  $A$  до нижньої –  $B$ , прийнявши  $AB = L$  матимемо:

$$\int_A^B \frac{dS}{S} = -\varepsilon \int_A^B \rho dl; \ln S = \ln S_0 - \varepsilon \int_0^L \rho dl;$$

Звідки після потенціювання:

$$S = S_0 \exp(-\varepsilon \int_0^L \rho dl).$$

Компонента  $\int_0^L \rho dl = M$  являє собою масу нахиленого атмосферного стовпа перетином  $1 \text{ м}^2$  і довжиною  $L$ , в результаті:

$$S = S_0 \exp(-\varepsilon \cdot M). \quad (3.10)$$

Якщо позначити масу вертикального стовпа перетином  $1 \text{ м}^2$  як  $M_0$ , тоді відносна величина  $M/M_0 = m$  визначить безрозмірну оптичну масу атмосфери, а рівняння матиме вид:

$$S = S_0 \exp(-\varepsilon \cdot M_0 m).$$

Величина  $\varepsilon \cdot M_0 = \tau$  представляє собою безрозмірний коефіцієнт ослаблення вертикального стовпа (оптична товщина атмосфери). З урахуванням цього коефіцієнту одержано закон ослаблення світла атмосферою:

$$S = S_0 \exp(-\tau \cdot m) \quad (3.11)$$

Величина  $\exp(-\tau) = p$  у свою чергу являє собою інтегральний коефіцієнт прозорості атмосфери для всіх довжин хвиль. Після відповідної заміни в (3.11) рівняння прийме вид::

$$S = S_0 p^m \quad (3.12)$$

Якщо взяти до уваги, що  $m = M/M_0 = 1/\sin h_c = \text{cosec } h_c$ , тоді

$$S = S_0 p^{\text{cosec } h_c}. \quad (3.13)$$

Отже, ослаблення світла в атмосфері пов'язане з її прозорістю й залежить від висоти Сонця –  $h_c$ . Нижче наведені деякі значення безрозмірної оптичної маси атмосфери залежно від висоти Сонця:

$h_c, ^\circ$	90	80	70	60	50	40	30	20	10	0
$m = \text{cosec } h_c$	1	1,02	1,06	1,16	1,3	1,55	2,0	2,9	5,6	35,4*

Примітка\* При нульовій висоті Сонця оптична маса атмосфери не дорівнює нескінченності, а обмежена наведеною емпіричною величиною.

Якщо до рівняння (3.13) підставити  $h_c = 90^\circ$ , тобто  $m = \text{cosec } h_c = 1$ , то  $p = S/S_0$ . Впливає що, коефіцієнт прозорості показує, яка частка світлового потоку доходить до земної поверхні при вертикальному падінні променів.

За допомогою формули (3.13) можна визначити прозорість і сонячну постійну за даними наземних вимірів. Для цього фотометром (актинометром)

треба виміряти потік радіації поблизу земної поверхні при різній висоті Сонця, наприклад, вранці з інтервалом в 1 годину, коли  $h_c$  швидко міняється без помітної зміни прозорості. За результатами вимірів  $S_1, S_2, h_{c1}$  та  $h_{c2}$  складають два рівняння:

$$S_1 = S_0 p^{\cos e c h_{c1}};$$

$$S_2 = S_0 p^{\cos e c h_{c2}}.$$

Їх вирішення дозволяє визначити прозорість атмосфери  $p$ . (Зауважимо, що для визначення  $p$  достатньо одного рівняння, проте, використовуючи два, можна отримати досить достовірне середнє значення  $p$  та оцінити сонячну постійну  $S_0$ ).

Для атмосфери без пилу в ультрафіолетовій області прозорість складає  $p \approx 0,5$ , а в інфрачервоній  $p \approx 0,9$ . У реальній атмосфері  $p$  змінюється від 0,7 влітку до 0,85 взимку й залежить від кількості вологи в повітрі.

### 3.8. Фактор каламутності атмосфери

Фактор мутності визначають на підставі того, що все ослаблення (за рахунок поглинання й розсіювання) можна розділити на дві фази:

- ослаблення сухими газами, тобто сухим чистим повітрям;
- ослаблення водяними парами, колоїдними домішками й аерозолями.

Перша фаза відповідає ідеальній атмосфері з оптичною товщиною  $\tau_i$ , що добре вивчена. Тоді  $\tau / \tau_i = T_m$  – фактор мутності, що показує наскільки замутнена, тобто забруднена атмосфера, порівняно з ідеальною. Звідки  $\tau = \tau_i T_m$  і формула ослаблення світла (3.11) прийме вигляд:

$$S = S_0 \exp(-\tau_i \cdot T_m \cdot m). \quad (3.14)$$

Таким чином, при наявності домішок оптична маса ідеальної атмосфери збільшується в  $T_m$  раз. Іншими словами, фактор мутності дорівнює числу ідеальних атмосфер, що послабляють радіацію так само, як забруднена (в тому числі і аерозолями промислових викидів). На рівнинах у середніх широтах  $T_m \approx 3$ , у містах та у тропіках  $T_m \geq 4$ , а в горах  $2 < T_m < 3$ . Взимку фактор мутності – менше, влітку – більше через вологу й пил та переважно вищий в атмосфері великих промислових міст, через значні викиди забруднюючих речовин в атмосферу в результаті антропогенної діяльності.

Фактор мутності впливає на видимість в атмосфері. Метеорологічна видимість – це відстань, на якій в мутній атмосфері зникають контури предметів. Її визначають удень на око. У тумані видимість може становити десятки метрів і навіть метри, а у звичайних умовах 1...2 км та більше.

### 3.9. Мінливість прямої та розсіяної радіації в атмосфері. Сумарна радіація

Інтенсивність прямої сонячної радіації в середніх широтах змінюється в добовому ході по кривій, що нагадує дзвін, тобто поступово наростає від 0 (на

сході й заході Сонця), досягаючи максимуму на рівні  $S = 0.2 \dots 0.95$  кВт/м<sup>2</sup>. У пустелях її максимальна величина до полудня становить  $S = 1.0 \dots 1.1$  кВт/м<sup>2</sup>, залежно від пори року. Хмари зменшують полуденну амплітуду до 0,4 кВт/м<sup>2</sup>. З ростом абсолютної вологості –  $a$ , г/м<sup>3</sup>, пряма сонячна радіація теж падає через її поглинання водяною парою:

$a$ , г/м <sup>3</sup>	2,8	4,8	6,4	8,7	11,6
$S$ , кВт/м <sup>2</sup>	0,94	0,87	0,8	0,73	0,66

Змінюється пряма сонячна радіація й у річному ході за рахунок зміни відстані до Сонця на протязі року.

Інтенсивність розсіяної сонячної радіації має аналогічний характер змін, але залежить від вмісту домішок в атмосфері, тобто від мутності ( $T_m$ ) і хмарності. Амплітуда розсіяної радіації в середині дня становить, приблизно  $D = 0,05 \dots 0,3$  кВт/м<sup>2</sup> і збільшується при наявності сніжного покриву. Розсіяна радіація, як і пряма, збільшує нагрівання й освітленість при наявності хмар, що не закривають Сонце.

Сумарна радіація – це пряма плюс розсіяна, що досягають поверхні землі:

$$Q = S \cdot \sinh_c + D \approx S \cdot \sinh_c / (1 + \varepsilon \cdot \tau \cdot \operatorname{cosech}_c), \quad (3.15)$$

де  $\varepsilon$  – емпіричний коефіцієнт, що залежить від висоти Сонця  $h_c$ :

$h_c$ , градусів	60	30	15
$\varepsilon$	0,14	0,2	0,24

Типовий дзвіноподібний хід добової радіації представлений на рис.3.4.

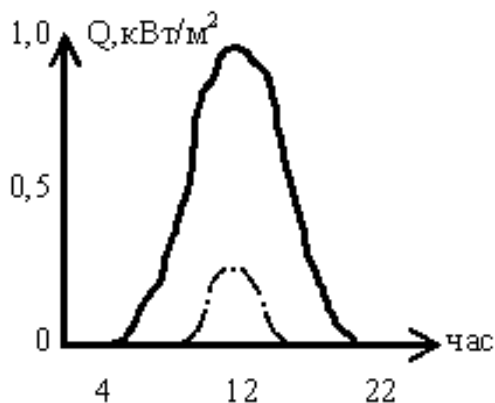


Рис. 3.4. Типовий добовий хід сумарної радіації у липні (жирна лінія) та у січні

### 3.10. Відбиття радіації від земної поверхні та її поглинання

Сумарна радіація  $Q$  поглинається верхнім шаром ґрунту, але частково відбивається. Відбита частка загальної радіації називається альбедо:

$$A = Q_{\text{відбита}} / Q_{\text{загальна}}. \quad (3.16)$$

Отже, згідно з (3.15), величина  $(S \cdot \sin h_c + D)A$  – відбивається, а  $(S \cdot \sin h_c + D)(1 - A)$  – поглинається.

Для ілюстрації наводимо характерні значення альбедо:

-верхньої поверхні хмар	0,5...0,75
-вологого чорнозему	0,08
-глинистої пустелі	0,3
-трави	0,2
-лісу	0,15
-свіжого снігу	0,7...0,8
-піску	0,35
-водяної поверхні	0,02...0,8

Примітно, що середнє значення альбедо Землі наближено до альбедо глинистої пустелі ( $A = 0,3$ ).

### 3.11. Випромінювання земної поверхні

Верхні шари ґрунту, води, сніжний покрив і рослинність випромінюють, як усі нагріті тіла. Це випромінювання являє собою власне випромінювання земної поверхні.

Земля не є абсолютно чорним тілом, але з великою точністю може розглядатися як сіре тіло, випромінювання якого у всьому спектрі сонячної радіації дещо менше та відрізняється від чорного на множник  $\delta = 0,95$ , що представляє середнє значення коефіцієнта поглинання для різних земних поверхонь, наприклад, для піску становить 0,95...0,96, для торфу – 0,97...0,98, для зеленої трави – 0,99, для снігу 0,97...0,98 і т.д. Тому для випромінювання Землі справедливе рівняння:

$$B_z = \delta \sigma T^4 \quad (3.17)$$

При середній температурі  $+15^\circ\text{C}$  власне випромінювання земної поверхні, обчислене за формулою (3.17), становить  $3,73 \cdot 10^2 \text{ Вт/м}^2$  ( $0,373 \text{ кВт/м}^2$ ).

### 3.12. Зустрічне випромінювання

Власне випромінювання земної поверхні практично повністю поглинається атмосферою, в основному, водяною порою, що поглинає земну радіацію з довжиною хвилі від 4,5 мкм до 80 мкм (крім інтервалу 8,5...12 мкм, який називають вікном прозорості для земного випромінювання) і зберігає тепло в атмосфері, виступаючи головним чинником парникового ефекту.

Збільшення кількості водяної пари, вмісту  $\text{CO}_2$ , а також аерозолів та інших домішок в атмосфері, що поглинають земне випромінювання, підсилює парниковий ефект, підвищуючи нагрівання атмосфери. Нагріта ж атмосфера, у свою чергу, теж випромінює: 70% енергії назад убік земної поверхні й 30% – у космос.

Атмосферна радіація, що надходить назад до Землі, називається зустрічним випромінюванням. Його величина становить на рівнині близько  $B_a = 0,21 \dots 0,28 \text{ кВт/м}^2$  і повністю поглинається земною поверхнею.

### 3.13. Ефективне випромінювання

Зустрічне випромінювання завжди менше власного земного. Тому земна поверхня втрачає тепло, що дорівнює різниці між власним випромінюванням земної поверхні й зустрічним випромінюванням атмосфери, яку називають ефективним випромінюванням:

$$B_e = B_s - B_a. \quad (3.18)$$

Це чиста втрата променистої енергії, а, отже тепла, земною поверхнею вночі.

Ефективне випромінювання вимірюється піргеометрами, а зустрічне випромінювання обчислюють за формулою (3.18), маючи розраховане для певної температури значення власного випромінювання земної поверхні.

### 3.14. Радіаційний баланс

Різниця між поглиненою радіацією й ефективним випромінюванням називають радіаційним балансом:

$$B_r = (S \sin h_c + D)(1 - A) - B_e \quad (3.19)$$

Типовий добовий хід радіаційного балансу в середніх широтах представлений на рис. 3.5.

### 3.15. Випромінювання у світовий простір

Якщо вважати, що на границю атмосфери надходить 100 од. променистої енергії, то у світовий простір іде:

- довгохвильове власне випромінювання земної поверхні через «вікно в атмосфері» в інтервалі довжин хвиль 8,5...12 мкм, що становить близько 5...7 од;

- довгохвильове випромінювання самої атмосфери, яка особливо сильно випромінює, починаючи з висот 6...10 км, що становить 62 од;

- разом з відбитою й розсіяною короткохвильовою сонячною радіацією (за рахунок альbedo поверхні, хмар і розсіювання на аерозолях) – близько 30 од.

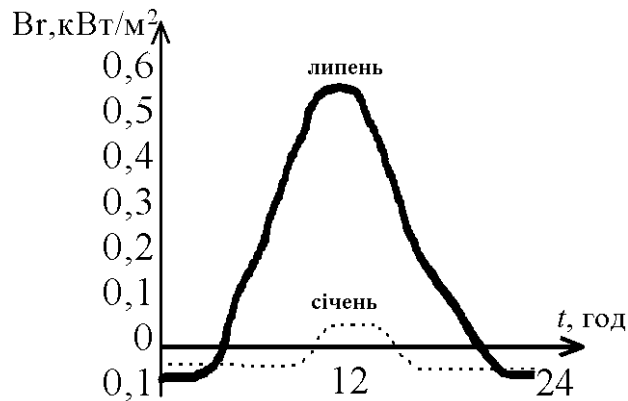


Рис. 3.5. Добовий хід радіаційного балансу влітку й взимку

Як видно з рис. 3.5, вночі радіаційний баланс ( $V_r$ ) – негативний, а вдень при  $h_c > 10...15^\circ$  – позитивний. Хмарність знижує літню амплітуду  $V_r$  до  $0,3 \text{ кВт/м}^2$ , а зимову – майже до нуля.

Таким чином, Земля разом з атмосферою втрачає стільки ж радіації, скільки й одержує від Сонця, тобто перебуває у променистій рівновазі.

*Питання для самоконтролю.*

1. Охарактеризуйте сонячну радіацію та її спектральний діапазон.
2. Наведіть і проаналізуйте оптичні характеристики середовищ.
3. Проаналізуйте функцію випромінювання Кірхгофа і її модель Планка
4. Покажіть, як обчислюють випромінювання нагрітої поверхні.
5. Охарактеризуйте сонячну постійну.
6. Поясніть рівняння, що визначає добову інсоляція земної поверхні.
7. Проаналізуйте процеси поглинання та розсіювання сонячної радіації в атмосфері.
8. Проаналізуйте роль озону в процесі поглинання сонячного ультрафіолетового випромінювання.
9. Охарактеризуйте рівні стратосферного і приземного озону у річному ході та їх значимість для біоти.
10. Охарактеризуйте основні оптичні явища в атмосфері.
11. Наведіть і проаналізуйте формули ослаблення світла в атмосфері.
12. Покажіть, як визначається прозорість атмосфери.
13. Проаналізуйте фактор мутності атмосфери.
14. Проаналізуйте зміни прямої, розсіяної та сумарної радіації.
15. Проаналізуйте альbedo земної поверхні.
16. Проаналізуйте випромінювання земної поверхні.
17. Складіть і проаналізуйте радіаційний баланс Землі.

## ТЕМА 4. БАРИЧНЕ ПОЛЕ

У вузькому смислі баричне поле – це розподіл атмосферного тиску, як скалярної величини. У широкому – це горизонтальний розподіл тиску і його змін у часі, пов'язаний з режимом вітру. З іншого боку атмосферний тиск є рушійною силою, що впливає на погоду і клімат

### 4.1. Основне рівняння статички атмосфери

Отримаємо рівняння статички атмосфери. Для цього у стовпі спокійної атмосфери виділимо по висоті елемент товщиною  $dz$  перетином  $1 \text{ м}^2$  (рис. 4.1).

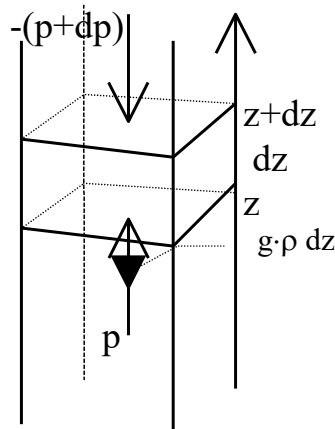


Рис. 4.1. До виведення рівняння статички атмосфери (вісь  $z$  спрямована вгору)

На цей елемент об'єму знизу тисне сила, що чисельно дорівнює атмосферному тиску  $p$ , а зверху –  $-(p+dp)$ . Униз спрямована сила ваги виділеного елемента (чорна стрілка), що дорівнює  $-g\rho dz$ . Для елемента, що знаходиться у спокої, результуюча всіх сил (з урахуванням їх напрямів по відношенню до вісі  $z$ ) дорівнює 0, тобто:

$$-(p+dp)+p - g\rho dz = 0.$$

Звідки

$$dp = -g\rho dz. \quad (4.1)$$

Це і є основне рівняння статички атмосфери у диференціальній формі. Знак мінус показує, що із зростанням висоти атмосферний тиск падає.

Інтегруємо (4.1) від  $z = 0$  до границі атмосфери  $z_a$

$$\int_{p_a}^0 dp = - \int_0^{z_a} g\rho dz,$$

звідки  $p_a = P_a$ , тобто атмосферний тиск дорівнює вазі стовпа атмосфери одиничного перетину ( $1 \text{ м}^2$ ), що перебуває над рівнем виміру.

Для кращого розуміння фізичної суті рівняння статички (4.1) перепишемо його у вигляді:

$$g - \frac{1}{\rho} \frac{dp}{dz} = 0$$

Тут,  $g$  – відомий градієнт сили тяжіння (прискорення вільного падіння),  $\frac{1}{\rho} \frac{dp}{dz}$  – градієнт сили атмосферного тиску, що діє на одиницю маси повітря густиною  $\rho$  і теж має розмірність прискорення, м/с<sup>2</sup>. Отже, кожний елемент атмосферного повітря у вертикальному напрямку врівноважений двома силами, віднесеними на одиницю маси, тому знаходиться у спокої.

Оцінимо зміну атмосферного тиску з висотою. Для цього перепишемо (4.1) як

$$\frac{dp}{dz} = -g\rho, \quad (4.2)$$

З цього виразу випливає, що вертикальний баричний градієнт атмосфери чисельно дорівнює добутку прискорення вільного падіння на густину повітря в атмосферному стовпі. Таким чином, формула (4.2) дозволяє чисельно визначити зміну тиску на одиницю висоти для певного значення густини  $\rho$ , яке з висотою поступово убуває.

#### 4.2. Зміна тиску залежно від висоти з урахуванням густини повітря

Для визначення тиску на будь-якій висоті необхідно інтегрувати рівняння статки з урахуванням того, що густина повітря є функцією висоти.

Підставимо до рівняння (4.1) значення густини згідно рівняння стану сухого повітря (2.7), тобто  $\rho = p/R_d T$ . Одержимо:

$$dp = -\frac{gp}{R_d T} dz. \quad (4.3)$$

Розділимо змінні:

$$\frac{dp}{p} = -\frac{g}{R_d T} dz.$$

Інтегруємо праву частину отриманого рівняння від нижнього рівня  $z_1$  до верхнього  $z_2$ , а ліву – від значень атмосферного тиску  $p_1$  до  $p_2$ , що відповідають указаним рівням:

$$\int_{p_1}^{p_2} \frac{dp}{p} = -\frac{g}{R_d} \int_{z_1}^{z_2} \frac{dz}{T}.$$

Абсолютна температура повітря  $T$  у правій частині рівняння теж є функцією висоти. Її замінюють на  $T_m$  – певне середнє значення температури між обраними рівнями висот та виносять із під інтеграла як постійну величину. В результаті:

$$\ln p_2 - \ln p_1 = -\frac{g}{R_d T_m} (z_2 - z_1) \text{ або } \ln \frac{p_2}{p_1} = -\frac{g}{R_d T_m} (z_2 - z_1).$$

Потенціюючи одержимо інтеграл основного рівняння статки атмосфери або барометричну формулу:

$$p_2 = p_1 \exp \left[ \frac{-g(z_2 - z_1)}{R_d T_m} \right]. \quad (4.4)$$

Зауважимо, що для вологого повітря у барометричній формулі (4.4) використовують середню віртуальну температуру  $T_{mv}$ .

Формула дозволяє:

- знаючи тиск на одному рівні й середню температуру повітря між двома висотними рівнями, знайти тиск на іншому рівні (таким шляхом приводять атмосферний тиск до рівня моря);

- знаючи тиск на двох висотних рівнях і середню температуру між ними, знайти різницю висот (так можна визначити висоту місцевості над рівнем моря, тобто проводити барометричне нівелювання);

- знаючи різницю висот і величини тисків на них, знайти середню температуру шару повітря між двома висотними рівнями (один із способів прогнозу температури повітря).

При барометричному нівелюванні місцевості, тобто для визначення її висоти, застосовують емпіричну барометричну формулу Лапласа для реальної атмосфери, що отримана для вологого повітря у вигляді:

$$z_2 - z_1 = 18400 (1 + t_m / 273) \lg(p_1 / p_2) \quad (4.5)$$

де  $t_m$  – середня температура шару повітря між двома висотними рівнями  $z$ , °С.

Для невеликого перепаду висот (до 1000 м) застосовується спрощена формула Бабіне:

$$z_2 - z_1 = 16000 (1 + t_m / 273)(p_1 - p_2) / (p_1 + p_2).$$

### 4.3. Баричний ступінь

З рівняння статки атмосфери (4.1) одержують величину;

$$\frac{dz}{dp} = -\frac{1}{g\rho}, \quad (4.6)$$

яка визначає баричний ступінь атмосфери. Ця величина є зворотною баричному градієнту (4.2), Показує приріст висоти, на якому атмосферний тиск міняється на одиницю. З висотою баричний ступінь зростає, оскільки зменшується густина повітря. В приземному шарі атмосфери поблизу рівня моря він становить близько 8 м/гПа. Цим значенням зручно користуватися для приведення тиску до рівня моря.

Завдання. Оцінити баричний ступінь атмосфери для сухого повітря при температурі 0°С й атмосферному тиску 1000 гПа.

Рішення. Спочатку оцінюємо густину сухого повітря відповідно до (2.7):

$$\rho = p/R_d T = 100000/(287,05 \times 273) = 1,276 \text{ кг/м}^3.$$

Тоді згідно з (4.6):

$$\frac{dz}{dp} = -\frac{1}{g\rho} = 1 : (9,81 \cdot 1,276) = 0,799 \text{ м/Па (приблизно 8 м/гПа)}.$$

Таким чином, через кожні 8 м зростання висоти в приземному шарі атмосфери, тиск падає на 1 гПа, причому баричний ступінь збільшується на 0,4% на кожен градус зростання температури. На висоті, починаючи з 5 км, при тиску порядку 500 гПа й температурі 0°C баричний ступінь становить уже близько 16 м/гПа.

Зауважимо, що баричний ступінь можна використовувати в наближених розрахунках висоти й тиску, не прибігаючи до барометричних формул (4.4)–(4.6).

#### 4.4. Ізобари

Історично склалося так, що в метеорології для прогнозу погоди спочатку аналізувався атмосферний тиск на рівні моря, тобто будувалися поля тиску на певній місцевості у вигляді ізобар, що відповідають рівню моря. Щоб побудувати ізобару, на карту місцевості наносять значення тисків, отриманих на різних станціях і приведені за барометричною формулою (4.4) до рівня моря. Потім точки рівного тиску з'єднують плавними лініями, утворюючи ізобари, тобто лінії певного однакового атмосферного тиску.

Ізобара на рівні моря – це фактично лінія перетинання якої-небудь ізобаричної поверхні певного тиску в атмосферному просторі з рівнем моря, наприклад, ізобаричної поверхні 1020, 1000, 950, 920, гПа (на картах атмосферного тиску крок ізобар зазвичай складає 5 гПа).

Сукупність ізобар різного тиску на карті дає уявлення про баричне поле атмосфери (скалярне поле атмосферного тиску), що використовувалося в подальшому для прогнозу погоди.

#### 4.5. Горизонтальний баричний градієнт

Ізобари (ізогіпси, про які буде сказано нижче) на картах баричної топографії проходять густіше або рідше. Там, де вони густіші, там горизонтальні зміни тиску більші й навпаки.

Для характеристики змін тиску у горизонтальному напрямку використовують горизонтальний баричний градієнт «-**p**» – це вектор, ортогональний (перпендикулярний) ізобарі, спрямований у бік зменшення атмосферного тиску (з математичної точки зору – це антиградієнт, тому ставиться знак «мінус»), а його числове значення дорівнює похідній функції тиску у цьому горизонтальному напрямку **n** в обраній початковій точці, тобто

$$\frac{dp}{dn}$$

визначається як - **dn** .

На практиці градієнт визначають у такий спосіб. Вимірюють відстань між ізобарами на карті в обраній ділянці й виражають його в градусах меридіана (відстань в 1 гр. меридіана дорівнює 111 км, але в практичних розрахунках приймають значення 100 км). Потім різницю тиску (крок ізобар, що зазвичай дорівнює 5 гПа) ділять на , тобто замість похідної обчислюють наближену величину градієнту –  $-\Delta p / \Delta n$ .

Завдання. При кроці ізобар на карті у 5 гПа на інтервалі території місцевості в 50 км (0,5 гр. меридіана), одержати величину горизонтального баричного градієнту.

Рішення:

Розраховуємо величину баричного градієнту як:

$$-\Delta p / \Delta n = - 5/0,5 = - 10 \text{ гПа/гр. меридіана,}$$

$$\text{а в метричній системі (СІ): } -\Delta p / \Delta n = - 500/50000 = - 0,01 \text{ Па/м.}$$

#### 4.6. Карти баричної топографії

З розвитком метеорології з'ясувалося, що погодні процеси формуються не на рівні моря, а в товщі атмосфери, де ізобаричні поверхні певного тиску розташовуються на різній висоті. Кожну ізобаричну поверхню характеризують конкретним числовим значенням тиску, наприклад, ізобарична поверхня 1000 гПа, що розташовується поблизу рівня моря; ізобарична поверхня 700 гПа проходить на висоті порядку 3 км, а 500 гПа – на висоті 5 км і т.д.

Положення ізобар постійно міняється через зміну тиску й температури повітря. Так, ізобарична поверхня 500 гПа в одній частині Європи може перебувати на висоті 5000 м, а в іншій – на висоті 6000 м. Щоб стежити за змінами баричного поля служба погоди будує дві карти: 1– абсолютної й 2– відносної топографії ізобаричних поверхонь.

1. На карту абсолютної баричної топографії наносять фактичні висоти певної баричної поверхні над рівнем моря на обраний момент часу, наприклад, о 18-й годині. Точки з однаковими висотами з'єднують лініями рівних висот – ізогіпсами (так само), як різні висоти гірських територій або глибини морського дна на географічних картах). Отже, карта ізогіпсів абсолютної баричної топографії зображує рельєф баричної поверхні над розглянутою територією у визначений момент часу.

За ізогіпсами судять про розподіл тиску в тих шарах атмосфери, де розташовується певна ізобарична поверхня, наприклад, 500 гПа, висотні ізогіпси якої наведені на рис. 4.2.

Області зниженого й підвищеного тиску, на які розчленовується баричне поле атмосфери називають баричними системами. Зазвичай виділяють наступні баричні системи: циклон, антициклон, балка, гребінь і сідловина. Там, де ізогіпси мають круговий концентричний характер, нагадуючи пагорб, – це область розташування антициклону з максимальним атмосферним тиском на

вершині пагорба, а де знижений у вигляді лійки, вирви, – це область циклону з мінімальним тиском у найнижчій точці (рис. 4.2.).

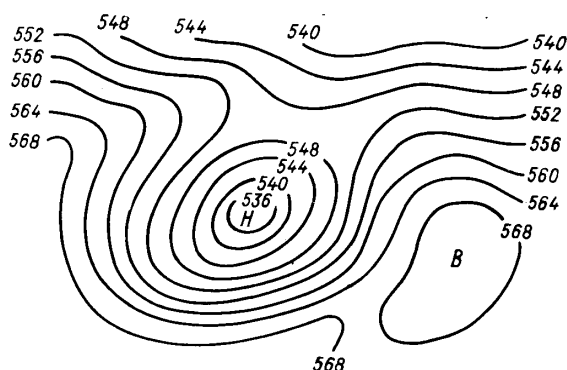


Рис. 4.2. Карта абсолютної баричної топографії – висоти ізобаричної поверхні 500 гПа над рівнем моря в декаметрах (1 дкм = 10 м)

Зауважимо, що у практиці аналізу атмосферних процесів обчислюють положення ізобаричних поверхонь в геопотенційних метрах, що характеризують енергію переміщення в полі тяжіння одиниці маси на 1 м. Геопотенційний метр ураховує градієнт сили тяжіння й чисельно дорівнює лінійному метру лише на широті  $45^\circ$  на рівні моря, оскільки тут  $g = 9,8 \text{ м/с}^2$ . При зміні широти й висоти розбіжність у числових значеннях геопотенційних і лінійних метрів не перевищує 0,4 %.

2. На карту відносної баричної топографії наносять висоти баричних поверхонь, відлічених не від рівня моря, а від іншої, розташованою нижче ізобаричної поверхні (відносні ізогіпси). Наприклад, карта висот (перевищення) ізобаричної поверхні 500 гПа над ізобаричною поверхнею 1000 гПа (рис. 4.3). Характерно, що ці висоти залежать від середньої температури повітря між зазначеними ізобаричними поверхнями у повній відповідності з барометричною формулою (4.4). Тому по цих картах можна судити про розташування теплих і холодних повітряних мас, позначених літерами Т і Х.

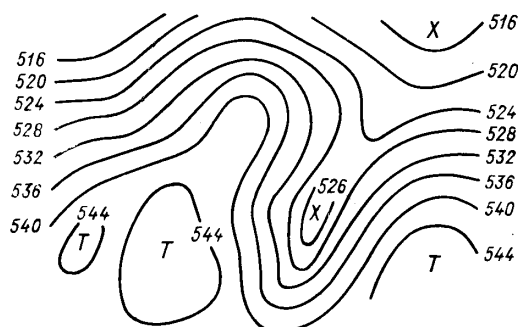


Рис. 4.3. Карта відносної баричної топографії (перевищення ізобаричної поверхні 500 гПа над поверхнею 1000 гПа в декаметрах)

В областях тепла (Т) товщина атмосферного шару між ізобаричними поверхнями збільшена, а в областях холоду (Х) зменшена. Спостереження за такими даними у динаміці дозволяє прогнозувати приплив теплої чи холодної

маси повітря на певну територію та визначати очікувані (прогнозні) температури.

#### 4.7. Зміна тиску в часі

Атмосферний тиск у точці постійно змінюється, іноді на 20...30 гПа за добу, а за 3 години – до 5 гПа. Саме зміну тиску за останні 3 години називають баричною тенденцією.

Добовий хід атмосферного тиску над сушею не має вираженої закономірності, хоча і пов'язаний з температурою повітря. Над океаном він зазвичай подвійний з амплітудою 2...3 гПа. Мінімуми спостерігаються на сході сонця й після полудня, а максимумами – вранці до полудня й на закаті.

Добові зміни тиску поблизу земної поверхні в помірних широтах становлять величини порядку 3...10 гПа, іноді й вище (в районі розташуванні НТУ «Дніпровська політехніка» на одному з п'ятирічних інтервалів спостерігалися коливання тиску від 980 до 1038 гПа, що є характерним для помірних широт). У центрі тайфуну тиск може впасти до 844 гПа, а у глибині континенту в антициклоні тиск може підвищуватися до 1080 гПа.

Ізобаричні поверхні в атмосфері завжди нахилені в напрямку градієнта, тобто туди, куди убуває тиск та починає рухатися повітря. Очевидно, що горизонтальний баричний градієнт є складовою повного баричного градієнта, куди входить і вертикальний. Вертикальний баричний градієнт значно більше горизонтального, але майже повністю врівноважений вагою вертикального атмосферного стовпа. Малі ж зміни горизонтального баричного градієнта викликають переміщення величезних мас повітря, породжуючи вітер.

##### *Питання для самоконтролю.*

1. Виведіть основне рівняння статички атмосфери.
2. Проаналізуйте зміну атмосферного тиску з висотою.
3. Проаналізуйте баричний ступінь.
4. Дайте визначення ізобар й наведіть порядок їх побудови на карті .
5. Поясніть, як визначають горизонтальний баричний градієнт по ізобарам
6. Наведіть порядок побудови й призначення карт абсолютної баричної топографії.
7. Викладіть порядок побудови й призначення карт відносної баричної топографії. .
8. Проаналізуйте можливі зміни атмосферного тиску в часі.

## ТЕМА 5. ВІТЕР

Вітер породжується в результаті малих змін горизонтального баричного градієнта, що викликають переміщення величезних мас повітря з різними тепловими і вологісними характеристиками. В результаті змінюється погода, причому разом з масами повітря відбувається перенос екологічно небезпечних домішок, що потрапляють в атмосферу в результаті викидів з різноманітних природних і антропогенних джерел, погіршуючи якість атмосферного повітря.

### 5.1. Характеристики вітру

Вітер – це переважно горизонтальний рух повітря відносно землі, що характеризується вектором швидкості, тобто певною величиною швидкості й певним напрямком, а також мінливістю, повторюваністю й поривчастістю. У вітру є й значно менші вертикальні компоненти руху, як результат дії вертикальної складової повного баричного градієнту.

Охарактеризуємо перелічені вище параметри вітру.

1. Швидкість вітру. Характеризується такими одиницями виміру: м/с, км/год., вузли або морські милі за годину (1 вузол = 2 м/с) та бали сили вітру за 12-бальною шкалою Бофорта, зокрема, 0 балів – штиль; 4 бали – помірний вітер (5...7 м/с); 7 балів – сильний (12...15 м/с); 9 – шторм (18...21 м/с), а 12 – ураган (швидкість понад 29 м/с). Швидкість вітру може сягати 100 м/с, а потоки повітря в атмосфері з такими високими швидкостями називають струмними течіями, що спостерігаються в товщі тропосфери.

В метеорології контролюють середню й миттєву швидкості вітру.

2. Напрямок вітру. Характеризується точкою горизонту звідки дме вітер. Визначається в румбах (зазвичай за вісьмома основними напрямками відносно сторін світу, тобто через 45°), або азимутом від 0 до 360°, тобто кутом, відліченим від півночі за годинною стрілкою між напрямком вітру й меридіаном (рис. 5.1).

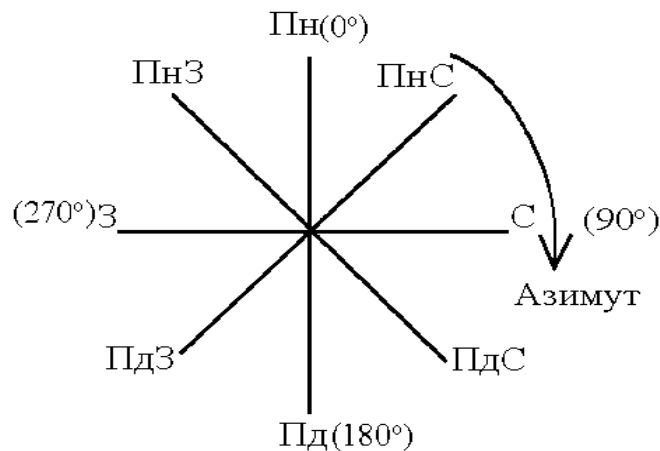


Рис. 5.1. Схема для визначення напрямку вітру

3. Мінливість і повторюваність вітру. Для характеристики мінливості й повторюваності вітру будують розу вітрів (рис. 5.2). Для цього по основних

румбах, починаючи з точки їх перехрестя, відкладають відрізки, довжина яких пропорційна повторюваності вітру даного напрямку на протязі року. Вершини відкладених 8-и відрізків поєднують ламаною лінією, утворюючи «пелюсток рози», який указує пріоритетний напрямок вітру. У центрі, як правило, позначають цифрою повторюваність штилів, зокрема, число днів без вітру

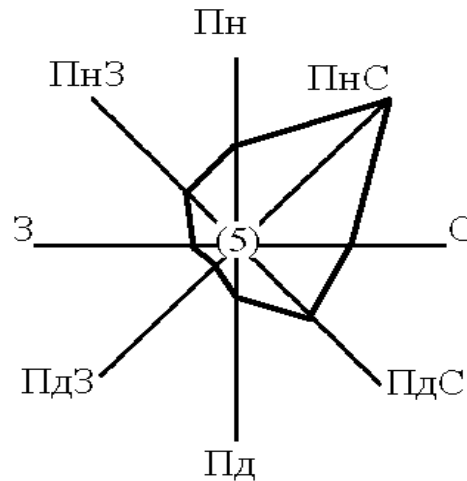


Рис. 5.2. Роза вітрів на поверхні кар'єру №1 НКГЗКА

4. Поривчастість вітру. Цей параметр вітру обумовлений турбулентністю атмосфери, що викликана нерівномірним розподілом тепла в атмосфері й, відповідно, нерівномірним розподілом атмосферного тиску. Поривчастість характеризують відношенням амплітуди коливань миттєвої швидкості вітру до її середнього значення. Якщо це відношення менше одиниці, вітер вважають нормальним, якщо більше, то поривчастим. Поривчастість проявляється при середній швидкості вітру, що перевищує 6 м/с.

Вітер може збурюватися не тільки тепловим фактором, але й перешкодами (гірськими хребтами, лісосмугами, будинками й т.п.). Так, при обтіканні гірського хребта спостерігається зростання швидкості на вершинах й утворення безвітряної зони (аеродинамічної тіні) на завітряному боці хребта.

Лісосмуга теж послабляє вітер на її завітряному боці на відстані:

-  $L = (20...30)H$  – для суцільної посадки дерев (без певних проміжків),

-  $L = (40...50)H$  – для не суцільної посадки дерев (з певним проміжками),

де  $H$  – середня висота дерев лісосмуги, що використовується для захисту полів від вітрової ерозії, пов'язаною з пересушуванням ґрунту й виносом вітром частинок його верхнього шару.

Завдання. Визначити довжину зони  $L$ , де лісосмуга суцільної посадки з висотою дерев 25 м послабляє вітер на завітряному її боці.

Рішення. Обираємо відповідну формулу:  $L = (20...30)H$ , за якою довжина шуканої зони складе  $(20...30) \times 25 = 500...750$  м.

## 5.2. Причини виникнення вітру

В метеорології аналізують дві основні причини, що обумовлюють переміщення повітряних мас над земною поверхнею.

Перша причина – це наявність горизонтального баричного градієнта в атмосфері, що рухає повітря від високого тиску до низького найбільш коротким шляхом. Визначимо фізичну суть горизонтального баричного градієнта як

$$\frac{dp}{dn} = \left[ \frac{\text{тиск}}{\text{довжина}} \right] = \left[ \frac{\text{сила}}{\text{площа} \times \text{довжина}} \right] = \left[ \frac{\text{сила}}{\text{об'єм}} \right].$$

Отже, горизонтальний баричний градієнт – це сила, віднесена до одиниці об'єму повітря. Якщо розділити цей градієнт на густину повітря, одержимо силу, віднесену до одиниці маси, що згідно з другим законом Ньютона чисельно дорівнює прискоренню цієї маси під впливом указаної сили:

$$G = - \frac{1}{\rho} \frac{dp}{dn}. \quad (5.1)$$

Завдання. Визначити величину градієнтного прискорення, тобто силу баричного градієнта, віднесену до одиниці маси сухого повітря, за нормальних умов, для горизонтального баричного градієнта – 1 гПа/градус меридіана.

Рішення. За нормальних умов в метеорології:  $t = 0^\circ$  та  $p = 1000$  гПа, а густина повітря  $\rho = 1,276$  кг/м<sup>3</sup> (тема. 2). Далі за формулою (5.1), прийнявши градус меридіана за  $100000$  м ( $10^5$  м), обчислимо:

$$G = - \frac{1}{\rho} \frac{dp}{dn} = - (1/1,276) \times 100/10^5 = - 0,0007836, \text{ м/с}^2 \approx 0,78 \cdot 10^{-3} \text{ м/с}^2.$$

Отримана величина значно менше градієнта сили тяжіння на одиницю маси, тобто прискорення вільного падіння ( $9,81$  м/с<sup>2</sup>), проте під її впливом можуть знаходитися значні маси повітря, що розташовані поблизу землі.

Друга причина – це сила, що обумовлена обертанням Землі, яка відхиляє рух повітряних мас від первинного напрямку у бік горизонтального баричного градієнта.

З механіки відомо, що тіло, яке рухається в системі, що обертається, одержує відносно цієї системи поворотне прискорення Коріоліса, спрямоване під прямим кутом до вектору швидкості цього тіла. При цьому, величина швидкості тіла не міняється, а змінюється тільки її напрямок. У північній півкулі Землі це прискорення спрямоване вправо від вектору швидкості, а в південній – вліво.

Поворотне прискорення Землі (градієнт сили Коріоліса, віднесеної на одиницю маси) має величину:

$$\varepsilon = 2\omega(\sin \phi)v, \quad (5.2)$$

де  $\omega = 2\pi n$  – кутова швидкість обертання Землі при частоті обертання  $n$  – один оборот за 24 години або за 86400 с;  $\varphi$  – географічна широта місцевості;  $v$  – швидкість повітряного потоку, м/с.

На екваторі  $\varepsilon$  дорівнює нулю, а на полюсах  $2\omega v$ . При нульовій швидкості потоку повітря поворотне прискорення відсутнє.

**Завдання.** Визначити поворотне прискорення повітряної маси –  $\varepsilon$  на полюсах при швидкості повітряного потоку (вітру)  $v = 10$  м/с.

**Рішення.** Згідно з формулою (5.2) маємо:

$$\varepsilon = 2\omega v = 4\pi n v = 4 \times 3,14 \times (1/86400) \times 10 = 0.0014537 \approx 1,5 \cdot 10^{-3} \text{ м/с}^2.$$

Отримане прискорення  $\varepsilon$  такого ж порядку, як і створюване горизонтальним баричним градієнтом в 1...2 гПа/градус меридіана.

### 5.3. Геострофічний вітер

Геострофічний вітер – це прямолінійний рівномірний рух повітря без тертя.

При наявності градієнта атмосферного тиску, направленого в бік його зменшення, й відсутності тертя, на повітря діють сили  $G$  й  $\varepsilon$ , які при рівномірному русі повинні врівноважувати одна одну (рис. 5.3). Отже, якщо в північній півкулі сила  $\varepsilon$ , що відхиляє повітря за рахунок обертання Землі, спрямована під кутом  $90^\circ$  вправо від швидкості горизонтального руху повітря, то сила градієнта атмосферного тиску  $G$  повинна бути спрямована вліво від швидкості, щоб врівноважити  $\varepsilon$ . Оскільки вектор  $G$  перпендикулярний ізобарі, то геострофічний вітер на Землі буде спрямований за дотичною до ізобар, залишаючи низький тиск ліворуч у північній півкулі та праворуч – у південній.

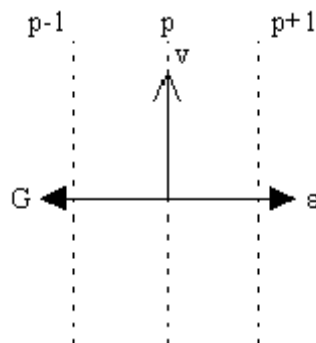


Рис. 5.3. Напрямок геострофічного вітру

З умови рівноваги сил  $G = \varepsilon$ , випливає, що:

$$-\frac{1}{\rho} \frac{dp}{dn} = 2\omega(\sin \phi)v,$$

звідки швидкість геострофічного вітру складе:

$$v_G = -\frac{1}{2\rho \cdot \omega \cdot \sin \phi} \frac{dp}{dn}. \quad (5.3)$$

При густині повітря у нормальних умовах зручно користуватися емпіричною формулою:

$$v_G = -\frac{5,4}{\sin \phi} \frac{dp}{dn}, \quad (5.4)$$

куди підставляють значення баричного градієнта у гПа/град. меридіана, отримуючи швидкість вітру у м/с.

Завдання. Визначити швидкість геострофічного вітру на широті  $\phi = 48^\circ$  при баричному градієнті 1 гПа/град.мерид.

Рішення. За спрощеною емпіричною формулою (5.4) маємо:

$$v_G = -\frac{5,4}{\sin 48} 1 = -7,3, \text{ м/с.}$$

Таким чином, у вільній атмосфері, тобто на висотах більше 1000 м, де тертям повітря об земну поверхню зневажають, швидкість вітру можна визначити по ізобарах досить точно.

#### 5.4. Градієнтний вітер

При русі повітря уздовж криволінійних ізобар на кожен одиницю маси

повітря впливає відцентрова сила  $C = \pm \frac{v^2}{r}$ , що теж чисельно дорівнює величині прискорення цієї маси, тобто має розмірність м/с<sup>2</sup>, та спрямована по радіусу кривизни ізобари, тобто в циклоні – проти сили баричного градієнта, а в антициклоні – за градієнтом (рис. 5.4 та рис. 5.5, відповідно).

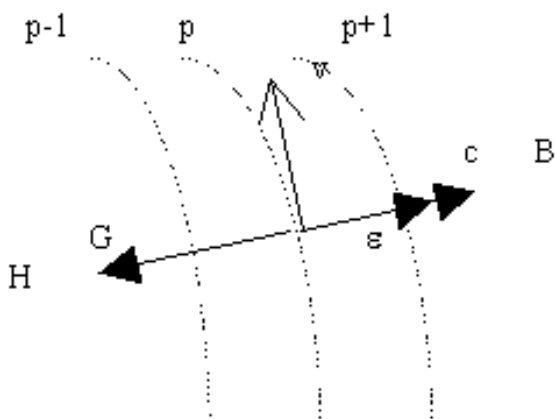


Рис. 5.4. Градієнтний вітер у циклоні

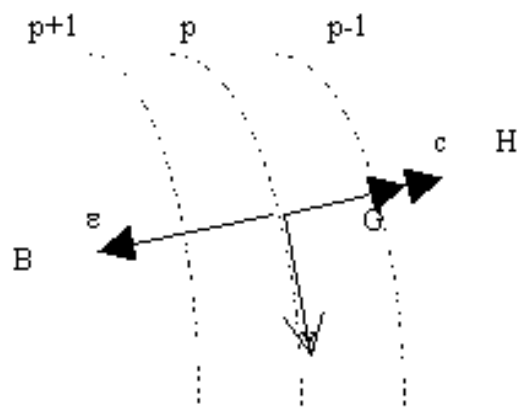


Рис. 5.5. Градієнтний вітер в антициклоні

На рисунках видно, що в циклоні градієнтний вітер дує уздовж ізобар проти годинної стрілки, а в антициклоні – за годинною.

Швидкість градієнтного вітру визначають з умови рівноваги сил  $G$ ,  $\varepsilon$  та  $R$ :

$$2\omega \cdot (\sin \phi)v = \pm \frac{v^2}{r} = -\frac{1}{\rho} \frac{dp}{dn}, \quad (5.5)$$

причому знак плюс ставиться для швидкості вітру в циклоні, а знак мінус – в антициклоні. (Проаналізувати самостійно в якій баричній системі, циклоні чи антициклоні, вітер буде більше або менше при однаковому градієнті).

### 5.5. Вплив тертя на швидкість і напрямок вітру

Тертя повітряних мас об земну поверхню гальмує вітер. Тому поблизу земної поверхні його швидкість майже вдвічі менше геострофічного. Над морем тертя менше й швидкість вітру становить  $2/3$  від геострофічного. З висотою сила тертя убуває, а приблизно з висот 500...1500 м ним зневажають, вважаючи вітер геострофічним.

Очевидно, що сила тертя вітру  $R$  спрямована проти вектору його швидкості та при прямолінійних ізобарах утворює із силою  $\varepsilon$  прямокутник сил, результуюча яких врівноважує  $G$  (рис. 5.6).

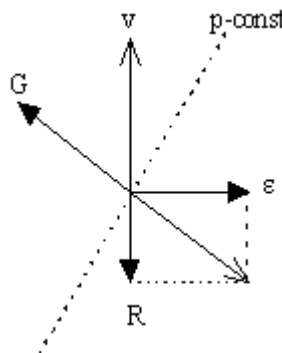


Рис. 5.6. Вплив сили тертя на напрямок вітру

Таким чином,  $\varepsilon$  не буде знаходитися на одній прямій із  $G$ , проте вона завжди перпендикулярна вектору швидкості вітру, тому при наявності тертя вектор швидкості вітру повернеться від ізобари у біг градієнта. У такому випадку швидкість вітру можна розкласти на складові – уздовж ізобари й градієнта.

Середній кут швидкості вітру до градієнта атмосферного тиску поблизу земної поверхні становить  $60^\circ$ , а до ізобар  $30^\circ$ . Над морем, відповідно,  $\approx 75^\circ$  й  $25^\circ$ . Це погоджується з баричним законом вітру (Бейс-Балло, 19 століття), який формулюється у такий спосіб:

*якщо стати спиною до вітру, то найбільш низький тиск буде ліворуч і трохи спереду, а найбільш високий – праворуч і трохи позаду.*

За цим законом відносно просто визначити область розташування циклону та звідки його чекати, що було важливо знати морякам у відкритому морі. Проте, знання цього закону актуально і для сучасних екологів, що дозволяє оперативно приурочити екологічно небезпечні викиди до очікуваних напрямків вітру та певних погодних умов у циклоні або антициклоні. У їхніх кругових ізобарах тертя теж відхиляє вітер від ізобар до градієнта, тому потоки повітря (лінії його струму) у приземному шарі циклона сходяться до його центра, де вимушені підніматися вгору, а в антициклоні – розходяться, «всмоктуючи» повітря зверху. За вказаними лініями струму відповідно переміщуватимуться й домішки, що містяться в повітрі або захоплюватимуться його потоками.

Тертя повітря об поверхню, що підстилає, змінює також профіль швидкості вітру по висоті. Так, на висотах 0...100 м, де переважно розташовані джерела викидів забруднюючих атмосферу речовин (уста димових труб теплових електростанцій, промислових підприємств, котелень, систем аспірації гірничо-збагачувальних комбінатів тощо), профіль швидкості вітру, визначається різними моделями, наприклад, над поверхнею хвостосховища, що пилить, у вигляді рівняння:

$$v_z = v_0(1 - e^{-az}),$$

де  $v_z; v_0$  – відповідно швидкість вітру на висоті  $z$  та, м/с;  $a$  – параметр, що залежить від температурної стратифікації атмосфери (дивись наступний розділ) та змінюється у межах 0,5...2, м<sup>-1</sup>.

За цією залежністю швидкість вітру з невеликої (майже нульової) початкової величини зростає по експоненті до певного сталого значення, що потребує урахування при аналізі розсіювання екологічно небезпечних домішок в атмосфері.

## 5.6. Добовий хід вітру

Оскільки виражений добовий хід атмосферного тиску над сушею практично не спостерігається, то причиною добових змін напрямку і швидкості вітру вважають турбулентний обмін повітряних мас через конвекцію, що пов'язана з тепловим режимом атмосфери (буде докладніше розглянутий в наступному розділі).

Поблизу землі максимум вітру спостерігається о 14 годині, а мінімум уночі та вранці. Починаючи з висот 500 м, хід – зворотний: максимум уночі, мінімум удень.

З ростом до полудня вітер поступово повертає вправо за годинною стрілкою, а з убуванням до ночі й ранку – вліво. У високих шарах тропосфери – навпаки.

## 5.7. Фронти в атмосфері

В атмосфері завжди дві повітряні маси з різними властивостями течуть одна біля іншої (рис. 5.7). Перехідна зона між ними називається фронтом. Ця зона має відносно невелику ширину по горизонталі й висоту, тому її можна представити плоскою нахиленою поверхнею. Ця поверхня, тобто фронт, нахилена під дуже малими кутами до горизонту, що зазвичай визначаються одиницями або частками градусів..

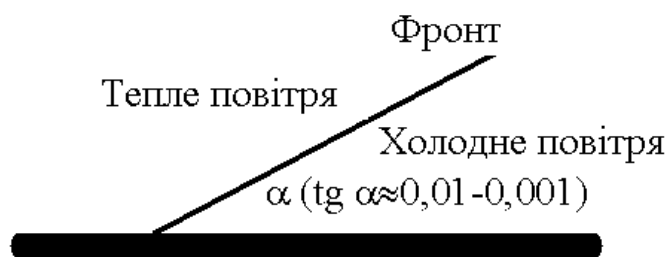


Рис. 5.7. Схематичне зображення атмосферного фронту

На поверхні фронту ізобари ламаються, як це показано на рис. 5.8, а значить баричні градієнти терплять розрив, що веде до стрибків атмосферного тиску при проходженні фронту над певною територією.

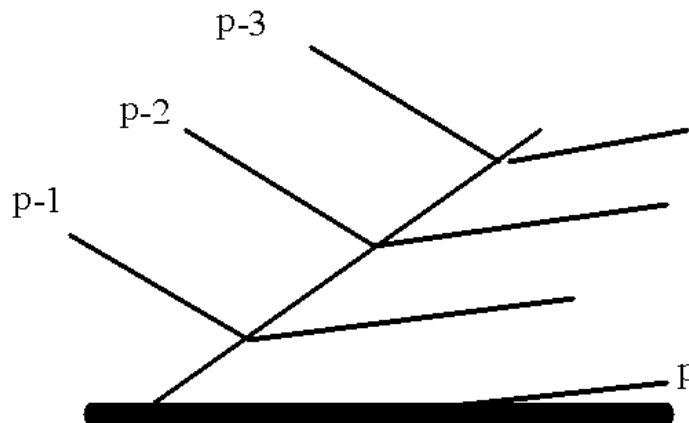


Рис. 5.8. Характер ізобар на границі фронту

Оскільки фронти рухаються, тому говорять, що холодний клин повітря, що завжди розташований знизу, наступає або відступає. Переміщення клину викликає підйом або опускання уздовж поверхні фронту великих мас повітря, що призводить відповідно до його адіабатичного нагрівання або охолодження, викликаючи зміни погоди та опади.

Вітер уздовж фронту з обох його боків може дуети в однаковому напрямку або в протилежному, причому в першому випадку швидкість вітру може бути різною, що й приводить до утворення циклонічних вихрів різного масштабу.

***Питання для самоперевірки та обговорення \*:***

1. Наведіть одиниці вимірювання швидкість вітру.
2. Покажіть, як визначається напрямок вітру.
3. Покажіть, як характеризують мінливість вітру і його повторюваність протягом року.
4. \*Поясніть, як оцінюють поривчастість вітру.
5. \*Проаналізуйте причини вітру.
6. \*Проаналізуйте геострофічний вітер.
7. \*Проаналізуйте градієнтний вітер.
8. \*Проаналізуйте вплив тертя на швидкість і напрямок вітру.
9. Охарактеризуйте добовий хід вітру.
10. Дайте визначення фронтів в атмосфері.

## ТЕМА 6. ТЕПЛОВИЙ РЕЖИМ АТМОСФЕРИ

Тепловий режим атмосфери характеризує енергію її шарів на різних висотах, визначає фізико-хімічні процеси, що в ній відбуваються, визначає клімат і мікроклімат, отже впливає на рослинний і тваринний світ Землі та на життєдіяльність людини.

### 6.1. Поняття теплового режиму атмосфери та його визначальні чинники

Розподіл температури повітря в атмосфері та його безперервні зміни називають тепловим режимом атмосфери (ТРА).

ТРА – важливий фактор клімату, що визначається тепловим режимом приземного й пограничного шару, тобто режимом тропосфери й стратосфери і взаємодією атмосфери з поверхнею, що підстилає.

Найбільш важливим є знання режиму приземного шару, у якому зміни потоків тепла, водяної пари й повітря впливають на температуру інших шарів атмосфери, на утворення хмар й опадів і на формування клімату (мікроклімату), а також на перенесення маси екологічно небезпечних домішок.

### 6.2. Причини зміни температури атмосфери й клімату

Розглянемо основні природні причини зміни температури атмосфери й клімату. Їх – три.

Перша причина – це теплообмін атмосфери з навколишнім середовищем: космосом, сусідніми шарами й землею поверхнею. Теплообмін відбувається: радіаційним шляхом за рахунок поглинання сонячної радіації землею поверхнею й повітрям; шляхом молекулярної теплопровідності між ними, а також в результаті турбулентного перемішування всередині атмосфери; крім того, шляхом випаровування води з земної поверхні при наступній конденсації або кристалізації вологи, в результаті чого відбирається або виділяється теплота фазового переходу «вода – пар» за моделлю (1.1), залежить від вихідної температури  $t^{\circ}\text{C}$

Друга причина – це адіабатичні процеси, пов'язані зі зміною атмосферного тиску без теплообміну з навколишнім середовищем, що відбуваються за рахунок внутрішньої енергії молекул повітряних газів. При цьому зниження тиску веде до зниження температури і навпаки. Чисто адіабатичні процеси в атмосфері не можливі через її відкритість, але при швидких змінах атмосферного тиску наближаються до них.

Третя причина – це адвекція, тобто приплив на певну територію теплих або холодних повітряних мас із інших частин Землі, наприклад, з Арктики або тропіків.

### 6.3. Рівняння Пуассона для адіабатичних процесів в атмосферному повітрі

Особливої уваги заслуговують адіабатичні процеси, які відбуваються в атмосфері за рахунок внутрішньої енергії атмосферного повітря та його постійного переміщення, що саме постійно змінює ТРА. Адіабатичні зміни в ідеальному газі, у сухому й вологому повітрі визначаються рівнянням Пуассона. Проаналізуємо послідовність його отримання.

Відповідно до першого закону термодинаміки, кількості тепла в одиниці маси газу визначається диференціальним рівнянням:

$$dQ = C_v dT + p dv, \quad (6.1)$$

де  $C_v dT$  – зміна внутрішньої енергії газу;  $p dv$  – робота розширення або стиснення газу;  $C_v$  – теплоємність газу при постійному об'ємі.

Якщо немає надходження тепла ззовні, як в адіабатичному процесі, то  $dQ = 0$ , тому стає справедливим співвідношення:

$$-C_v dT = p dv, \quad (6.2)$$

тобто зміна об'єму газу приводить до зміни температури й навпаки. Проте об'єм газу залежить від тиску, отже температура теж залежить від тиску. Одержимо цю залежність.

Згадаємо рівняння стану газу для одиниці маси (2.6). Після його диференціювання, отримаємо:

$$p'v' = RT' = p dv + v dp = R dT.$$

Замінімо  $v$  підстановкою його значення  $v = 1/\rho = RT/p$ , тоді

$$p dv + \frac{RT}{p} dp = R dt$$

або

$$p dv = R dt - \frac{RT}{p} dp.$$

Підставимо останній вираз у рівняння (6.2). Одержимо:

$$-C_v dT = R dt - \frac{RT}{p} dp.$$

Перепишемо його у вигляді:

$$(R + C_v) dT - \frac{RT}{p} dp = 0$$

Тут  $(R + C_v) = C_p$  – теплоємність газу при постійному тиску. отже можна записати:

$$C_p dT - \frac{RT}{p} dp = 0.$$

Розділимо змінні:

$$\frac{dT}{T} = \frac{R dp}{C_p p}.$$

Інтегруємо цей вираз:

$$\int_{T_0}^T \frac{dT}{T} = \int_{p_0}^p \frac{R dp}{C_p p}; \ln T - \ln T_0 = \frac{R}{C_p} (\ln p - \ln p_0);$$

або

$$\ln \frac{T}{T_0} = \frac{R}{C_p} \ln \frac{p}{p_0}.$$

Після потенціювання отримаємо;

$$\frac{T}{T_0} = \left( \frac{p}{p_0} \right)^{R/C_p} \quad (\text{рівняння Пуассона}). \quad (6.3)$$

Для сухого повітря  $R_d = 287,05$  Дж/(кг К), а  $C_p = 1005$  Дж/(кг К), в такому разі  $\frac{R}{C_p} = 0,286$ , тому можна записати:

$$\frac{T}{T_0} = \left( \frac{p}{p_0} \right)^{0,286} \quad (6.4)$$

Для вологого повітря замість фактичної абсолютної температури підставляють віртуальну  $T_v = T(1 + 0,378e/p)$ , що враховує вміст водяної пари в повітрі.

Як випливає з формул (6.3), (6.4), зниження атмосферного тиску відносно початкового значення  $p_0$  супроводжується падінням температури відносно початкового рівня  $T_0$  і навпаки. Зокрема, таке явище є характерним для циклону прихід якого супроводжується падінням атмосферного тиску, а значить, і температури повітря

#### 6.4. Тепловий баланс земної поверхні

Як відмічалось раніше, температура атмосферного повітря визначається температурою земної поверхні, від якої повітря переважно і нагрівається. Земна ж поверхня нагрівається-охолоджується за рахунок радіації, теплопровідності в контакті з атмосферою, випаровування води і конденсації водяної пари. При цьому сума надходжень й витрат тепла повинна дорівнювати нулю. Складемо баланс тепла від перелічених чинників.

Відповідно до радіаційного балансу:  $B_r = (S \sin h_c + D)(1 - A) - B_e$ , отже прихід і віддачу тепла за рахунок радіації позначимо як **V**.

Прихід і віддачу тепла за рахунок теплопровідності між атмосферою і поверхневим шаром землі позначимо як **P**, а за рахунок теплопровідності поверхні глибинними шарами землі – **G**.

Теплообмін за рахунок випаровування води й конденсації водяної пари позначимо, як **LM** (питома теплота фазового переходу «вода-пар» **L** помножена на масу **M** води, що випарувалася або конденсується). Тоді:

$$\mathbf{V+P+G+LM=0.}$$

Це рівняння справедливо для певної одиниці площі або району, для одиниці часу й багаторічного періоду. З нього випливає, що у середньому за рік температура поверхні постійна. У довільний же момент часу, через значну інерційність теплових процесів, температура поверхні міняється залежно від того, куди передається тепло в даний момент: влітку – підвищена, взимку – знижена.

### **6.5. Особливості теплових процесів у водоймах і ґрунтах**

Перелічимо найбільш характерні особливості та відмінності теплових процесів у водоймах і ґрунті, що впливають на перерозподіл тепла в океані і на суші, а відповідно й на клімат і мікроклімат.

1. Вода легко рухлива, тому тепло передається одночасно за рахунок молекулярної й турбулентної теплопровідності, а в ґрунті тільки за рахунок молекулярної.

2. Радіація глибше проникає у воду, ніж у ґрунт.

3. Теплоємність води значно більше, ніж ґрунтів, тому нагріти її складніше.

4. Добові коливання температури у водоймах простираються на глибину до 10 м, а в ґрунті – до 1 м.

5. Річні коливання температури поширюються у воді на сотні метрів, а в ґрунті на 10...20 м.

6. Поверхня води нагрівається менше, ніж поверхня ґрунту.

7. Через постійну конвекцію й перемішування поверхневих і глибинних шарів, вода при тепловіддачі остигає повільніше, ніж поверхня ґрунту.

8. Добові й річні коливання температури поверхні води менші, ніж у ґрунті.

9. Водні басейни значно сильніше акумулюють тепло при його надходженні, чим ґрунт.

Перераховані особливості і відмінності є визначальними у формуванні клімату на континентах і мікроклімату в регіонах.

## 6.6. Добовий хід температури на поверхні ґрунту

Температуру поверхні ґрунту визначити звичайним рідинним термометром складно, тому частіше використовують електротермометри. Виявлено, що температура земної поверхні має яскраво виражений добовий хід. Добова амплітуда температури (різниця між максимальною й мінімальною) становить у помірних широтах у середньому 5...10°C взимку й 10...20°C влітку. Річна амплітуда залежить від широти місцевості, наприклад, на широті 50° становить близько 25°C. Найнижчі температури ґрунту сягають значень від +50...60°C – у пустелях до -90°C – в арктичних широтах.

Ґрунтовий покрив істотно впливає на температуру поверхні ґрунту. Так, рослинний покрив уночі зменшує радіаційне охолодження ґрунту (охолоджується переважно поверхня рослин). Удень рослинність перешкоджає радіаційному нагріванню ґрунту. Таким чином, добова амплітуда температури ґрунту при наявності рослинного покриву зменшується, а середня добова температура нижче на 5...7°C, чим на оголеній поверхні, тобто рослинність приводить до певного охолодження ґрунту. Сніжний покрив навпаки перешкоджає втраті тепла ґрунтом, оскільки радіаційне випромінювання відбувається з поверхні снігу, тому засніжений ґрунт тепліше, ніж оголений. Так, під шаром снігу 40...50 см ґрунт тепліше на 6...7°C, чим оголений. Зимове промерзання під снігом досягає 40 см, а без снігу – до 100 см.

Таким чином, рослинний покрив улітку знижує температуру на поверхні ґрунту, а сніжний покрив узимку підвищує, при цьому річна амплітуда температур поверхні ґрунту зменшується приблизно на 10°C, що пом'якшує клімат.

## 6.7. Поширення тепла вглиб ґрунту

Тепло в ґрунті поширюється за рахунок молекулярної теплопровідності.

При цьому загальний потік тепла  $Q$  на будь-якій глибині  $z$  пропорційний градієнту температури і визначається як:

$$Q = -\lambda \frac{\delta T}{\delta z}, \quad (6.5)$$

де  $\lambda$  – коефіцієнт теплопровідності, Вт/м<sup>2</sup> градус (характеризує провідність тепла речовиною ґрунту).

Згідно з (6,5) потік тепла спрямований углиб ґрунту має негативний градієнт температури. Провідність тепла ґрунтом  $\lambda$  збільшується із ростом його щільності й вологості. Коефіцієнт теплопровідності твердих речовин на два порядки вище теплопровідності повітря, оскільки повітря хороший ізолятор тепла. Тому пухкий ґрунт (пориста поверхня) погано проводить тепло (до речі, двошарові скляні вікна з повітряним прошарком – також). При зволоженні ґрунту повітря заміщається водою й провідність тепла зростає, оскільки

коефіцієнт теплопровідності води приблизно в 20 разів вище, ніж у повітря. В результаті, ґрунт прогнівається сильніше.

Приплив тепла до ґрунту викликає зміну його температури в часі й з глибиною. Для однорідного ґрунту справедливе рівняння Фур'є:

$$\frac{\partial T}{\partial t} = k \frac{\partial^2 T}{\partial z^2}, \quad (6.6)$$

де  $k = \frac{\lambda}{c \cdot \rho}$  – коефіцієнт теплопровідності ґрунту, м<sup>2</sup>/с (таку ж розмірність має й коефіцієнт турбулентної дифузії).

Із рівняння (6.6) випливають закони Фур'є для ґрунту:

1. Період коливань температури ґрунту не міняється із глибиною.
2. Амплітуда її коливань убуває із глибиною за спільною експонентою.

Добовий хід температури в ґрунті може бути обчислений шляхом розв'язання рівняння Фур'є при певних початкових умовах і має типовий вигляд, представлений фрагментарно на рис. 6.1.

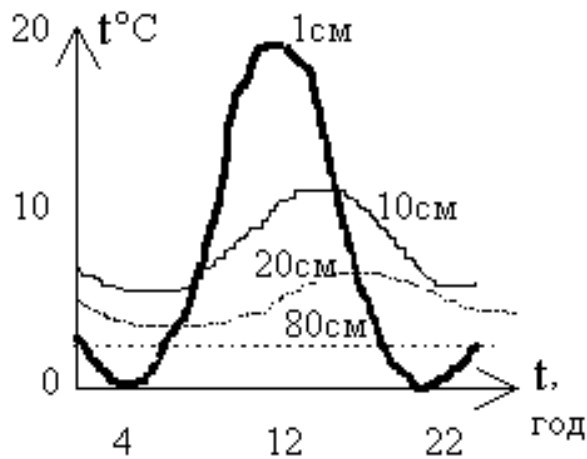


Рис. 6.1. Добовий хід температури повітря в земній поверхні

Рівняння теплопровідності годиться й для атмосфери. Причому добовий хід температури повітря поблизу земної поверхні залежить від температури ґрунту й запізнюється від її добового ходу, оскільки атмосферне повітря нагрівається від нагрітої сонцем поверхні ґрунту (рис. 6.2).

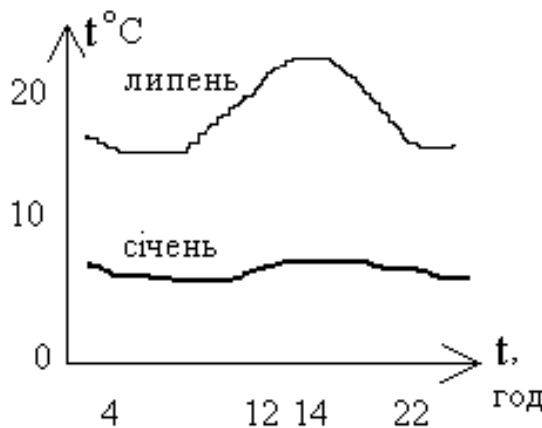


Рис. 6.2. Амплітуда добової температури

Амплітуда добової температури атмосфери в помірних широтах до зими знижується. Змінюється вона й з висотою. Передача ж тепла в атмосфері відбувається за рахунок турбулентної теплопровідності, зокрема під час конвекції, тому добові коливання температури в повітрі значно вищі, ніж в океані.

На висоті 300 м амплітуда температури становить 40...55% від поверхневої, а її максимум – запізнюється на 1,5...2 години по відношенню до максимуму температури ґрунту. На висоті 1000 м амплітуда добової температури становить 1...2°C, а її денний максимум наближений до вечора.

У горах вплив поверхонь, що підстилають, на температуру повітря більший, ніж у вільній атмосфері, тому на висоті 3000 м, її амплітуда становить вже 3...4°C, а на великих гірських плато досягає 15°C за рахунок підвищеного радіаційного нагрівання-охолодження ґрунту.

У нетропічних широтах часті неперіодичні зміни температури повітря (падіння на 10...20°C за 0,5...1 год.), які пов'язані з адвекцією повітряних мас різної температури з інших районів. Адвекція пов'язана із циклонічними рухами атмосфери й часто призводить до заморозків.

Заморозки – це зниження температури до нуля й нижче в той час, коли середньодобові температури повітря вже вище нуля. Заморозки частіше спостерігаються в придонному шарі повітря (на поверхні ґрунту) в результаті одночасної дії добової і неперіодичної ходи температури. Основні причини – адвекція холодного повітря та підвищене випромінювання з поверхні землі в космос при безхмарному небі вночі. Чим вище добова амплітуда, тим вище ймовірність заморозків через високе нічне вихолоджування. Отже вони бувають у ясні й тихі ночі, коли ефективно випромінювання ґрунту  $B_e = B_s - B_a$  – суттєво підвищене, а турбулентність мала. Така погода характерна для області високого атмосферного тиску.

Таким чином, при заморозках спостерігається приземна інверсія температури (близько землі нижче, ніж на висоті). Засобом захисту від заморозків є дим, або штучний туман, який можна утворити розбризкуванням води. При цьому зменшується випромінювання земної поверхні й зростає турбулентність в прилеглих земної поверхні шарах повітря.

Річна амплітуда температур (РАТ) повітря (рис. 6.3), тобто різниця середньомісячних температур самого теплого й самого холодного місяця, обумовлена зміною припливу тепла на всіх широтах у різну пору року.

Річна амплітуда зростає з географічною широтою й залежить від циркуляції атмосфери. Так, на екваторі приплив радіації змінюється мало, тому мало змінюється й амплітуда температури. Над океаном широтні зміни теж невеликі й становлять 5...6°C. Великі за площею озера або водосховища теж знижують РАТ, а значить зм'якшують клімат. З висотою РАТ убиває в середньому на 2°C на кожні 1000 м висоти, що добре помітно у горах.

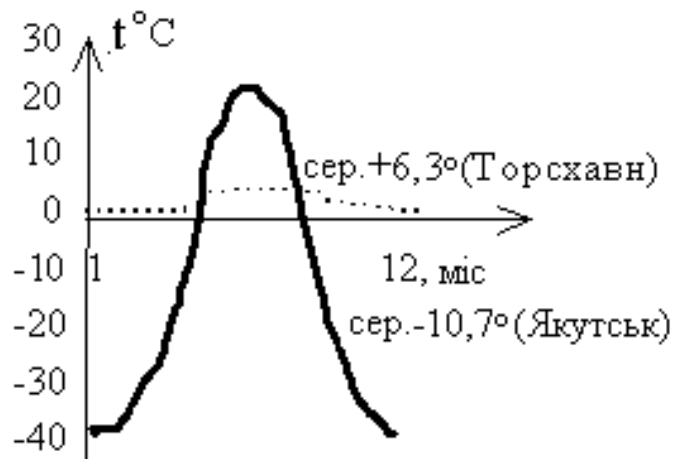


Рис. 6.3. Ілюстрація річної амплітуди температур (РАТ)

### 6.8. Континентальність клімату

Континентальність клімату пов'язана з впливом океану на річні коливання температури і визначається саме річною амплітудою температур – РАТ. Клімат над морем з малою РАТ називають морським, а над сушею з великою РАТ – континентальним.

Морський клімат впливає й на прибережні райони суші, де велика повторюваність мокрих повітряних мас. Так, у Європі переважає добре виражений морський клімат через вплив Атлантики. На її крайньому заході РАТ становить кілька градусів (у Торсхавні – 8°). З заглибленням у материк, РАТ зростає, росте й континентальність клімату. У східному Сибіру середнє значення РАТ сягає 50°C (у Якутську –62°C) і знижується тільки на далекому сході. При цьому підвищення континентальності клімату означає підвищення зимових температур.

Додаймо, що РАТ залежить і від широти місцевості. Тому для урахування широти запропоновані індекси або показники континентальності клімату.

Показник Горчинського:

$$k = C \frac{A - 12 \sin \varphi}{\sin \varphi},$$

де  $A$  – РАТ;  $12 \sin \varphi$  – по суті середня РАТ на широтах від 30° до 60°, що відповідає середньому океанічному клімату.

Якщо середню континентальність над океаном прийняти за 0, а у Верхоянську (в Якутії) за 100, тоді визначиться коефіцієнт  $C$ , формула прийме емпіричний вигляд:

$$k(1 - 100) = \frac{1,7A}{\sin \varphi} - 20,4 \quad (6.7)$$

Завдання. Визначити континентальність м. Дніпро по Горчинському.

Рішення. Приймаючи  $A = 28^\circ\text{C}$ , а  $\varphi = 48^\circ$ , одержимо:

$$k(1 - 100) = \frac{1,7 \times 28}{\sin 48} - 20,4 = 43,6$$

, отже клімат у Дніпрі майже наполовину визначається океаном.

Індекс Хромова:

$$k_x = \frac{A - A_m}{A} = \frac{A - 5,4 \sin \varphi}{A} \quad (6.8)$$

У цій моделі використана чисто океанічна РАТ, що дорівнює  $A_m = 5,4 \sin \varphi$ , за умов відсутності суші. Отже, індекс Хромова показує частку РАТ, обумовлену наявністю суші на земній кулі. Цей індекс для трьох океанів становить 0,1, а для західної Європи 0,5...0,7. Для України – близько 0,9. Це вказує на сильний вплив суші на клімат. Навіть морський клімат у Європі і той більше визначається сушею.

## **6.9. Зміна температури повітря залежно від висоти та будова атмосфери**

Температура повітря в атмосфері змінюється з висотою. Розподіл температури в атмосфері з висотою прийнято називати стратифікацією атмосфери (від лат. *stratum* – шар і *facio* – роблю).

За характером зміни температури з висотою, тобто за стратифікацією, її ділять на тропосферу, стратосферу й мезосферу, а далі – термосфера, що сильно розріджена (рис. 6.4).

Для тропосфери характерний спад температури з висотою, величина якого складає:  $-0,65^\circ\text{C}/\text{гм}$  ( $1\text{гм} = 100\text{ м}$ ); для стратосфери переважно зростання до величини  $+0,28^\circ\text{C}/\text{гм}$ , а для мезопаузи знову падіння –  $-0,35^\circ\text{C}/\text{гм}$ . Висота тропосфери коливається від 16...18 км на екваторі до 8...10 км – на полюсах. Її звичайно ділять на нижню (прикордонний шар від 1 до 1,5 км), середню (6...8 км) і верхню (вище 6...8 км), тобто до тропопаузи. Примітно, що забруднювачі, які потрапляють в атмосферу як домішки, поширюються переважно до 3 км тобто в – нижній і частково в середній тропосфері, .

При конвекції висхідне повітря адіабатично охолоджується на  $1^\circ\text{C}/\text{гм}$ , поки не стане насиченим, а після насичення – на  $0,3...0,4^\circ\text{C}/\text{гм}$ . Повітря, що опускається, навпаки нагрівається на  $1^\circ\text{C}/\text{гм}$ , а якщо в ньому є волога або краплі, то й менше  $1^\circ\text{C}/\text{гм}$ .

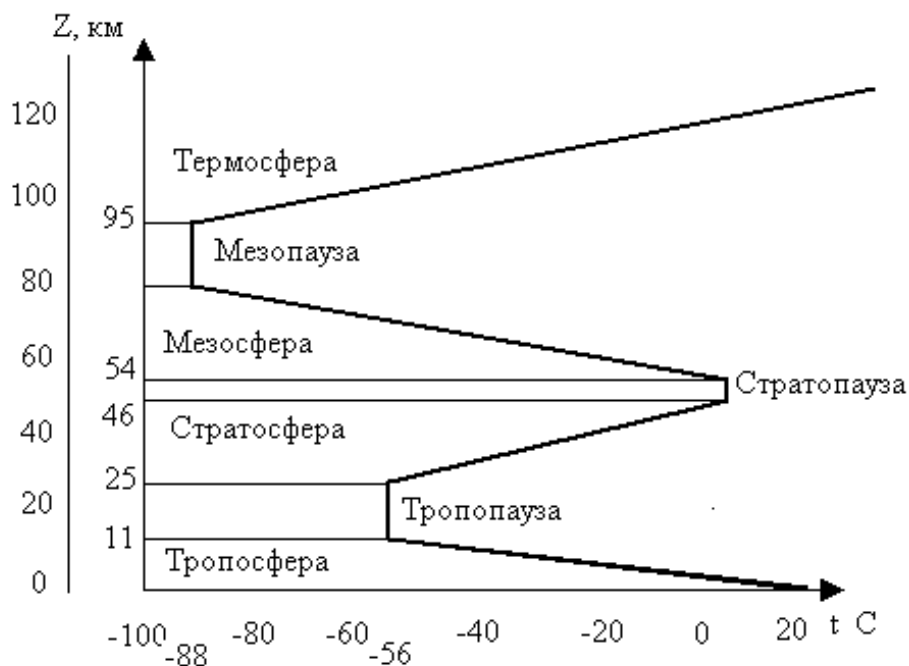


Рис. 6.4. Будова атмосфери за температурною стратифікацією

У процесі перемішування повітря в тропосфері встановлюється температурний градієнт середній між сухоадіабатичним і вологоадіабатичним процесом, тобто  $\approx -0,65^\circ\text{C}/\text{гм}$ . Отже, оцінна температура на висоті 10 гм (1000 м) буде на  $6,5^\circ\text{C}$  нижчою, ніж поблизу земної поверхні, а на 20 гм (2000 м) – вже на  $13^\circ\text{C}$  і так різниця зростатиме до тропопаузи.

В стратосфері водяної пари практично немає, тому в ній спостерігається ріст температури з висотою за рахунок сонячної радіації, що поглинається молекулами повітря.

### 6.10. Конвекція

Конвекція має турбулентний характер, тобто – це хаотичне перемішування повітря завдяки різниці температур, а тому й різній його густини. Проте, при вертикальних градієнтах температури в тропосфері, близьких до адіабатичних, конвекція перетворюється в потужні вертикальні потоки повітря зі швидкостями  $10\dots 20$  м/с і з великим ядром турбулентності (характерним розміром турбулентних вихрів). В результаті, конвекція обумовлює вертикальне перенесення екологічно небезпечних домішок в атмосфері.

Розглянемо процес конвекції. Будемо вважати, що в процесі конвекції деяка кількість повітря адіабатично піднімається або опускається (не змішуючись) внаслідок різниці температур між цим і навколишнім повітрям.

Одержимо рівняння прискорення цього повітря, користуючись схемою дії сил на частку повітря з густиною  $\rho_1$ , що знаходиться в оточуючому повітрі густиною  $\rho_0$  (рис. 6.5).

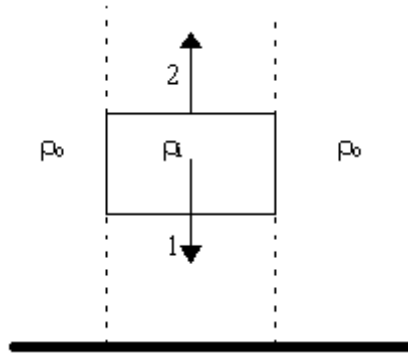


Рис. 6.5. Схема впливу сил на частку повітря

Ця частка прискорюється під дією різниці 2-х сил, що діють на одиницю маси: 1 – градієнт сили тяжіння,  $g$ ; 2 – сила вертикального баричного градієнту:

$-\frac{1}{\rho_i} \frac{dp}{dz}$ . Тоді відповідно до закону Ньютона прискорення частки складе:

$$\frac{d^2 z}{dt^2} = -g - \frac{1}{\rho_i} \frac{dp}{dz} \quad (6.9)$$

З іншого боку навколишнє повітря перебуває в рівновазі і для нього виконується умова

$$g - \frac{1}{\rho_i} \frac{dp}{dz} = 0, \text{ звідки } \frac{dp}{dz} = -g\rho_i$$

Останній вираз підтверджує залежність прискорення конвекції завдяки різниці густин елементу повітря –  $\rho_i$  та його оточуючого –  $\rho_0$ . Оскільки густину повітря не вимірюють, то, виразивши відповідні густини, згідно з рівнянням стану атмосфери:  $\rho = p / R_d T$  (2.7), для певного тиску  $p$  через їхні температури, одержимо:

$$\frac{d^2 z}{dt^2} = g \frac{T_i - T_o}{T_o} \quad (6.10)$$

Таким чином, прискорення конвекції визначається відносною різницею температур  $(T_i - T_o)/T_o$  повітря, які можна визначити за допомогою термометрів.

**Завдання.** Визначити вертикальне прискорення конвекції, якщо різниця температур складала  $1^\circ\text{C}$  (1К) при температурі навколишнього повітря  $0^\circ\text{C}$ .

**Рішення.** Згідно з (6.10):  $\frac{d^2 z}{dt^2} = g \frac{T_i - T_o}{T_o} = 9,8 \frac{1}{273} = 0,03 \text{ м/с}^2$ .

## 6.11. Стратифікація атмосфери і вертикальна рівновага сухого повітря

Стратифікація атмосфери, тобто розподіл або хід температури з висотою є умовою розвитку конвекції.

Для розвитку конвекції потрібно, щоб різниця  $T_i - T_o$  в міру підйому повітря зберігалася або хоча б не падала, а краще, щоб зростала. Для сухого повітря

вертикальний градієнт  $\frac{dT_0}{dz}$  повинен дорівнювати сухоадіабатичному градієнту повітря, що рухається, тобто  $\frac{dT_i}{dz} = \gamma = 1^\circ/\text{ГМ}$  (умова байдужої стратифікації).

При цьому конвекція в ньому збережеться, але не буде підсилюватися з висотою.

Якщо ж  $\frac{dT_0}{dz} < \gamma$ , то конвекція падає, незважаючи на наявність різниці температур. У цьому випадку говорять, що атмосфера має стійку стратифікацію.

При  $\frac{dT_0}{dz} > \gamma$  (зверхадіабатичний градієнт) конвекція з висотою зростає й у цьому випадку атмосфера має нестійку стратифікацію. Отже, конвекція розвивається тільки при нестійкій стратифікації й тим сильніше, чим вище вертикальні градієнти. Типові зміни атмосферної стратифікації в добовому ході наведені на рис. 6.6.

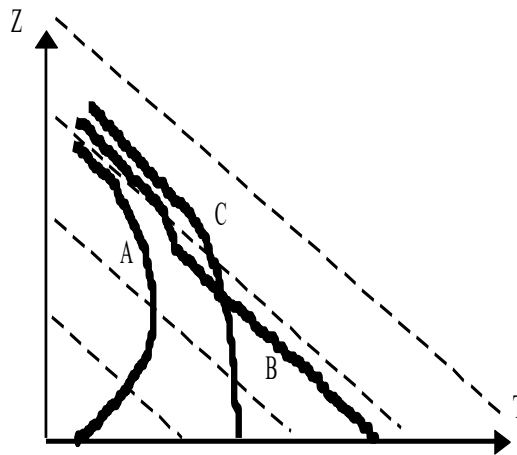


Рис. 6.6. Денний хід стратифікації атмосфери ( $Z=f(T)$ ): А – на сході сонця. В – близько полудня. С – увечері.

В умовах сильно змінного добового ходу температури ґрунту вдень, нижні шари повітря сильно прогріваються від ґрунту, тому зростають вертикальні градієнти температури. У приземному шарі вони можуть бути на кілька порядків вище сухоадіабатичних і падають, наближаючись до них тільки на висоті 1...2 км.

Стратифікація атмосфери стає нестійкою й виникає конвекція, особливо велика близько полудня й у перші години після нього. Тому хмари, опади й

грози, що пов'язані з конвекцією, мають максимальний розвиток саме після полудня. До вечора стратифікація стає стійкішою, а вночі з охолодженням ґрунту вона стає настільки стійкою, що розвиваються приземні інверсії (температура поблизу землі нижче, ніж у вищих шарах атмосфери), конвекція затихає. Над морем через малий добовий хід температури конвекція зростає вночі.

Таким чином, стратифікація атмосфери по відношенню до сухого, вологогоненасиченого і насиченого повітря буває: стійкою; нестійкою та байдужою. Причому при стійкій стратифікації вертикальні градієнти – менше адіабатичного (інверсія), при нестійкій – більше адіабатичного (конверсія), при байдужій – дорівнюють адіабатичному (ізотермія).

Зазначені три класи стратифікації атмосфери визначають характерні вертикальні рухи повітря, а разом з ними й переміщення домішок у вигляді водяної пари, крапель або кришталіків льоду (компоненти хмар) чи забруднювачів, що потрапили в повітря, впливаючи на їхні концентрації в приземному шарі атмосфери. Зокрема, при стійкій стратифікації під час інверсій спостерігаються високі приземні концентрації забруднювачів, при нестійкій – суттєво менші.

Для отримання достовірного прогнозу концентрацій забруднювачів повітря в приземній атмосфері розрахункова модель повинна враховувати різні параметри атмосфери, що впливають на перенесення домішок в повітрі. Серед них розглянута вище температурна стратифікація атмосфери, від якої залежить швидкість вертикального турбулентного обміну домішок в ній.

Крім неї, впливовими чинниками виступають: швидкість і напрям вітру, ступінь взаємодії домішки з підстилаючою поверхнею, фізико-хімічна трансформація забруднювачів в атмосфері, густина їх речовини та ін., що в сукупності визначають перенос домішок в атмосфері.

Важливо, що зі стратифікацією атмосфери пов'язаний турбулентний обмін, який визначається коефіцієнтами вертикальної турбулентної дифузії ( $K_z$ ). Значення показника  $K_z$  залежать від вертикальних градієнтів температури, рельєфу місцевості, швидкості вітру і змінюється з висотою, причому на рівні земної поверхні варіюються в діапазоні від 0,005 м<sup>2</sup>/с до 0,3 м<sup>2</sup>/с, що відповідає граничним станам стійкості атмосфери (від вкрай стійкої до сильно нестійкої).

Саме з урахуванням вертикальної турбулентної дифузії Паскуїллом, на відміну від розглянутої вище трьохступінчастої класифікації, була запропонована семиступінчаста диференціація класів стійкості атмосфери, залежно від певних значень вертикальних градієнтів температури, та відповідних явищ, що характеризують рухи атмосфери (табл.6.1).

На практиці визначення стійкості атмосфери проводиться за даними:

- швидкості флуктуацій горизонтального напрямку вітру;
- висотних градієнтів температури та/або швидкості вітру.

Такі спостереження організовуються на спеціальних теплобалансних станціях, де поряд зі стандартними метеорологічними параметрами визначають зміни температури і атмосферного тиску з висотою за допомогою аеростатів або високих веж.

Таблиця 6.1 – Класи стійкості атмосфери з відповідними метеорологічними характеристиками та показниками

Клас	Ступінь стійкості	Явище в атмосфері	Типова швидкість вітру, м/с	Опис погоди	Вертикальний градієнт температури, К/гм
A	Сильно нестійка	Конвекція (сильна)	1	Безхмарно (дуже сонячна літня погода)	>>>1
B	Середньо нестійка	Конвекція (середня)	2	Сонячно і тепло	>> 1
C	Помірно нестійка	Конвекція (помірна)	5	Перемінна хмарність	> 1
D	Нейтральна (байдужа)	Ізотермія	5	Хмарний день або ніч	Близько 1
E	Помірно стійка	Інверсія (помірна)	3	Перемінна хмарність вночі	<1
F	Середньо стійка	Інверсія (середня)	2	Ясна ніч	Негативний
G	Сильно стійка	Інверсія (сильна)	Штиль	Ясна холодна ніч зі слабким вітром	Негативний

Оцінка класу стійкості атмосфери може також визначатися теоретично за методами Паскуїлла, Тернера і Моніна-Обухова. Остання методика вимагає додаткової інформації про середні висотні нерівності поверхні і ступеню тертя повітря об поверхню. Методика Тернера враховує сніговий покрив і характеристики поглинання-відбиття сонячного світла для різних поверхонь. Найбільш оперативною є методика Паскуїлла, що визначає клас стійкості атмосфери виходячи зі швидкості вітру, загальної та нижньої хмарності вдень і вночі.

## 6.12. Стратифікація повітряних мас

Повітряні маси в метеорології ділять на теплі, холодні, а також окремо вирізняють місцеві повітряні маси .

Тепла повітряна маса рухається на більш холодну поверхню, що підстилає, і охолоджується знизу. У ній градієнти  $\frac{dT}{dz}$  становлять 0,2...0,4°/гм, що навіть менше вологоадіабатичного. У міру свого просування на холодну поверхню, повітряна маса стає стійкою до конвекції. Викликає мряку, дрібний сніг.

Холодна повітряна маса – це така, що рухається на більш теплу поверхню, що підстилає. У ній сильно нагріваються нижні шари. Градієнти  $\frac{dT}{dz}$

становлять 0,7...0,8°/гм і більше. Стратифікація в ній – нестійка, а тому посилена конвекція.

Місцеві повітряні маси формуються над сушею. В них узимку – стратифікація стійка, а влітку – нестійка. Спостерігаються інверсії температури,

$$\frac{dT}{dz}$$

тобто зворотний градієнт  $\frac{dT}{dz}$ . Інверсії температури над сушею або над льодом океану виникають в основному через нічне радіаційне охолодження поверхонь, що підстилають, призводячи до заморозків. Тепле повітря може також охолоджуватися поблизу землі при русі його над сніжним покривом, витрачаючи енергію на його танення.

Відомі також підняті інверсії (на висотах до 2-х км), що викликані адіабатичним нагріванням верхніх шарів повітря при осіданні повітряних мас в антициклонах і зв'язані вони з падінням відносної вологості повітря.

Крім того, розглядають фронтальні інверсії, що виникають на границях фронтів теплих і холодних повітряних мас, коли холодне повітря опиняється під теплим. Інверсії утрудняють повітрообмін і приводять до накопичення шкідливих домішок у приземному шарі.

### ***Питання для самоперевірки та обговорення \*:***

1. Наведіть фактори, які визначають тепловий режим атмосфери.
2. \*Проаналізуйте причини зміни температури атмосфери.
3. \*Проаналізуйте рівняння Пуассона для атмосферного повітря.
4. Складіть тепловий баланс земної поверхні.
5. Проаналізуйте закономірності поширення тепла в ґрунті.
6. Проаналізуйте рівняння молекулярної теплопровідності ґрунту.
7. Викладіть закони Фур'є для ґрунту.
8. Охарактеризуйте добовий хід температури ґрунту.
9. \*Проаналізуйте зв'язок температури ґрунту й повітря.
10. \*Проаналізуйте причини заморозків і методи боротьби з ними.
11. Поясніть вплив річної температури повітря на клімат.
12. Наведіть і проаналізуйте показники континентальності клімату.
13. Поясніть пошарову будову атмосфери за температурним фактором.
14. \*Проаналізуйте вертикальне прискорення повітря під час конвекції.
15. Проаналізуйте умови розвитку конвекції.
16. Охарактеризуйте стратифікацію атмосфери за температурними градієнтами.
17. Поясніть вплив турбулентної дифузії на вертикальні рухи атмосфери та її домішки.
18. \*Проаналізуйте класи стійкості атмосфери.
19. Охарактеризуйте стратифікацію повітряних мас.
20. Охарактеризуйте інверсію в атмосфері, умови її утворення та екологічну небезпеку.

## ТЕМА 7. ВОДА В АТМОСФЕРІ

Вода є джерелом життя на Землі, яке, розвинулось в океані під дією сонячної радіації через круговий обіг азоту, кисню і вуглецю в воді і атмосферному повітрі. Присутність водяної пари в атмосфері головним чином обумовлює парниковий ефект, потрібний для утримання тепла і забезпечення потрібної для біоти і людей середньої температури на Землі. Разом з тим, через надмірні опади, що виникають під впливом певних метеорологічних і кліматичних чинників, вода спричиняє глобальні зміни на суші, призводить до затоплення територій. Перезволоження ґрунту та втрата ним стійкості призводить до локальних екологічно небезпечних трансформацій, зокрема, зсувів ґрунту, селів, пливунів та ін.

### 7.1. Вологообіг

Земне повітря завжди містить водяну пару. Пара надходить унаслідок випаровування з поверхні водойм і ґрунтів (фізичний випар) та внаслідок транспірації рослинами. У переважно холодному повітрі водяна пара стає насичуючою, тобто її вміст у повітрі при даній температурі стає гранично можливим. При подальшому зниженні температури відбувається конденсація згущеної водяної пари у крапельки води або кристали льоду (сублімація) з утворенням хмар, туманів. Із хмар іде дощ або сніг. Відбувається обертання вологи в атмосфері.

### 7.2. Фізика процесу випаровування і насичення

Випар – це відрив молекул з поверхні води, їх перехід в повітря і поширення шляхом молекулярної дифузії або з вітром чи шляхом турбулентної дифузії. Паралельно йде процес повернення молекул на воду. Рухлива рівновага відповідає насиченню повітря паром, тобто повітря стає насиченим.

Насичення для льоду. Крапельки води в атмосфері часто перебувають в переохолодженому стані з негативною температурою до  $-10^{\circ}\text{C}$  і тільки при більш низьких температурах починається замерзання, тому в хмарах є пара, вода й лід. Розходження випаровування між водою й льодом обумовлені більшим зчепленням молекул льоду. Тому стан рухливої рівноваги над поверхнею льоду настає при меншому вмісті водяної пари, ніж над поверхнею води, що важливо для утворення опадів.

Насичення для крапельок. Для опуклих поверхонь, зокрема крапель, тиск насичення більше, ніж для плоскої води (більші сили зчеплення). Наприклад: для крапель із радіусом 10 мкм для насичення потрібен втричі більший тиск водяної пари, що насичує, чим для плоскої води. Це значить, що в повітрі, яке насичене відносно плоскої води, такі дрібні краплі існувати не можуть (вони швидко випаровуватимуться, оскільки для них повітря ще не насичене). Це явище обумовлює процеси конденсації в хмарах.

При наявності солі у воді (морська вода) тиск насичення приблизно на 2% нижче, ніж для прісної. Теж саме і для солоних крапельок. Краплі хмар містять ці солі, як ядра конденсації. Тому солоні краплі можуть існувати при відносній вологості  $f < 100\%$ , визначеної для плоскої води.

### 7.3. Швидкість випаровування

Швидкість випаровування  $V$  визначається у міліметрах шару води, що випаровується в одиницю часу:

$$V = k \frac{E' - e}{p} f(v), \quad (7.1)$$

де  $E'$  – тиск насичення при температурі поверхні, що випаровує;  $e$  – фактичний парціальний тиск водяної пари в повітрі при атмосферному тиску  $p$ ;  $f(v)$  – функція швидкості вітру  $v$ .

Чим менше різниця  $E' - e$ , тим повільніше випар. Якщо поверхня, яка випаровує, тепліше повітря, то  $E'$  більше, ніж парціальний тиск насичення  $E$  при температурі повітря, тобто  $E' > E = e$ . Тому випар триває, коли повітря вже насичене. Виміряти величину  $V$  складно, тому в кліматології, про швидкість випаровування  $V$  судять за рівнями опадів і стоків.

Випар і випаровуваність. Для клімату певної місцевості важливий фактичний випар та можливий випар або випаровуваність, тобто максимально можливий випар, не обмежений запасами води. Випаровуваність характеризує наскільки погода або клімат місцевості сприяє процесу випаровування. Наприклад, у Середній Азії, де спекотно і є вода, випаровуваність велика. У пустелі води мало, отже випаровуватися майже нема чому (випаровуваність низька). У полярних областях за умов низьких температур тиск насичення  $E'$  – малий, а фактичний парціальний тиск водяної пари  $e \approx E'$ , тому різниця  $(E' - e)$  – теж мала, і мала випаровуваність.

### 7.4. Мінливість вологовмісту в атмосфері

Абсолютний вміст водяної пари в повітрі характеризують її парціальним тиском, абсолютною або питомою вологістю. Знаючи парціальний тиск водяної пари й температуру, можна визначити дві інші величини.

Парціальний тиск водяної пари  $e$  не можна виміряти безпосередньо, тому спочатку визначають відносну вологість повітря, а потім обчислюють  $e$ .

Існують наступні методи виміру вологості повітря: психрометричний (за показниками сухого й змоченого термометрів), ваговий й конденсаційний (за температурною “точкою роси”).

За даними вимірів й обчислень визначають характер ходу вологості в часі. Амплітуда добового ходу тиску водяної пари (вологовмісту) у середніх широтах мала й становить навесні й влітку – 2...3 гПа, а взимку й восени – 1...2 гПа. Над морем й у прибережній зоні спостерігається простий добовий хід

вологовмісту, паралельний добовому ходу температури повітря. Вологовміст зростає вдень, коли температура висока. Причина подвійного ходу вологовмісту – це конвекція над сушею в денні години, що швидко несе вологу вгору.

Річний хід вологовмісту слідує практично паралельно річному ходу температури й залежить від її амплітуди. У липні – *max*, у січні – *min*. Річний хід відносної вологості  $f$  залежить від добового ходу фактичного тиску водяної пари  $e$  та добового ходу тиску насичення  $E$ , що пов'язаний з температурою, тому з огляду на  $e \approx const$ , маємо зворотний хід  $f$  стосовно температури.

Транспірація вологи рослинами підвищує вологовміст нижніх шарів атмосфери (тим вище, чим густіше трава й дерева), особливо в денні години. У середині крон дерев тиск водяної пари  $e$  в ясні літні дні на 2...4 гПа вище, ніж на відкритому місці. У середині польових культур – на 6...11 гПа. Увечері й уночі рослинність впливає на вологовміст менше. Відносна вологість у лісі теж більше, особливо влітку. У середині крон дерев  $f$  на 15...20% більше, ніж на відкритому місці. У полі  $f$  на 15...20% більше, ніж над паром (оранкою).

З висотою парціальний тиск водяної пари падає швидше, ніж загальний тиск і загальна густина повітря (це тому, що утворившись унизу пара піднімається нагору й поступово конденсується). Половина всієї водяної пари перебуває в атмосфері не вище 1,5 км. У тропосфері її – 99% (існують емпіричні формули для зміни тиску водяної пари з висотою). Відносна вологість міняється з висотою менш закономірно, але теж убуває.

Знаючи розподіл вологості по висоті можна підрахувати, скільки пари перебуває в атмосферному стовпі одиничної площі. Ця величина характеризує запас води в атмосфері. У середньому на один квадратний метр поверхні доводиться 28,5 кг водяної пари, а маса всього атмосферного повітряного стовпа із площею основи 1 м<sup>2</sup> – близько 10 т, таким чином різниця в масах пари й повітря перевищує 300 разів.

## 7.5. Конденсація й сублімація в атмосфері

Конденсація – це перехід води з газоподібного в рідкий стан з утворенням дрібних крапельок розміром порядку декількох мкм. Краплі зливаються у великі. До них додається вода від танення кристалів льоду. Починається конденсація при температурі, що відповідає точці роси ( $t^{\circ}\text{C}$  роси), тобто коли пара стає такою, що насичує. При подальшому зниженні температури «зайва» пара переходить у воду, утворюючи зародки, на яких ростуть краплі. Якщо точка роси нижче нуля (причина – переохолодження), то спочатку ростуть переохоложені краплі, а потім кристали льоду.

Утворюються краплі на центрах – ядрах конденсації. Якщо немає ядра, то крапля нестійка (молекули води швидко розлітаються в повітрі). Ядро, внаслідок гігроскопічності, утримує молекули води разом. Отже, якби не було ядер конденсації в атмосфері, то конденсація не наступала б навіть при великому перенасиченні, але ядра є завжди.

Ядра – це часточки розчинних гігроскопічних солей, переважно морської солі, що завжди є присутніми у воді опадів. Вони попадають в атмосферу при хвилюванні моря з пінних пухирців солоної морської вод, що лопаються. Розрив пухирця діаметром 6 мм дає до 1000 крапельок-ядер. При швидкості вітру 15 м/с з одного сантиметра квадратного поверхні моря за секунду в повітря попадає кілька десятків ядер масою  $10^{-15}$  г. Сольові гігроскопічні ядра надходять в повітря й із ґрунту. Розміри ядер становлять частки мкм, рідко 1 мкм. Власне кажучи, ядра являють собою дрібні крапельки насиченого соляного розчину. Через їх малість вони плывуть за лініями струму повітря, збільшуючись у розмірах з ростом відносної вологості, а при 100% вони перетворюються в хмари й тумани.

Процеси конденсації відбуваються і на гігроскопічних твердих та рідких частинках (продукти згоряння, органічного розпаду: азотна кислота, сірчана, сульфат амонію, що викидаються в атмосферу в результаті антропогенної діяльності). У містах, де багато таких ядер тумани за містом частіше. Тверді частинки, що змочуються, теж можуть бути ядрами.

Число ядер в  $1 \text{ см}^3$  над океаном порядку 1000, над сушею від десятка до сотень тисяч і до мільйона в містах. З висотою число ядер убуває. На висоті 3...4 км їх на 2...3 порядки менше. Хмари виникають тільки на великих ядрах при концентрації близької до  $n = 100 \text{ шт/см}^3$ .

Сублімація – це утворення кристалів льоду безпосередньо з водяної пари, а потім і твердих опадів, які найчастіше мають виражену кристалічну будову. Кристали виникають і на охолоджених поверхнях (іній, паморозь). Основою розвитку крижаних кристалів теж служать ядра конденсації з переохолодженою водою, що при низьких температурах замерзає зі швидким збільшенням кристалів до десятків мкм.

## 7.6. Хмари

Скупчення сконденсованих крапельок і кристалів в атмосфері називаються хмарами. Розміри хмарного аерозолю малі, отже швидкість їхнього витання, тобто падіння в атмосферному повітрі, теж мала (мм у секунду), тому вони не випадають, а плывуть за струмами повітря. В результаті, хмари переносяться повітряними потоками. Якщо відносна вологість навколишнього середовища убуває, то хмари тануть. Тумани – це по суті хмари поблизу землі.

Хмари постійно утворюються й зникають. Так, купчасті хмари іноді живуть 10...15 хвилин, тобто виниклі краплі знову випаровуються. Отже, хмара – це постійний процес конденсації й випаровування, тобто видима в цей момент частина загальної води в цьому процесі. Характерний тому приклад – хмари на вершинах гір. Коли повітря перетікає через гору, воно адіабатично охолоджується з утворенням хмар, які виглядають начебто прив'язаними до хребта. У самій хмарі йде постійний процес падіння крапель від верхньої границі й їх випар на нижній, тому хмара здається нерухомою.

Найбільш важлива характеристика хмари – водність – це вміст води в хмарі. Оскільки краплі й кристали малі, то води в хмарі відносно мало – 0,5...5 г/м<sup>3</sup>. У кристалічних хмарах води значно менше – соті частки г/м<sup>3</sup>, тому, що на великій висоті, взагалі мало вологи, а до того ж не вся водяна пара, що наявна у повітрі, конденсується.

Існує міжнародна класифікація хмар (з XIX століття) за якою виділяють 10 родів хмар, які мають словесні описи й атласи та подані нижче у вигляді послідовності в міру збування висоти їх розташування над поверхнею землі.

1. Пір'ясті – Cirrus (Ci).
2. Перисто-купчасті – Cirrocumulus (Ce).
3. Перисто-шаруваті – Cirrostratus (Cs).
4. Високо-купчасті – Altocumulus (Ac).
5. Високо-шаруваті – Altostratus (As).
6. Шарувато-дощові – Nimbostratus (Ns).
7. Шарувато-купчасті – Stratocumulus (Sc).
8. Шаруваті – Stratus (St).
9. Купчасті – Cumulus (Cu).
10. Купчасто-дощові – Cumulonimbus (Cb).

Хмари зазвичай розташовуються в трьох ярусах тропосфери (від рівня моря до границі тропосфери).

У хмарах часто спостерігаються світлові явища, що обумовлені розсіюванням і переломленням світла на краплях води й кристалах льоду.

Гало – світлові кола радіусом 22° й 46° кутових градусів навколо світил. Обумовлені переломленням світла кристалами льоду (рис. 7.1).



Рис. 7.1. Відносно рідкісне гало навколо Сонця, що спостерігалось у м. Дніпро 14 травня 2021 р. після 14-ї години (на фото сонячний диск екрановано ліхтарним стовпом)

Вінці (ореоли, злегка забарвлені) радіусом  $1...5^\circ$  навколо світил і точкових штучних світильників на стовпах – викликані дифракцією світла на крапельках.

Райдуга (веселка) – виникає на тлі хмар, з яких випадає дощ, що розташовані проти сонця й освітлені ним (рис. 7.2).

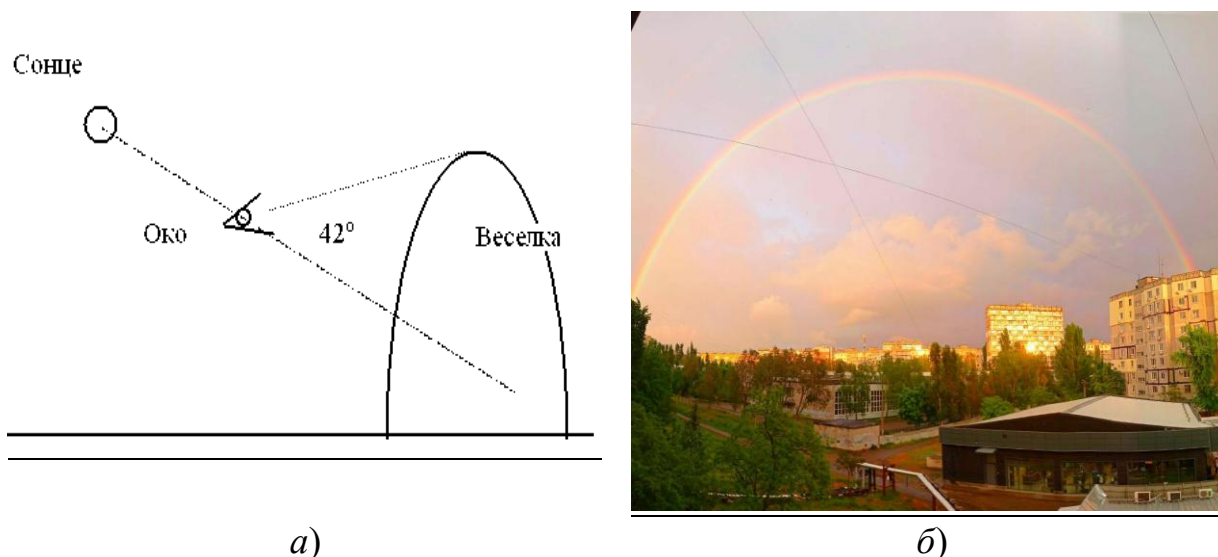


Рис. 7.2. Схема спостереження райдуги (веселки) та її вигляд:  
*a* – схема; *б* – світлина

Дуга веселки має радіус  $42^\circ$  (зовнішній червоний, усередині фіолетовий). Дуга веселки – частина окружності, центр якої лежить на прямій, що з'єднує центр сонячного диска з оком спостерігача (рис. 7.2.а). Коли спостерігач переміщається веселка теж рухається, отже кожний бачить «свою» веселку. При висоті сонця  $>42^\circ$  веселки не видно (повне коло можна іноді бачити з літака).

Розходження в структурі й виді хмар, наведених вище у класифікації, обумовлені їх походженням. Відповідно до генезису, розглядають хмари внутримасові, тобто такі, що утворюються процесами усередині повітряних мас та фронтальні, що виникають на границях фронтів.

Усередині повітряних мас хмароутворення пов'язане з конвенцією (рис. 7.3). Для розвитку хмар конвенції повітряна маса повинна мати нестійку стратифікацію, це значить, що вертикальні градієнти в ній до рівня конденсації повинні бути вище сухоадіабатичних або близькі до них, а над рівнем конденсації вище вологоадіабатичних.

Висота конденсації, тобто висота хмароутворення  $H$  в гектометрах ( $1 \text{ гм} = 100 \text{ м}$ ),  $\text{гм}$ ; визначається виразом:

$$H = 1,2 (t - t_p) , \quad (7.2)$$

де,  $t$  – температура повітря поблизу земної поверхні;  $t_p$  – температура, що відповідає точці роси для цього повітря.

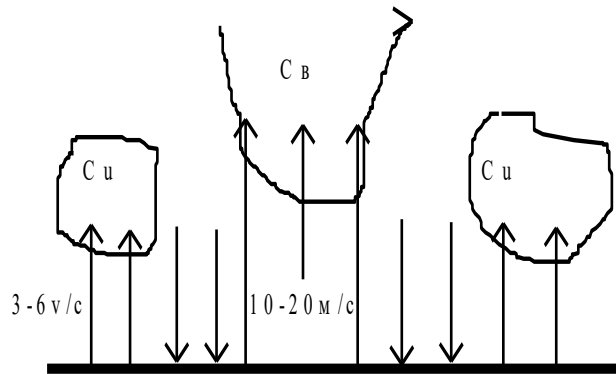


Рис. 7.3. Утворення хмар конвекції

**Завдання.** Визначити висоту утворення хмар, якщо температура вологого повітря поблизу земної поверхні склала  $27^{\circ}\text{C}$ , а точка роси (температура утворення крапель) для цього повітря –  $20^{\circ}\text{C}$ .

**Рішення.** Згідно з (7.2):

$$H = 1,2 (t - t_p) = 1,2 \times (27 - 20) = 8,4 \text{ км (840 м):}$$

Купчасто-дощові хмари завдяки конвенції сягають висоти 13 км, проникаючи в стратосферу. Навколо хмари конвекції виникають спадні потоки. У холодних масах, що рухаються над теплою поверхнею, хмари конвенції виникають і над сушею й над морем.

Характерним представником фронтальних хмар є хмари висхідного ковзання (рис. 7.4). Це величезні хмарні скупчення, витягнуті уздовж фронту на тисячі кілометрів і шириною до сотні.

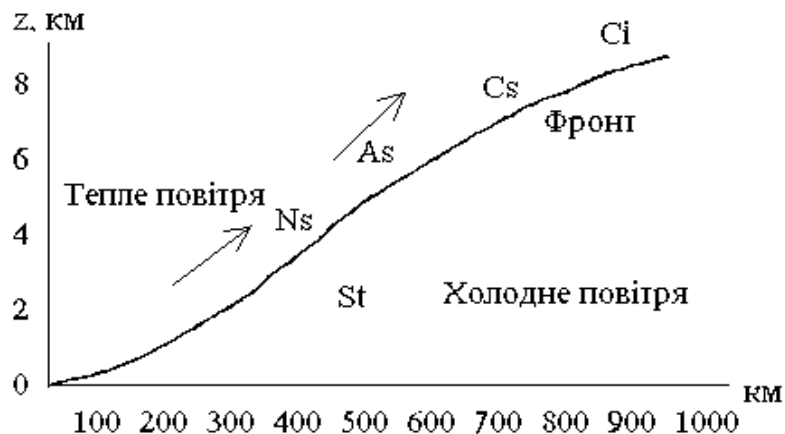


Рис. 7.4. Схема утворення фронтальних хмар

Фронт розділяє пологий клин холодного повітря й тепле, що знаходиться поруч і вище. Поверхня фронту – полого з малим кутом нахилу до земної поверхні. При русі фронту розвивається висхідний рух теплового повітря по холодному клину. Оскільки кут  $\varphi$  малий ( $\text{tg } \varphi < 0,01$ ), то перенос теплового повітря відбувається в основному по горизонталі, а по вертикалі – сантиметри в секунду. Повільне сходження теплового повітря по холодному клинові приводить

до адіабатичного охолодження потужних його шарів і до конденсації в них водяної пари. У результаті, виникає хмарна система в теплому повітрі над холодним клином.

У випадку руху теплового фронту (як на рис. 7.4) найбільш потужна частина – це шарувато-дошові хмари; далі утворюються менш потужні високошаруваті хмари. Опади з них до землі не долітають. Разом із фронтами рухаються й хмари. У випадку надходження холодного фронту утвориться аналогічна хмарна система, але більше вузька по ширині й зі зливами через більш бурхливий підйом теплового повітря. На фронтах можуть виникати й інші хмари.

Хмарність – це ступінь покриття небесного зводу хмарами. Повне закриття характеризується числом 10 (100%), а часткове меншими числами, наприклад 5,7 (57%). Визначається хмарність спостерігачем на око, але є й прилади з напівсферичним дзеркалом або фотокамера з об'єктивом типу «риб'яче око» з кутом огляду 180°. Знати хмарність важливо, оскільки хмарність знижує пряму сонячну радіацію, зменшує її приплив до землі. Хмарність також збільшує розсіювання радіації, зменшує ефективне випромінювання, міняє умови освітлення.

Добовий і річний хід хмарності сильно залежить від місцевості, тому не завжди можна знайти закономірність. Наприклад, у Відні середньорічний максимум хмарності доводиться на 8-му й 14-ту години, а мінімум на 12-ту й 22-у години. Повна амплітуда хмарності у Відні складає 0,08, тобто менше 10% покриття неба. У морському кліматі хмарність ще менше. Іншими словами – майже завжди безхмарне небо.

### **7.7. Димка, туман, імла (хмароподібні явища)**

Повітря часто мутне через пил, зародки продуктів конденсації, димку. Мале помутніння обумовлене дрібними краплями й пилом або кристалами при температурі  $t < 0$ .

1. Димка – зародкова стадія хмар. Спостерігається поблизу землі й вище, послабляє фарби ландшафту, надає зводу білістого відтінку, а для частинок розміром менше довжини хвилі світла – блакитнуватого. Сонце ж стає в димці жовтуватим, оскільки димка добре пропускає жовте світло.

2. Туман обумовлений наявністю більш крупних частинок і більшими концентраціями продуктів конденсації. Видимість у тумані може знижується до сантиметрів. При  $t = -10^{\circ}\text{C}$  крім крапельок у тумані присутні й кристали льоду. При  $t > -30^{\circ}$  тільки кристалики. У тумані краплі можуть переохолоджуватися до  $-30^{\circ}$  не замерзаючи.

3. Імла – це по суті туман з пилом (часто в пустелях, у степу після пожеж). Імла буває й при низькій вологості, що відрізняє її від туману.

4. Смог – димний туман із включенням токсичних газів, зокрема сірчаного ангідриду, що міститься у викидах промислових підприємств та у вихлопах автомобільного транспорту.

## 7.8. Опали з хмар

До таких опадів відносять дощ і сніг, тобто краплі або частинки, які не можуть утримуватися в атмосфері. Дощі бувають тривалі, зливові та, що мрячать. Дощ і сніг випадає із хмар двох генетичних типів, а саме: з хмар висхідного ковзання (фронтальних) та з хмар конвенції (внутрімасових).

Із хмар висхідного ковзання, (шарувато-дощові й високо-шаруваті) випадають обложні опади (тривалі опади середньої інтенсивності) на значній території. Це дощі помірних широт. З купчасто-дощових – випадають зливові опади (інтенсивні, але мало тривалі), вони пов'язані з окремими хмарами або вузькими зонами фронтів. У холодних масах над теплою землею вони тривають зазвичай декілька хвилин. При місцевій конвенції зливи можуть тривати годинами. Це дощі низьких й екваторіальних широт.

Опади, що мрячать, – це внутрішньомасові опади із хмар, зокрема шаруватих і шарувато-купчастих, типових для теплих або місцевих стійких повітряних мас. Потужність хмар невелика, тому опади з'являються в результаті злиття дрібних крапельок в одну, але теж дрібну. Опадів вони дають мало.

Види опадів:

ДОЩ – це краплі розміром від 0,5 мм, до 8 мм.

МРЯКА – це краплі розміром 0,05...0,5 мм.

СНІГ – складні крижані кристали в основному шестипроменеві, а при зливовому снігу – пластівці (мокрый сніг з дощем).

КРУПА – ядерець розміром 1 мм із заляклими поверхнями, що утворюються при негативних температурах з шарувато-дощових і купчасто-дощових хмар.

СНІЖНІ ЗЕРНА – випадають з шаруватих хмар узимку; зерна < 1 мм типу манки.

КРИЖАНІ ГОЛКИ – випадають узимку із хмар нижнього й середнього ярусу.

КРИЖАНІЙ ДОЩ – замерзлі краплі дощу розміром від 1 до 3 мм, що виникають через інверсію (тобто внизу холодніше, ніж угорі), кристали тануть, а потім замерзають.

ГРАД – спостерігається улітку як шматочки льоду до 5...8 см у діаметрі (масою до 300 грамів). Випадає з купчасто-дощових хмар разом зі зливовими дощами. Для граду потрібна велика вологість хмар, теплий час і високі температури поблизу землі. Географія граду – помірні широти й тропіки.

Опади є результатом укрупнення складових хмар. Укрупнення відбувається шляхом конденсації за рахунок взаємного злиття крапельок конденсації (при контакті), за рахунок однакового заряду та аеродинамічних сил. Для рясних опадів потрібні змішані хмари та щоб поруч були переохолоджені краплі й кристали, при цьому для крапель повітря є ненасиченим, а для кристалів – перенасиченим. При цьому краплі випаровуватимуться, а кристали ростимуть за рахунок сублімації.

Кристали укрупнюючись, випадають із верхньої частини хмари, на своєму шляху ростуть і зіштовхуються з переохолодженими краплями

приморожуючи їх до себе. У нижній частині хмари кристали вже суттєво більші, ніж зверху, а, якщо знизу температура  $t > 0^{\circ}\text{C}$ , то кристали тануть і випадають дощем. Крапельки із кристалів коагулюють. Якщо ж під хмарою  $t < 0$ , то випадає сніг, крупа.

Штучне осадження хмар. Утворення опадів прямо не залежать від потужності й водності хмар. Якщо рівень заледеніння лежить високо, опадів не буде навіть при потужній хмарності й водності. Як у такому випадку викликати опади?

1. Потрібно викликати заледеніння в крапельно-рідинній хмарі розпиленням твердої вуглекислоти. Вуглекислота випаровуючись сильно знижує температуру, що приводить до опадів.

2. Другий спосіб – введення в хмару пари йодистого срібла ( $\text{AgI}$ ). У результаті сублімації цієї речовини утворюються кристалики, які при температурі  $-4^{\circ}\text{C}$  стають ядрами кристалізації, на яких ростуть крижані кристали і швидко випадають зливові опади.

3. Розсіювання туману укрупненням частинок (крапель) протитуманними сиренами (використовують в портах).

## 7.9. Характеристика режиму опадів

Вимірюються опади двічі на добу – дощоміром, зокрема, у вигляді циліндричного цебра висотою 40 см із дном площею, зазвичай –  $200\text{ см}^2$ , що встановлюється на стовпу в таганку, обладнаному по колу вітрозахисними пластинами. Верхня кромка цебра повинна знаходитися на висоті 2 м над землею поверхнею. Об'єм опадів, що потрапили в цебро, у вигляді води (сніг і град – після танення) визначають, зливаючи її у склянку, спеціально градуйовану у мм рівня води опадів, або в мірну склянку для визначення об'єму, а потім, розділивши об'єм на площу донця цебра, обчислюють величину опадів у мм. Для виміру опадів використовують також плювіографи, що автоматично реєструють зміну опадів, чи сумарні дощоміри – на віддалених метеорологічних станціях. Результати спостережень використовують для визначення числових характеристики опадів. Нижче наведено її приклад для Парижу (середні за рік):

Сума опадів, мм	574
Число днів з опадами	169,5
Середня інтенсивність, мм/добу	3,4
Число годин з опадами	654
Середня інтенсивність мм/годину	0,9
Число годин з опадами в дощові дні	3,8
Імовірність опадів за рік	0,075.

Важливим є також добовий хід опадів, – кількість опадів, що випали за певний часовий інтервал доби відносно загальної добової кількості. Цю кількість використовують при визначення показника нерівномірності опадів, що характеризується індексом  $W$ , %:

$$W = \frac{\sum(m_i - \frac{P}{12})}{P} 100\% , \quad (7.2)$$

де в чисельнику сума модулів визначених різниць величин:  $m_i$  – опади кожного місяця, мм;  $P/12$  – місячна частка річних опадів, мм.  $P$  – річна сума опадів, мм;

При рівномірному розподілі опадів протягом року  $W = 0$ . У мусонних областях і тропічних пустелях  $W$  досягає 125%, у Європі – 50%, у Євразії – до 100%. Мінливість місячних і річних сум опадів у Європі становить у середньому 13% (на півдні 15...20%, а в середній – 25%).

У степовій зоні через указану мінливість спостерігаються часті посухи (Південна Україна), оскільки сума річних опадів межує з посухою і може складати 100...300 мм на рік. Посуха ідентифікується, коли число днів без дощів досягає 60...70. При посусі пересихає ґрунт. Методи боротьби з нею: снігозатримання й затримка весняного стоку лісосмугами.

На заході України сума річних опадів сягає 1400 мм на рік і в 2...3 рази перевищує суму опадів на її півдні, а з ними зростає небезпека зсувів ґрунтів, що перенасичуються вологою. Зсуви ґрунту являють суттєву екологічну небезпеку. Методи боротьби з ними: раціональна вирубка лісів у гористій місцевості; заліснення територій, укріплення схилів чи укосів та їх фіторе mediaція; засипка ґрунтом зсувонебезпечних ділянок яружно-балочних мереж, наближених до поселень; облаштування водо-дренажних систем тощо.

## 7.10. Характеристика зволоження ґрунту

Кількість опадів ще не визначає умов зволоження ґрунту. При рівних сумах опадів можуть бути й ксерофільна рослинність (напівпустеля), і заболочування (полісся, тундра). Тому важливі не тільки опади, але і здатність ґрунтів на певних територіях до випаровування, тобто потрібно враховувати можливість та інтенсивність випаровування.

Умови зволоження за рік, місяць, сезон оцінюється коефіцієнтом зволоження ґрунту, що показує, яка частка опадів здатна відшкодувати втрату вологи:

$$k_y = \frac{P}{V}, \quad (7.3)$$

де  $P$  – сума опадів за рік, місяць, сезон, а  $V$  – випаровуваність за той же період.

Диференціація зволоження клімату за формулою (7.3):

$k_y > 1$  – надлишкове зволоження ( $P > V$ ) ;

$k_y < 1$  – недостатнє ( $P < V$ , втрата вологи).

$k_y = 1$  по всіх місяцях – вологий клімат;

$k_y < 1$  у частині місяців – мінливо вологий клімат;

$k_y = 0,25...1$  в усі місяці – постійно помірний вологий клімат;

$k_y < 0,25$  у частині місяців – мінливо посушливий клімат;

$k_y < 0,25$  в усі місяці – постійно посушливий клімат.

Варіації наведених коефіцієнтів обумовлюють посушливо-вологий і волого-посушливий клімат.

Інший показник – ступінь посушливості ґрунту, що визначає рослинність на певних ландшафтах, оцінюється індексом сухості:

$$k_c = \frac{V}{P}. \quad (7.4)$$

На річну випаровуваність у конкретному місці витрачається тепло, яке дорівнює радіаційному балансу надмірно зволоженої поверхні, що підстилає. У припущенні, що в сумі за рік обмін тепла між ґрунтом і повітрям – малий, індекс сухості може бути представлений у вигляді:

$$k_- = \frac{R}{LP}, \quad (7.5)$$

де  $R$  – річний радіаційний баланс;  $P$  – річна сума опадів;  $L$  – теплота перетворена води у пару.

Відповідно до формул (7.5)  $k_c$  указує, яка частка радіаційного балансу витрачатиметься на випар.

Диференціація сухості клімату виглядає так:

$k_c < 0,45$  – надмірно вологий;

$k_c = 0,45 \dots 1$  – вологий;

$k_c = 1 \dots 3,0$  – недостатньо вологий;

$k_c > 3,0$  – сухий.

### 7.11. Водний баланс на земній кулі

Половина всіх опадів доводиться на широти в межах  $\pm 20^\circ$ . На обидві полярні зони – близько 4%. Оподи, випар і стік є складовими водного балансу земної поверхні (табл. 7.1).

Таблиця 7.1

Світовий водний баланс (за Львовичем 1964 р.)

Елемент балансу	Прихід		Витрата	
	Об'єм км. куб.	Шар мм.	Об'єм км. куб	Шар мм.
Суша 148 628 000 км. кв.				
Опади	108 400	720		
Річковий стік			37 300	250
Випар			71 100	470
Океан 361 455 000 км. кв.				
Опади	411 600	1140		
Річковий стік	37300	100		
Випар			448 900	1140
Сума для всього земної кулі	557 300		557 300	

Згідно з табл (7.1) річковий стік становить 47 тисяч кубічних кілометрів. В результаті, з океану з урахуванням його площі випаровується:  $1120+130 = 1250$  мм. Із суші випаровується 410 мм і стікає 310 мм. Отже за рік випаровується 7 Чорних морів, а стік становить 0,5 Чорного моря.

Зауважимо, що річковий стік визначає кліматичні особливості регіонів, а локальний стік – мікроклімат прилеглих до річок територій та екологічний стан різноманітних екосистем на цих територіях.

***Питання для самоперевірки та обговорення \*:***

1. Охарактеризуйте процес обертання вологи в атмосфері.
2. Поясніть фізику процесу випаровування й насичення для води, льоду й крапель.
3. \*Проаналізуйте швидкість випаровування.
4. Наведіть показники вмісту вологи в атмосфері.
5. Покажіть вплив рослинного покриву на вологість повітря.
6. Поясніть процес конденсації водяної пари в атмосфері.
7. Проаналізуйте утворення й роль ядер конденсації в атмосфері.
8. Охарактеризуйте хмару, як постійний процес.
9. Наведіть класифікацію хмар.
10. Охарактеризуйте світлові явища в хмарах.
11. Проаналізуйте походження хмар.
12. Покажіть, як оцінюють коефіцієнт хмарності.
13. \*Проаналізуйте процес утворення опадів.
14. Охарактеризуйте види опадів.
15. Покажіть, як здійснюється штучне осадження хмар.
- 16.\* Проаналізуйте індекс періодичності опадів.
17. Покажіть, як оцінюють ступінь посушливості ґрунту.
18. \*Проаналізуйте водний баланс на Землі.

## ТЕМА 8. АТМОСФЕРНА ЦИРКУЛЯЦІЯ

Циркуляція повітряних мас різного масштабу в земній атмосфері обумовлена змінами градієнтів атмосферного тиску глобального і локального характеру та обертанням Землі навколо своєї осі. Вона забезпечує перерозподіл тепла і вологи між континентами і океанами, визначаючи умови формування клімату і мікроклімату. Одночасно забезпечує перенос і розрідження екологічно небезпечних домішок в атмосферному повітрі.

### 8.1. Масштаби атмосферних рухів

Атмосферна циркуляція являє собою сукупність рухів (течій) повітря з певними характеристиками різного масштабу, що подані нижче.

1. Мікрометеорологічний масштаб – коливання вітру, тиску і температури з періодом від секунд до хвилин. Максимум таких коливань має період 1 хв. і розмір турбулентної неоднорідності порядку 600 м.

2. Масштаб конвекційних хмар – характерний горизонтальний розмір 1...10 км, а час існування від десятків хвилин до однієї-двох годин.

3. Мезометеорологічний масштаб – характерний для гірсько-долинних вітрів, бризів, смерчів (торнадо), льодовикових вітрів і т.п. Розміри таких місцевих циркуляцій 10...100 км, а тривалість – від декількох годин до півдоби.

4. Синоптичний масштаб – пов'язаний з величезними хвилями або вихрами, головні з яких циклони й антициклони, які визначають основні зміни погоди. Горизонтальні розміри таких рухів – 1000...3000 км, а час існування складає від 1 доби до 7 діб.

5. Глобальний масштаб – викликаний ультрадовгими хвилями коливань в атмосфері довжиною від 10000 до 40000 км із періодом близько двох тижнів.

Перераховані рухи різних масштабів постійно існують в атмосфері, накладаються один на одного й визначають атмосферну циркуляцію. Шляхом усереднення й згладжування полів атмосферного тиску й вітру за багато років у них можна виділити найбільш стійкі особливості повітряних рухів (течій), які являють собою загальну циркуляцію атмосфери.

### 8.2. Загальна циркуляція атмосфери

Це сукупність рухів (течій) повітряних мас великого масштабу, порівняних з розмірами материків й океанів. Рухи ці в більшій частині квазігеострофічні, тобто визначаються геострофічними вітрами. Вони мало криволінійні й спрямовані майже по ізобарах (крім течій поблизу поверхні, де є тертя).

Зональність циркуляції відносна через наявність циклонів й антициклонів, але все-таки залежить від характерних зон тиску на земній кулі:

- зона 1 – область високого тиску над полюсами;
- зона 2 – пояс низького тиску на субполярних широтах 60...65°, де діють збурювання у вигляді петлі;

- зона 3 – помірні широти, де народжуються циклони й антициклони;
- зона 4 – субтропічний пояс (30...35°) високого тиску або пояс субтропічних антициклонів, де зона високого тиску досягає широт 25°;

За зоною 4 у напрямку екватора розташовані:

- зона 5 – субтропічна область зниження приземного атмосферного тиску;
- зона 6 – екваторіальний пояс низького тиску навколо усієї земної кулі.

Наведені зони на синоптичних картах сильно замасковані циклонічною діяльністю, проте градієнти тиску між ними залишаються близькими до меридіональних. У помірних широтах вони спрямовані від 1-ої й 4-ої зон до зони 2, а в тропіках від 4-ої до 6-ої (рис. 8.1).

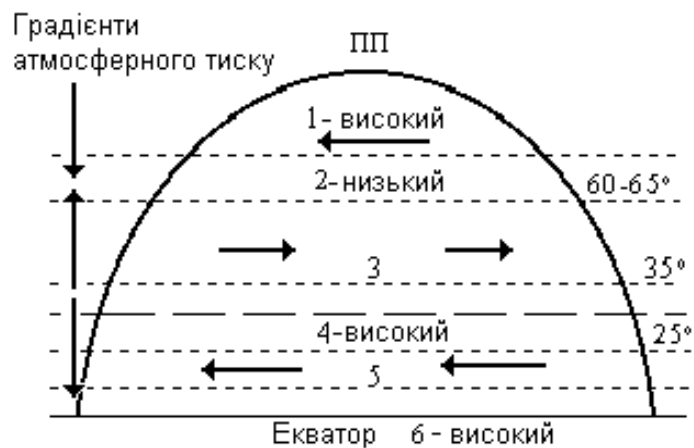


Рис. 8.1. Зони високого і низького атмосферного тиску у північній півкулі та переважаючий перенос повітряних мас у нижній тропосфері (вертикальні стрілки указують напрям баричних градієнтів, а горизонтальні – переміщення повітряних мас)

Оскільки реальний вітер близький до геострофічного, такі градієнти обумовлюють переважно східний рух повітряних мас у полярних і тропічних широтах, а західний – у помірних. Загальну ж циркуляцію визначають глобальні поля тиску, у яких повітря рухається переважно уздовж ізобар. При цьому широтні складові переважають над меридіональними.

### 8.3. Найбільш характерні прояви загальної циркуляції атмосфери

Коротко розглянемо прояви загальної циркуляції, що проявляються на різних широтах.

Пасати – це стійкі (з імовірністю 80...90%) вітри, що дують протягом усього року над океаном на зверненій до екватора периферії субтропічних антициклонів, тобто у зоні 5. Швидкість пасатних вітрів 5...8 м/с.

Мусони – це стійкі сезонні режими повітряних потоків з різкою зміною переважного напрямку вітру від зими до літа та від літа до зими. Спостерігаються в районах стійких циклонів і антициклонів з різкою сезонною перевагою одних над іншими. У більшій частині Європи циклони й

антициклони часто змінюють один одного з незначною перевагою, тому клімат тут не схожий на мусонний.

Тропічні циклони – це слабкі депресії навіть без замкнутих ізобар, що виникають на пасатних фронтах між субтропічними антициклонами (у кожній півкулі на широтах  $5...20^\circ$  і рідко на широтах до  $5^\circ$  через малу відхиляючу силу обертання Землі –  $\varepsilon$  поблизу екватора). Площа їх мала, але баричні градієнти та швидкості – великі. Первинна слабка депресія в тропічному циклоні підсилюється за рахунок енергії нестійких повітряних мас, близьких до насичення. При нестійкій стратифікації підйом насиченого повітря призводить до виділення великої кількості тепла конденсації, що визначає велику енергію тропічного циклона. Область зниженого тиску  $960...970$  гПа (іноді тиск падає до  $885$  гПа) у тропічному циклоні становить  $100...1000$  км. Кожний десятий такий циклон приводить до тропічних ураганів, які виникають над морем (на суші вони швидко гаснуть через тертя) при швидкості вітру більше  $33$  м/с. Тропічні циклони можуть проникати в північні широти.

Нетропічна циркуляція – це рухи повітряних мас в широтах, де переважає західний перенос, тобто у середніх помірних широтах. Тут розвинена циклонічна діяльність, тобто постійно виникають і переміщуються в атмосфері вихрові збурення зі зниженим і підвищеним тиском. Ізобари циклонів й антициклонів поблизу земної поверхні замкнуті й мають округлу або овальну форму. Баричні градієнти, швидкості вітру й кути відхилення вітру від ізобар – різні. Утворюється нетропічний циклон на головному фронті арктичних (полярних) мас, де змішуються тепле і холодне повітря (рис. 8.3). Тиск у його центрі спочатку складає  $1000...1010$  гПа, іноді  $1000...990$  гПа і рідко  $970$  гПа (рекордно низький – близько  $924$  гПа). У центрі циклона панують висхідні рухи повітря, оскільки лінії течії повітря з периферії сходяться до центру і вимушені підніматися вгору. Площа циклона залежить від глибини його проникнення. Живе він кілька діб, переміщуючись за цей час на кілька тисяч кілометрів.

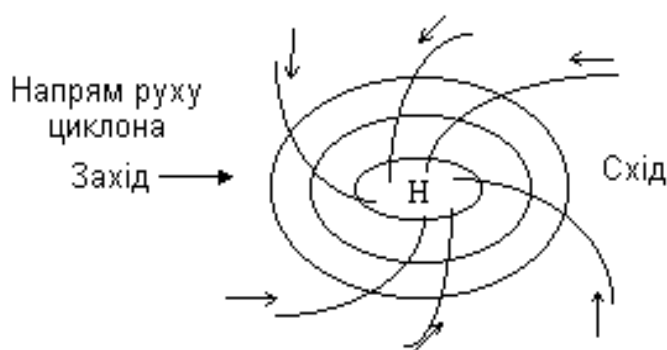


Рис. 8.3. Характерний напрямок вітру у нетропічному циклоні (позначений лініями потоків зі стрілками відносно кругових ізобар навколо області низького тиску)

Якщо місцевість охоплена південною частиною циклону, то вітер міняється на південно-західний і західний. Якщо ж торкається північною частиною, то вітер міняється на східний, північно-східний або північний. Отже,

у передній (східній) частини циклона спостерігаються вітри з південними складовими, а в тилівій (західній) частині – з північними складовими. Указаний на рис. 8.3. напрямок вітру в циклоні призводить до переносу повітряних мас у центр циклону та їх підйому вгору, що важливо для розуміння напрямків переносу екологічно небезпечних домішок в атмосфері.

З напрямком вітру пов'язані й коливання температури. Хмарність й опади в циклоні збільшені. У передній частині йдуть облогові дощі, що обумовлені теплим фронтом, а в тилівій – зливові із хмар холодного фронту.

Антициклони – виникають між циклонами. Вони мають аналогічні розміри й швидкості руху, але в пізній стадії часто гублять рухливість на багато днів. Рухаються вони переважно до низьких широт і накопичуються в субтропіках. В антициклонах немає фронтів, але існує загальна тенденція до спадного руху повітря, що пов'язана з його витіканням від центра до периферії, тобто потоки повітря рухаються у зворотному напрямку, порівняно з рис. 8.3. При цьому відбувається адіабатичне нагрівання мас і виникають інверсії температури (холодне повітря перебуває нижче 1..2 км під інверсією). В результаті, антициклон губить рухливість, тобто блокує західний перенос повітря. Завдяки осіданню, повітря в антициклоні віддаляється від насичення, а погода в ньому частіше тепла й суха. В його центрі спостерігаються штилі, але на периферії можливі штормові вітри.

#### **8.4. Типи нетропічної циркуляції у нетропічних широтах**

Циклонічна діяльність у кожному сезоні має свої особливості, в результаті чого проявляються різні типи атмосферної циркуляції, як для певних секторів земної кулі, так і для півкуль. Основні з них: зональний (широтний) і меридіональний типи циркуляції.

При зональному (широтному) типі (рис. 8.4) над значною частиною півкулі панує західний перенос, із заходу на схід переміщуються рухливі циклони й антициклони.

Ізогіпси на картах баричної топографії в цьому типі циркуляції мають зональний напрямок і виявляють хвилеподібні коливання відповідно до проходження рухливих циклонів й антициклонів. При цьому проміжширотний обмін теплом ослаблений. У Європі зональний тип циркуляції пов'язаний з адвекцією тепла з Атлантики, отже з теплою погодою й прохолодним і дощовим літом у її північній половині.

При меридіональному типі циркуляції (рис. 8.5) у нетропічних широтах утворюються інтенсивні високі та малорухомі циклони й антициклони, що розташовані пліч-о-пліч. Вони захоплюють всю тропосферу і порушують західний перенос, збільшуючи меридіональний рух. Утворюються потужні повітряні течії між низькими й високими широтами Землі.

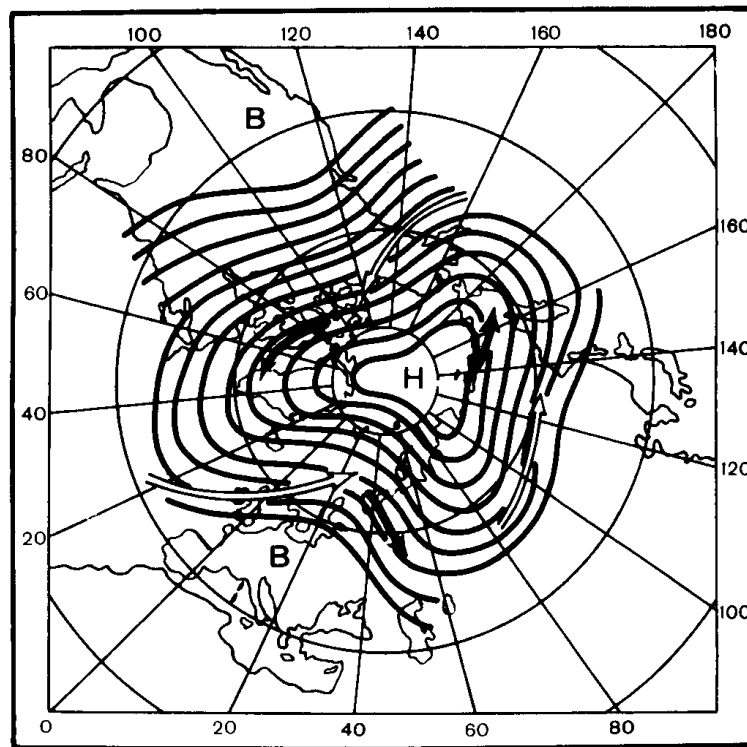


Рис. 8.4. Ілюстрація зонального (широтного) типу циркуляції на карті абсолютної баричної топографії поверхні тиску 500 гПа для північної півкулі

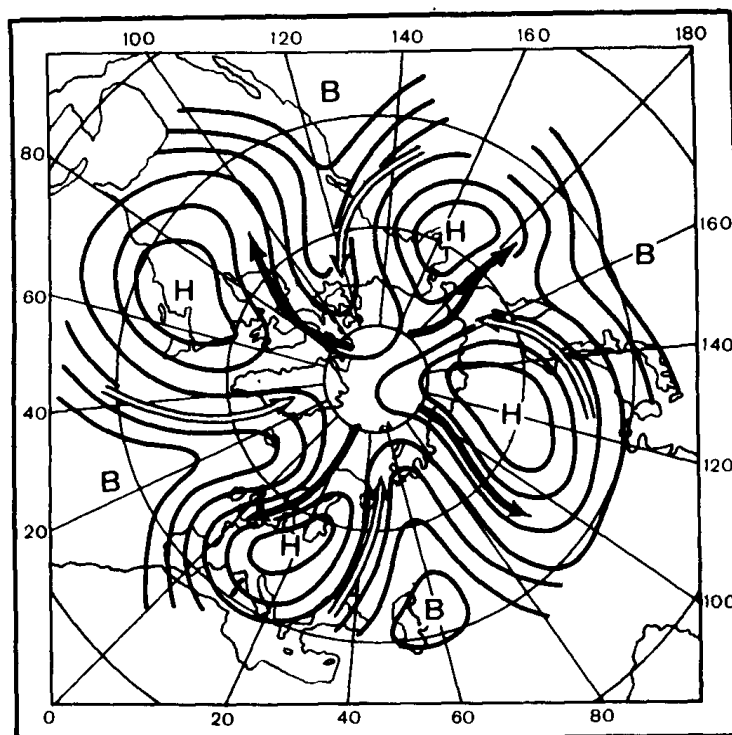


Рис. 8.5. Ілюстрація меридіонального типу циркуляції на карті абсолютної баричної топографії поверхні з тиском 500 гПа

На супутникових фото вихрі виглядають подібно до меридіонального типу циркуляції (рис. 8.6).

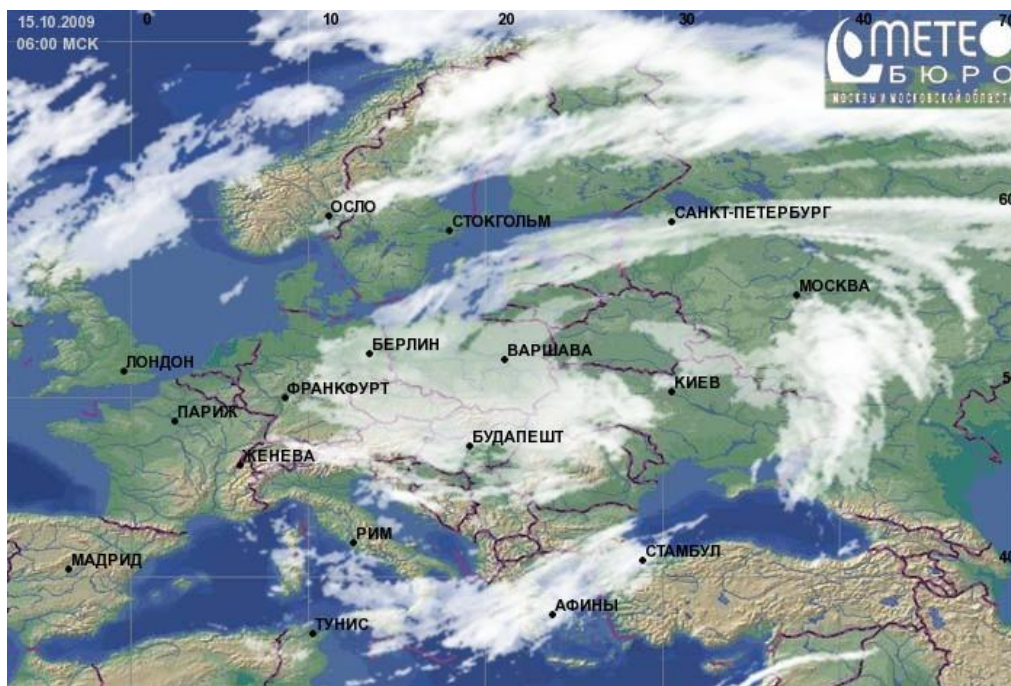


Рис. 8.5. Супутникове зображення циклонічного вихору над європейською територією

У Європі меридіональний тип циркуляції пов'язаний із глибоким проникненням холодних мас арктичного повітря до півдня та теплих мас із субтропіків. Обидва типи циркуляції можуть переходити один в інший, змінюючи один одного кілька разів на рік.

### 8.5. Атмосферна циркуляція менших масштабів

Атмосферна циркуляція менших масштабів розглядається як характеристика клімату і мікроклімату на територіях з різною орографією або топографією. Розглянемо деякі з них, зокрема місцеві вітри, що характерні для певних районів, але походження їх різне.

По-перше, – це вітри, що виникають в результаті проявів місцевої циркуляції при слабких великомасштабних рухах (течіях) загальної. До них відносять бризи на берегах озер і морів (зі швидкістю вітрів 3...5 м/с), що дують удень із моря на сушу, а вночі із суші на море через розходження в нагріванні суші й води вдень і вночі, а також гірсько-долинні вітри, які вдень дують із устя долини нагору по долині та гірських схилах, а вночі, навпаки, – з гір убік долини. Обумовлені вони підйомом нагрітого повітря в долині або опусканням повітря, охолодженого на гірських хребтах.

По-друге, – це вітри, що викликані місцевими змінами загальної циркуляції атмосфери під впливом орографії або топографії місцевості. Наприклад, фен – теплий вітер, що дує по гірських схилах, коли течії загальної циркуляції перевалюють через гірський хребет. При фені спадний рух повітря по схилу призводить за рахунок певного стискання повітряної маси до сухоадіабатичного підвищення його температури в долині.

Завдання. Хребет над долиною має висоту 3000 м, а температура в долині до початку фена була  $+10^{\circ}\text{C}$ . Оцінити температуру повітря в долині після дії фену.

Рішення. При середньому негативному градієнті температури, що в тропосфері дорівнює в середньому  $0,65^{\circ}\text{C}/\text{гм}$ , температура на гребені хребта складе:  $+10 - (0,65 \times 30) = -9,5^{\circ}\text{C}$ .

Опустившись у долину, повітря нагріється на  $30^{\circ}\text{C}$  (по одному градусу на кожний гм за сухоадіабатичним градієнтом). При цьому температура фена внизу хребта складе:  $+30 - 9,5 = +21,5^{\circ}\text{C}$ . Таким чином, температура в долині підвищиться відносно первісної  $+10^{\circ}\text{C}$  на величину  $11,5^{\circ}\text{C}$ .

Іншим характерним прикладом місцевих змін загальної циркуляції є бора – сильний холодний і рвучкий вітер, що дме з низьких гірських хребтів у бік досить теплого моря. Він виникає при підході холодного фронту до прибережного хребта. При цьому холодні маси повітря швидко перевалюють через низький хребет і під дією сили ваги набувають швидкість до 20 м/с, викликаючи шторм і зниження температури на узбережжі. Через малу висоту хребта адіабатичне нагрівання повітря – незначне.

Характерним прикладом циркуляції малого масштабу є шквали – короткочасні посилення вітру на обмежених територіях. Так, внутрішньомасовий шквал обумовлюється сильними висхідними рухами повітря попереду купчасто-дощової хмари й спадними – у його тилевій частині. Рухи у ньому виникають через сильну зливу, що захоплює і рухає повітря за собою, що приводить до вихрів у вертикальній площині. Фронтальний же шквал обумовлений різким підйомом теплого повітря перед холодним фронтом і падінням холодного повітря за ним, що теж приводить до вихрів по вертикалі.

По-третє, до місцевих вітрів відносять сильні вітри, породжені загальною циркуляцією, але вони характерні тільки для деяких районів. Наприклад, сірокко – на Середземному морі, а афганець, самум і хамсин – у пустелях.

Дрібномасштабні вихори – це смерчі над морем і тромби над сушею (у Північній Америці – торнадо), з відносно невеликими розмірами по ширині (до 600 м), що обумовлені переважно електричними й аеродинамічними явищами в атмосфері. Вони є джерелом локальних надзвичайних ситуацій з екологічно небезпечними наслідками.

## **8.6. Синоптичний аналіз і прогноз**

Безперервні зміни у стані погоди пов'язані насамперед із процесами загальної циркуляції. Зміна дня й ночі вносить у погоду досить прості й регулярні зміни у вигляді добового ходу метеорологічних елементів, бризів і т.п. Але різкі й нерегулярні зміни, що більш характерні для погоди, є результатом зміни теплових і вологісних характеристик повітряних мас, проходження поділяючих їх фронтів та переміщення й еволюції циклонів й антициклонів.

У зв'язку із значною залежністю людської діяльності від змін погоди створені національні служби погоди. У їх завдання входить своєчасна

інформація населення, адміністративних і господарських організацій про існуючі умови погоди та прогнозування їх на майбутнє.

Для прогнозування погоди в Україні на одну добу потрібна метеорологічна інформація з Західної Європи й навіть Атлантичного океану. Прогноз погоди на трое діб вимагає інформації з усієї півкулі, а на більші строки – земної кулі. Відомості про погоду передаються з численних станцій у центри служби погоди. Отримані дані наносяться на синоптичні карти місцевості з приземними й висотними картами баричної топографії. Аналіз синоптичних карт й інших матеріалів полягає в наступному.

По-перше, – встановлюють фактичний стан атмосфери на момент спостережень, а саме:

- розподіл і характер повітряних мас і фронтів;
- розташування й властивості баричних систем;
- розташування й характер хмарності й опадів;
- розподіл температури та ін.

Будують карти від строку до строку, що дозволяють простежити переміщення й еволюцію перелічених факторів погоди.

По-друге, – що більш важливе, виконується прогноз очікуваних змін згаданих вище чинників. При цьому прогноз погоди на 1...3 доби називають короткостроковим; на 4...10 діб – середньостроковим, а на місяць і сезон – довгостроковим.

Короткостроковий прогноз починають із прогнозу синоптичного положення на найближчі кілька десятків годин, що здійснюється шляхом чисельного інтегрування рівнянь динаміки й термодинаміки атмосфери а потім робиться висновок про зміни погоди в розглянутому районі. До моменту початку складання прогнозу виконується аналіз синоптичного положення поблизу Землі й аналіз карт баричної топографії за попередній строк спостережень, а також майбутні поля атмосферного тиску й температури, розраховані на 1, 2, 3 доби вперед. Потім проводять екстраполяцію результатів розрахунку за емпіричними зв'язками між атмосферними процесами.

Середньостроковий прогноз спирається на поточну інформацію розвитку синоптичних процесів протягом усього сезону, а також майбутніх полів атмосферного тиску й температури на 1, 2, 3, 4 та 5 діб вперед. При цьому прогножуються середні значення температури й опадів на майбутні 10 днів, а також їх зміни на 5...7 днів.

Для сезонних прогнозів використовується концепція природного синоптичного сезону, що дорівнює приблизно двом місяцям, на протязі якого в 75% часу існує однотипна форма циркуляції атмосфери, а порушення цієї циркуляції є провісниками наступного синоптичного сезону. Слід зауважити, що з поступовим зростанням середньої температури на Землі, енергія атмосфери збільшується, а тривалість синоптичного сезону зменшується.

Прогнозування погоди також здійснюють за аналогами у минулих роках.

*Питання для самоперевірки та обговорення \*:*

1. \*Проаналізуйте характерні масштаби атмосферних рухів.
2. Охарактеризуйте загальну циркуляцію атмосфери.
- 3.\* Проаналізуйте найбільш характерні прояви загальної циркуляції.
4. Викладіть основні принципи синоптичного прогнозу.

## ТЕМА 9. КЛІМАТОУТВОРЕННЯ Й МІКРОКЛІМАТ

### 9.1. Глобальні природні кліматичні чинники

Встановлено, що компоненти природного середовища, включаючи атмосферу, гідросферу й літосферу, перебувають у рухливій рівновазі під впливом 6-ти глобальних чинників:

- 1 – сонячної радіації;
- 2 – сили гравітації;
- 3 – тектонічних процесів;
- 4 – хімічної енергії окислювально-відновних процесів;
- 5 – енергії біологічних процесів;
- 6 – енергії світового виробництва, що подвоюється приблизно кожні 14...15 років.

Перелічені чинники можна розділити на два види, а саме: еволюційні зміни та ті, що пов'язані з діяльністю людини. Природні еволюційні зміни протікають повільно, як правило, коливаються навколо середніх значень. Дійсно, сонячна постійна, атмосферний тиск, температура та вологість повітря, приріст рослинної та тваринної біомаси в регіонах і т.п. практично мало змінюються з року в рік. Тому, якщо немає катаклізмів, великі екосистеми та клімат в них є сталими сотні, тисячі й мільйони років. Антропогенна ж діяльність людини, тобто антропогенний фактор (глобальний чинник – б) здатна призвести до змін у природі за десятки років, тому існуюча рівновага, яка стосується й клімату, може швидко порушитися.

### 9.2. Процеси, що утворюють клімат

Глобальний клімат визначається станом кліматичної системи, що представляє сукупність атмосфери, океану, кріосфери, поверхні суші та біомаси. Перелічені компоненти кліматичної системи безупинно взаємодіють, обмінюючись між собою енергією та речовиною. На рис. 9.1 наведена схема цієї взаємодії, де чорними стрілками показані зовнішні процеси, а білими – внутрішні, що разом призводять до змін клімату.

До зовнішніх процесів відноситься:

- приплив сонячної радіації та її зміни, процеси в кріосфері (льодовики, крига);
- зміна складу атмосфери через приплив аерозолів і газів при вулканічній діяльності, а також з космосу, зміни у льодовиках, кризі;
- зміни обрисів океанічних басейнів, їх солоності, характеристик суші, її орографії, рослинності й ін.

До внутрішніх процесів відноситься взаємодія атмосфери з океаном, суші з льодом, льоду з океаном (теплообмін, випар, сила вітру), а також дрібномасштабна (у часі) зміна газового й аерозольного складу атмосфери, хмарність, сніжний і рослинний покрив, рельєф та обриси материків. Особливістю цих процесів є їх постійна взаємодія й наявність зворотних

зв'язків: негативних (збільшення вологості ґрунту зменшує альbedo, що приводить до нагрівання ґрунту і зростання випаровування, тобто вологість ґрунту знизиться) і позитивних (збільшення альbedo призводить до зниження температури, а значить і до зростання сніжного покриву, що додатково збільшує альbedo).

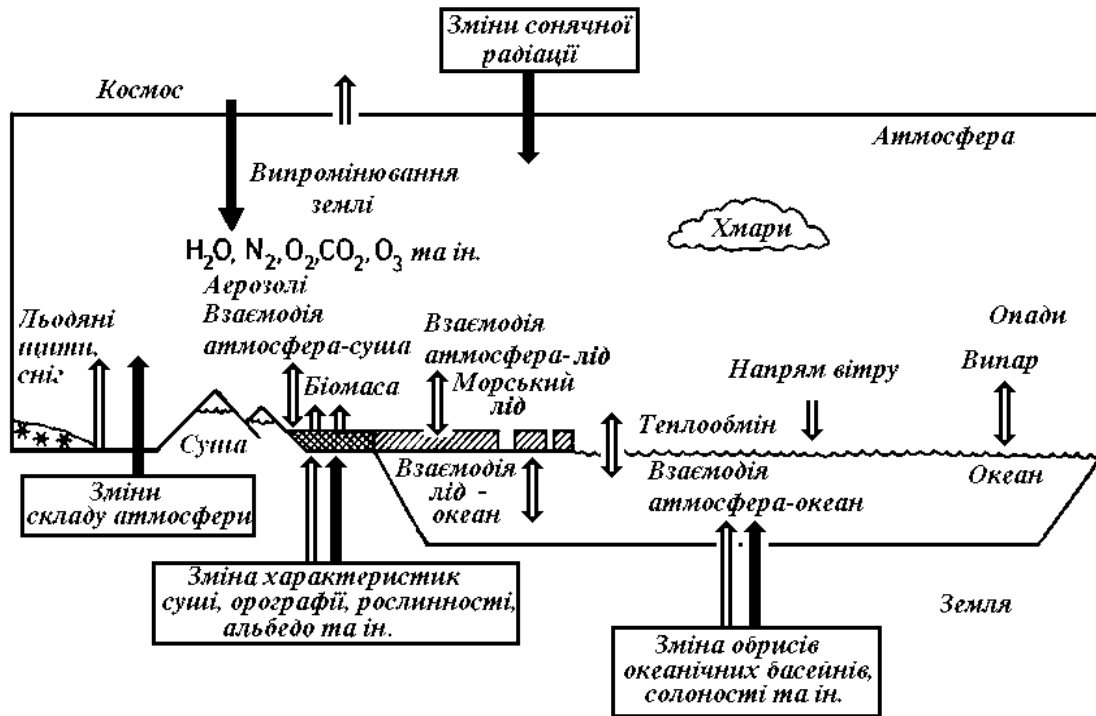


Рис. 9.1. Схема взаємодії компонентів кліматичної системи

З процесів, що утворюють клімат, за їх фізичною суттю можна виділити три головних. Це, – теплообіг, вологообіг та загальна циркуляція атмосфери. У свою чергу вони визначають багаторічний режим метеорологічних елементів, що формують клімат, серед яких: добовий і річний хід радіації; температура повітря; сума опадів та ін.

Крім того, окремо виділяють географічні чинники клімату: географічну широту, висоту над рівнем моря, розподіл суші й океану, океанічні течії, рослинний, сніжний і крижаний покрив.

Окремо виділяють антропогенні фактори утворення клімату, що пов'язані з посиленням діяльності людини (див. підрозділ 9.6).

### 9.3. Теорія клімату

Оскільки Земля перебуває в стані променистої рівноваги, тому приплив до неї сонячної радіації за мінусом відбитої повинен врівноважуватися випромінюванням Землі, тобто:

$$\pi r^2 S_0 (1 - A_s) = 4\pi r^2 \delta \sigma T^4 \text{ або } (1/4) S_0 (1 - A_s) = \delta \sigma T^4, \quad (9.1)$$

де  $S_0 = 1367 \text{ Вт/м}^2$  – сонячна постійна;  $A_s = 0,3$  – альbedo Землі;  $\delta = 0,95$  – коефіцієнт сірості Землі;  $\sigma = 5,67032 \cdot 10^{-8} \text{ Вт/м}^2 \cdot \text{К}^4$  – постійна Стефана-Больцмана;  $T$  – випромінювальна температура Землі, К.

Відповідно до рівняння (9.1), випромінювальна температура Землі дорівнює  $258^\circ\text{К}$  ( $-15^\circ\text{С}$ ), але фактична середня температура поблизу земної поверхні складає  $+15^\circ\text{С}$ , тобто на  $30^\circ\text{С}$  вище розрахункової. Така різниця обумовлене парниковим ефектом, якого не враховує формула (9.1). Тому було запропоновано ураховувати парниковий ефект емпіричною формулою, що неявно враховує хмарність й інші парникові гази або домішки:

$$B_s = A + BT,$$

де  $A=203,3 \text{ Вт/м}^2$ ;  $B=2,09 \text{ Вт/м}^2 \cdot ^\circ\text{С}$ , тоді модель прийме вигляд:

$$(1/4)S_0(1 - A_s). \quad (9.2)$$

Формула (9.2) дає значення температури  $16,6^\circ\text{С}$ , що збігається із середньою температурою Північної півкулі.

#### 9.4. Мікроклімат

Мікроклімат – це місцеві особливості в режимних метеорологічних величинах, обумовлені неоднорідністю будови поверхонь, що підстилають, у межах одного типу клімату. Мікроклімат можна розглядати як результат процесів у приземному шарі атмосферного повітря нижче 2 м, де добова амплітуда температур може бути більшою, ніж на висоті метеорологічної будки.

На мікроклімат впливає рельєф місцевості, через різницю висот поверхонь від одного до десятків метрів, та особливо її експозиція (орієнтація щодо сторін світу). При цьому коливання у вигнутих частинах рельєфу вищі, ніж в опуклих, за рахунок більших змін відносної вологості, збільшення повторюваності роси, інею, поземних туманів.

Окремо можна розглядати мікроклімат лісу й міста, а також мікроклімат промислових гігантів та територій, порушених роботою підприємств гірничо-металургійного та паливно-енергетичного комплексів, на яких проводиться відновлення земель із застосуванням біологічної рекультивациі, включаючи фітореMediaцію.

#### 9.5. Класифікації клімату

Сталі співвідношення метеорологічних елементів та умов, зокрема широти, континентальності, орографії і т.д., визначають тип клімату. При цьому існують різні підходи до класифікації клімату. Зокрема, в класифікації Кеппера-Треварта виділяють 6 класів клімату за температурним режимом та

ступенем зволоження: А, С, D, Т, F, В. Причому перші 5 поділяють за порядком убавання температури на рівні моря. від екватора до полюсів, а шостий за ступенем зволоження (В – клас сухого клімату), а саме:

Клас клімату	Визначення
А. Тропічні	Середньомісячні $t > 17^\circ$ у плинні всього року
Границя морозу	
С. Субтропічний клімат	Середньомісячні $t > 9^\circ$ у плинні 8–12 місяців
D. Помірний клімат	Середньомісячні $t > 9^\circ$ у плинні 4–7 місяців
Е. Субарктичний клімат	Середньомісячні $t > 9^\circ$ у плинні 1–3 місяців
Границя лісу	
F. Полярний клімат	Середньомісячні $t < 9^\circ$ у плинні всього року
Границя сухості (між всіма видами клімату)	
В. Сухий клімат	Випар перевищує опади (середньорічні опади менше межі сухості МС*)

Примітка.\*  $МС = 20(t - 10^\circ + 0,3 \text{ ВЛО})$ , де  $t$  – середня річна температура у  $^\circ\text{C}$ ; ВЛО – відсоток літніх опадів від їх загальної річної кількості.

До літніх опадів у Північній півкулі відноситься сума опадів із квітня по вересень (у Південній – з жовтня по березень). Якщо річні опади  $< 0,5 \text{ МС}$ , то це – клімат пустелі ВВ.

З урахуванням зволоження, класи клімату поділяться на підкласи, утворюючи 16 головних видів клімату:

Ar	– тропічний дощовий
Am	– тропічний мусонний
Aw	– тропічний літній дощовий
As	– тропічний зимовий дощовий
BS	– степу
BW	– пустелі
BM	– морський пустельний
Cr	– субтропічний дощовий
Cw	– субтропічний літній дощовий
Cs	– субтропічний зимовий дощовий
DO	– помірний морський
DC	– помірний континентальний
EO	– субарктичний морський
EC	– субарктичний континентальний
FT	– тундри
FI	– льодовий

Існує ще одна класифікація клімату – Л.С. Берга, що базується на ландшафтно-географічних зонах суші, тобто клімат розглядається як компонент ландшафтно-географічної зони. Відома також класифікація Б.П. Алісова, що заснована на умовах загальної циркуляції атмосфери.

## 9.6. Зміни клімату

Протягом геологічної історії Землі (4,65 млрд. років) разом з усією земною природою, змінювалися склад атмосфери, її маса та клімат. Для встановлення історичних змін клімату використовують різні методи, засновані на даних геології, палеонтології й геофізики. Інструментальні спостереження, що проводяться вже близько 1,5 сторіччя, теж дозволили виявити деякі зміни температури повітря, виявляючи потепління або похолодання клімату.

Особливий інтерес представляють антропогенні зміни клімату, пов'язані з посиленням життєдіяльності людини. Вплив на клімат мають наступні антропогенні процеси:

- розорювання величезних масивів землі, що викликають зміни альbedo, швидку втрату вологи, підйом пилу в атмосферу;
- знищення (вирубка, затоплення) лісів, особливо тропічних, що впливає на відтворення кисню, зміни альbedo й випар вологи;
- перевипас худоби, що перетворює степи і савани в пустелі, у результаті чого міняється альbedo, висушується ґрунт;
- спалювання викопного органічного палива й надходження в атмосферу  $\text{CO}_2$  – парникового газу, другого за значимістю після водяної пари;
- викидання в атмосферу небезпечних домішок, складування промислових або побутових відходів, що змінюють склад атмосфери, збільшуючи вміст радіаційно-активних газів і аерозолів, зокрема, метану (третього за значимістю парникового газу), який надходить з вугільних шахт, звалищ побутових та сільськогосподарських відходів, а також з евтрофікованих водойм.

Викиди екологічно небезпечних речовин в атмосферу посилюють:

- парниковий ефект, пов'язаний з накопиченням в атмосфері вуглекислого та інших парникових газів, що інтенсивно поглинають довгохвильову радіацію, а це веде до додаткового нагрівання нижньої атмосфери (взагалі, до парникових газів відносять: пари води –  $\text{H}_2\text{O}$ , діоксид вуглецю (вуглекислий газ) –  $\text{CO}_2$ , метан –  $\text{CH}_4$ , закис азоту –  $\text{N}_2\text{O}$ , озон –  $\text{O}_3$ , гідрофторвуглецеві сполуки, перфторвуглецеві сполуки, гексафторид сірки –  $\text{SF}_6$ );
- розкладання загального (висотного) озону через викиди фреону й метану та підвищення концентрації приземного озону, небезпечного для біоти;
- підвищення температури повітря у великих містах на  $1 \dots 6^\circ$  через викиди підприємств та автотранспорту;
- утворення токсичних туманів при взаємодії забруднювачів з киснем повітря.

Окремо, як чинник впливу на клімат, треба враховувати процеси циркуляції вуглецю в атмосфері, на суші і в океані, що призводять до змін вмісту вуглекислого газу ( $\text{CO}_2$ ) в біосфері, а через парниковий ефект атмосфери і до змін середньої температури на Землі та відповідно клімату. Так, подвоєння концентрації  $\text{CO}_2$  може привести до підвищення середньої температури атмосферного повітря на  $2,5 \dots 3^\circ\text{C}$ , інтенсивного танення льодовиків та

додаткового вносу  $\text{CO}_2$ , депонованого у карбонатах океану. Структура кругообігу вуглецю в біосфері представлена на рис. 9.2.

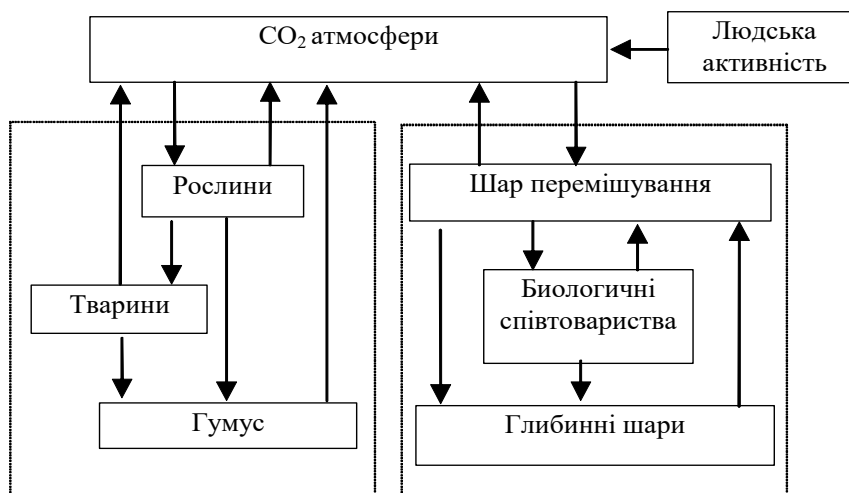


Рис.9.2. Структура круговороту вуглецю в біосфері

На суші обіг  $\text{CO}_2$  включає ланцюг: рослини – тварини – ґрунтові процеси – вуглекислота атмосфери – людська активність, яка обумовлює значні викиди  $\text{CO}_2$  в атмосферу переважно через споживання викопного палива.

В океані працює ланцюг: поглинання  $\text{CO}_2$  поверхневим шаром океану – його використання біологічними співтовариствами – поглинання глибинними шарами, де вуглець деponується в карбонатах, – повернення частини  $\text{CO}_2$  в атмосферу.

Указані ланцюги помітно впливають на температурний баланс атмосфери. Так, з ростом температури атмосфери та верхнього шару океану розчинність вуглекислого газу в океані зменшується. Оскільки  $\text{CO}_2$  постійно поглинається фотосинтезуючими елементами зазначеного шару, порушується рівновага у його вмісті між глибинними й верхніми шарами в океані. Із глибини розчинена вуглекислота починає надходити у верхні шари, а її надлишок переходить в атмосферу, підвищуючи концентрацію  $\text{CO}_2$  у повітрі. Парниковий ефект, що підсилюється, веде до подальшого росту температури. Починає працювати насос з перекачування  $\text{CO}_2$  із глибинних шарів, що й веде до поступового підвищення температури. Як бачимо, процеси кругообігу вуглецю не рівноважні й можуть привести до значних змін  $\text{CO}_2$  в атмосфері, а значить і клімату, що і спостерігається останнім часом.

## 9.7. Кліматодіаграми

Оскільки вплив клімату на розповсюдження рослин, формування рослинних співтовариств і взагалі на екологічні процеси дуже значний, тому, щоб мати можливість судити про вплив клімату, зокрема, на світ рослин, необхідний наочний і придатний для цієї мети спосіб відображення найважливіших кліматичних чинників. Прогрес у цьому питанні був досягнутий, коли еколог рослин Г. Вальтер запропонував принцип побудови так званих кліматодіаграм.

Ці діаграми досить компактно й наочно відбивають істотні кліматичні чинники, що важливі, зокрема для розвитку рослин.

Кліматодіаграма (кліматодіаграма, діаграма клімату) має різні визначення або тлумачення:

- 1) – графічне подання одного чи декількох елементів клімату;
- 2) – закодована числова характеристика основних елементів клімату даного місця;
- 3) – графічне подання річного ходу двох кліматичних елементів (наприклад, температури повітря і відносної вологості або опадів) на одній діаграмі в системі прямокутних координат, що дає замкнутий контур.

Всі кліматодіаграми будуються за однаковими правилами і лише іноді трохи відрізняються від оригіналів. Зазвичай кліматодіаграма графічно представляє річний хід двох кліматичних елементів – температури повітря й кількості опадів. Її побудову розглянемо на прикладі кліматодіаграми м. Павлоград Дніпропетровської області, що відноситься до Західного Донбасу, крупного вугільно-добувного промислово розвинутого регіону, типового для більшості регіонів України.

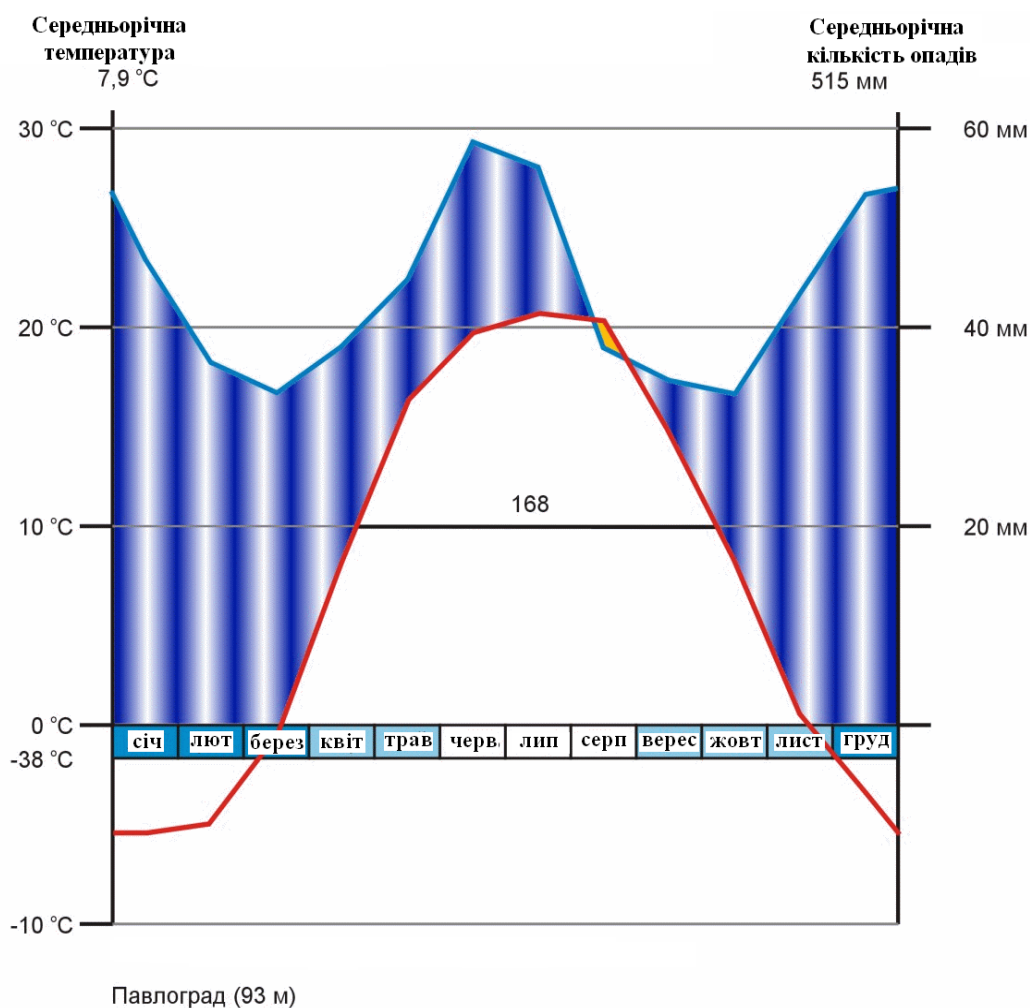


Рис. 9.3. Кліматодіаграма м. Павлоград

По горизонталі на нульовій лінії відкладають місяці, причому на діаграмах, що відносяться до північної півкулі, прийнята звичайна послідовність – від січня до грудня, а на тих, що відносяться до південної півкулі, – від липня до червня наступного року. Це дозволяє одержати уявлення про фактичні зміни кліматичних чинників і рослинності протягом року, від зими до зими. Особливе значення для світу рослин та екології в цілому мають коливання температури, що відбуваються протягом року, та кількість опадів, а також взаємозв'язок між цими чинниками.

Шкалу температур наносять на вертикальній стороні діаграми (ліворуч). Над нею вказують обчислену за результатами багаторічних спостережень середньорічну температуру (для Павлограда вона становить  $7,3^{\circ}\text{C}$ ). Біля нижнього кінця шкали наведена найнижча (із зареєстрованих дотепер) негативна температура (на діаграмі  $-38^{\circ}\text{C}$ ). Червона лінія показує хід середніх температур кожного місяця.

На правому боці діаграми поміщена шкала опадів (кількість опадів, що випадають за місяць). Над цією шкалою позначають середньорічну кількість опадів (на діаграмі вона становить 515 мм – це усереднені відомості за багато років). Поділок на шкалі опадів, що дорівнює 20 мм, відповідає поділці  $10^{\circ}\text{C}$  на шкалі температур; 40 мм –  $20^{\circ}\text{C}$  і т.д. Необхідність дотримання цього співвідношення варто підкреслити особливо, оскільки воно істотно впливає на інформативність діаграми відносно потреби рослин у воді під час вегетації. При цьому виявляється наступне: якщо крива опадів проходить вище кривої температур, то наявний надлишок вологи (гумідні умови). Цю частину діаграми завжди зафарбовують синьою фарбою. Якщо ж крива опадів перебуває нижче кривої температур, то ця ділянка діаграми відповідає посушливому періоду (аридні умови) і його фарбують у жовто-коричневі кольори (на діаграмі Павлограда таким кольором позначена невеличка зона у серпні місяці при температурі  $20^{\circ}\text{C}$  та опадах 40 мм).

Між кривою температур і кривою опадів простежується зв'язок, тому перша може служити мірою випаровування вологи. Проте, метеорологічні станції випар вологи зазвичай не вираховують. Крива температур одночасно дає уявлення і про витрату води, тоді як крива опадів, навпаки, показує її надходження. Обидві криві разом при обраному співвідношенні шкал 2:1 характеризують водний баланс.

Поверхня під синьою кривою опадів, заштриховують синіми лініями, що дає уявлення про інтенсивність випадання опадів. Ту частину діаграми, яка відповідає кількості місячних опадів, що не перевищують 100 мм (як у середніх широтах), показують штрихуванням.

Настання холодів та їх тривалість, а отже, і тривалість періоду, протягом якого морозів не буває, – також досить важливі чинники. Темно-сині прямокутники, що знаходяться на діаграмі під нульовою лінією, де указані місяці, показують ту пору року, коли середньодобова мінімальна температура виявляється нижче  $0^{\circ}\text{C}$ . Вона відповідає холодному періоду, протягом якого можуть бути морози. Ясно-синіми прямокутниками, прилеглими до темно-синіх, показані місяці, протягом яких лише абсолютна мінімальна температура

може бути нижче 0°C. Іншими словами, у цей час заморозки можуть наступити, але це буває не щороку. Такі весняні й осінні заморозки часто виявляються важливими для життя рослин. Нефарбовані прямокутники по нульовій лінії відповідають порі року, коли морозів не буває (літні місяці).

Нарешті, варто згадати, що на деякі діаграми, що відносяться до районів з холодним кліматом, наносять ще одну-дві важливі характеристики, зокрема перша, – показує число днів із середньою позитивною температурою більше 10°C, а друга – із середньою негативною температурою нижче -10°C. Такі температури і тривалість їх дії являють собою свого роду межу для життя рослин, зокрема найнижча лінія на діаграмі Павлограду з позначкою -10°C. Перша ж характеристика, що визначає число днів з температурою +10°C і вище (на діаграмі складає 168 діб) цілком відповідає поняттю «вегетаційний період», тобто періоду зростання рослин.

### ***Питання для самоперевірки та обговорення \*:***

1. Наведіть й проаналізуйте глобальні фактори, які діють у природі й впливають на клімат.
2. Викладіть суть теорії клімату.
3. Викладіть поняття мікроклімату.
4. Приведіть класифікацію видів клімату.
5. \*Проаналізуйте причини зміни клімату.
6. \*Проаналізуйте вплив обігу діоксиду вуглецю на зміни клімату.
7. Викладіть призначення кліматодіаграм.
8. Викладіть порядок побудови кліматодіаграм.

## ПІДСУМКИ

Метеорологія і кліматологія – це фундаментальні наукові дисципліни, що досліджують фізичні процеси в атмосфері Землі, закономірності формування погоди та клімату, а також їхній вплив на природні та антропогенні системи. У межах цього навчального посібника розглянуто основні теоретичні положення метеорології та кліматології, фізичні властивості атмосфери, закономірності перенесення енергії та речовини в атмосферному середовищі, процеси формування баричного поля, вітру, теплового режиму атмосфери, а також роль водяної пари, хмарності й опадів у глобальному вологообігу.

Особливу увагу приділено радіаційним процесам в атмосфері, які визначають енергетичний баланс Землі та є ключовим фактором кліматоутворення. Розглянуті механізми атмосферної циркуляції різних масштабів, що зумовлюють перерозподіл тепла і вологи між регіонами планети, а також процеси формування кліматичних умов і мікроклімату. Сукупність цих процесів формує складну динамічну систему атмосфери, яка перебуває у постійній взаємодії з іншими компонентами географічної оболонки – гідросферою, літосферою та біосферою.

У сучасних умовах особливого значення набуває екологічний аспект метеорологічних і кліматичних досліджень. Атмосфера є одним із ключових елементів функціонування природних екосистем та одночасно середовищем, що чутливо реагує на антропогенний вплив. Зростання концентрації парникових газів, зміни радіаційного балансу Землі, трансформація режиму атмосферної циркуляції та збільшення частоти екстремальних погодних явищ зумовлюють необхідність поглибленого вивчення кліматичної системи і її змін.

Попри значний прогрес у розвитку метеорології та кліматології, низка наукових питань залишається предметом активних досліджень. Серед них – уточнення механізмів формування та еволюції кліматичної системи Землі, підвищення точності кліматичних моделей і довгострокових прогнозів, вивчення регіональних проявів глобальних кліматичних змін, а також оцінка впливу кліматичних факторів на природні екосистеми та господарську діяльність людини.

Подальший розвиток метеорологічної та кліматологічної науки пов'язаний із розширенням мережі спостережень, використанням сучасних дистанційних методів дослідження атмосфери, розвитком числового моделювання атмосферних процесів та інтеграцією міжгалузевих підходів. Важливим напрямом такого розвитку є також поглиблення зв'язку між фундаментальними атмосферними дослідженнями та практичними завданнями екологічної безпеки, адаптації до змін клімату й сталого розвитку.

Отже, знання основ метеорології та кліматології є необхідною складовою підготовки фахівців у галузі екології і технологій захисту навколишнього середовища, оскільки дозволяє розуміти закономірності функціонування атмосферної системи, оцінювати її зміни та враховувати кліматичні фактори під час вирішення сучасних екологічних проблем.

## СПИСОК ВИКОРИСТАНОЇ ЛІТЕРАТУРИ

1. Антонов В.С. Короткий курс загальної метеорології : навч. посіб. Чернівці : Рута, 2004. 336 с.
2. Долгілевич М.Й. Метеорологія і кліматологія : навч. посіб. Житомир : ЖІТІ, 2001. 243 с.
3. Долгілевич М.Й., Т.М.Родіонова. Практикум з метеорології і кліматології : навч. посіб. Житомир : ЖІТІ, 2002. 201 с.
4. Шевченко О.Г., Сніжко С.І., Круківська А.В. Практикум з метеорології та кліматології. Київ : ФОП Маслаков, 2018. 117 с.
5. Глушков А.В. Технічні засоби гідрометеорологічної служби : конспект лекцій. Одеса : ОДЕКУ, 2018. 136 с.
6. Словник метеорологічних термінів. Київ. Український гідрометеорологічний центр. URL: <https://www.meteo.gov.ua/ua/Slovník-meteoroloģichnikh-terminiv> (дата звернення: 22.02.2026).
7. Паламарчук Л.В., Шевченко О.Г. Метеорологічні прилади та вимірювання. Київ : Інтерконтиненталь-Україна, 2012. 123 с.
8. Максименко Н.В. Метеорологія і кліматологія : підручник. Харків : ХНУ ім. В.Н. Каразіна, 2024. 256 с.
9. Проценко Г.Д. Метеорологія та кліматологія: навч. посіб. Київ : НПУ ім. М.П. Драгоманова, 2007. 256 с.
10. Нетробчук І.М. Метеорологія та кліматологія: конспект лекцій. Луцьк : Вежа-Друк, 2019. 108 с.
11. Решетченко С.І. Метеорологія та кліматологія : навч. посіб. Харків : ХНУ ім. В.Н. Каразіна, 2015. 220 с.
12. Колесник В.Є., Косаревський А.Г. Методичні рекомендації до лабораторних робіт з дисципліни «Метеорологія і кліматологія» для студентів спеціальності Екологія і охорона навколишнього середовища. Дніпропетровськ : НГУ, 2005. 28 с.
13. Балабух В. Прикладна метеорологія та кліматологія. *Метеорологія. Гідрологія. Моніторинг довкілля*. 2022. №1(1). С. 25–41. [https://journal.uhmi.org.ua/pdf/UHMI\\_MNE\\_01\\_2022\\_Balabukh\\_25\\_41.pdf](https://journal.uhmi.org.ua/pdf/UHMI_MNE_01_2022_Balabukh_25_41.pdf).
14. Колесник В.Є., Левченко М.В., Лапченко В.А. Пошук закономірностей у динаміці приземного озону за даними приладового моніторингу / Матеріали всеукраїнської наукової конференції «Моніторинг природних і техногенних середовищ», 24–26 квітня 2008 р., м. Сімферополь. Крим. Сімферополь : Діаурі, 2008. С. 145–150.
15. Колесник В.Є., Лапченко В.А., Левченко М.В. Моделювання динаміки приземного озону за даними безперервних спостережень з урахуванням метеорологічних умов / Матеріали міжнародної науково-практичної конференції, присвяченої 10-річчю кафедри екології (12–14 травня 2008 р., м. Дніпропетровськ). Дніпропетровськ : НГУ, 2008. С. 75–77.
16. Порівняння динаміки загального та приземного озону в умовах Карадагу / В.Є. Колесник, В.А. Лапченко, М.В. Левченко, Г.К. Гушин / Карадаг.

Моніторинг і екологічні дослідження. Зб. наук. пр., присвячений 95-річчю Карадазької наукової станції та 30-річчю Карадазького природного заповідника НАН України / Ред. А.В. Гаєвська, А.Л. Морозова. Севастополь : ЕКОСІ-Гідрофізика, 2009. С. 425–432.

Навчальне видання

**Колесник Валерій Євгенійович**  
**Павличенко Артем Володимирович**  
**Борисовська Олена Олександрівна**

**МЕТЕОРОЛОГІЯ І КЛІМАТОЛОГІЯ:  
КЛАСИЧНІ ОСНОВИ З ЕКОЛОГІЧНИМИ АСПЕКТАМИ**

Навчальний посібник

Видано в авторській редакції.

Електронний ресурс.

Підписано до видання 23 квітня 2026. Авт. арк 7,2

Підготовлено до видання  
в Національному технічному університеті «Дніпровська політехніка».  
Свідоцтво про внесення до Державного реєстру ДК № 1842 від 11.06.2004.  
49005, м. Дніпро, просп. Дмитра Яворницького, 19.