

МІНІСТЕРСТВО ОСВІТИ І НАУКИ УКРАЇНИ  
СУМСЬКИЙ ДЕРЖАВНИЙ УНІВЕРСИТЕТ

*В.О. Тюленєва*

**КОНСПЕКТ ЛЕКЦІЙ**

**З КУРСУ “МЕТЕОРОЛОГІЯ ТА КЛІМАТОЛОГІЯ”  
ЧАСТИНА І**

*для студентів спеціальності 6.070800 усіх форм навчання*

СУМИ ВИД-ВО СУМДУ 2004

## **ЛЕКЦІЯ 1 ПРЕДМЕТ І ЗАВДАННЯ МЕТЕОРОЛОГІЇ. ЗВ'ЯЗОК МЕТЕОРОЛОГІЇ З ЕКОЛОГІЄЮ ТА ІНШИМИ НАУКАМИ**

Метеорологія - наука про стан нижнього шару атмосфери, її будову, властивості та явища, що відбуваються в ній, і процеси. Отже, предметом вивчення метеорології є атмосфера, вірніше її нижній шар, який оточує земну кулю.

В атмосфері постійно здійснюється перетворення променистої сонячної енергії; відбувається круговорот тепла, вологи і різних домішок; відбуваються оптичні, електричні та багато інших явищ.

Одним із основних завдань метеорології є фізичне пояснення явищ і процесів, які відбуваються в атмосфері, встановлення їх причинно-наслідкових зв'язків і закономірностей розвитку.

Процеси, що відбуваються в атмосфері, виникають і розвиваються в основному в результаті перетворень енергії, яка надходить до Землі від Сонця. Тому в метеорології широко використовуються закони фізики, а оскільки нижній шар атмосфери являє собою одну зі складових біосфери, знання законів у метеорології допомагає зрозуміти процеси, що відбуваються в природних комплексах. Сьогодні саме зі зміною (якісною і кількісною) складу атмосфери пов'язане виникнення деяких глобальних екологічних проблем (проблема зменшення озону, проблема парникового ефекту тощо).

Крім того, метеорологія тісно пов'язана з гідрологією, з якою її споріднює взаємозв'язок процесів, що відбуваються в рідкій та газоподібній оболонках Землі (наприклад, кругообігом води, взаємообміном газів тощо).

Задачі сучасної метеорології не обмежуються поясненням фізичної сутності атмосферних явищ і процесів.

Перед наукою стоїть ряд практичних завдань:

1) забезпечення народного господарства метеорологічною інформацією;

2) збільшення завчасності прогнозів метеорологічних умов, у тому числі небезпечних метеорологічних явищ.

У процесі практичного використання метеорологічних відомостей виділилися деякі прикладні галузі метеорології: сільськогосподарська, авіаційна, космічна, морська, медична метеорології та інші.

**Поняття про погоду і клімат.** В атмосфері постійно відбуваються різноманітні фізичні процеси, які безупинно змінюють її стан. Ці процеси можна охарактеризувати цілим рядом елементів, які ми називаємо метеорологічними. До **основних елементів** відносять: температуру, тиск, щільність і вологість повітря; швидкість і напрямок вітру; кількість, висоту і товщину хмар; кількість та інтенсивність опадів; метеорологічну дальність видимості; водність туманів; потоки сонячної енергії і тепла тощо.

Крім метеорологічних елементів або величин, виділяють ще **атмосферні явища**. До них відносять: росу, іній, ожеледь, паморозь, туман, грозу, курну (піщану) бурю, вінци та гало навколо Сонця або Місяця, полярні сяйва тощо.

Усі метеорологічні елементи і явища безупинно змінюються як у часі, так і в просторі. Стан атмосфери в певний момент у певному місці називається **погодю**. Основний метод, який застосовується в метеорології – метод спостережень.

Метеорологічні спостереження – це інструментальні вимірювання і візуальні (зорові) оцінки метеорологічних елементів і явищ. Для їх проведення створена всесвітня мережа метеорологічних станцій, на яких кожні 3 години проводяться спостереження. Зараз на озброєнні метеорологів є дистанційні автоматичні гідрометеостанції, радіолокатори, спеціальні ракети і супутники, судна для спостереження погоди в океанах.

Відомості про погоду – метеорологічна інформація – передаються в державний Гідрометцентр (наприклад, в Україні – м. Київ) у вигляді цифрових телефонограм. Держави обмінюються метеорологічною інформацією для створення прогнозу погоди (синоптична служба).

Якщо є багаторічні спостереження за погодою (не менше 30 років), то виникає можливість одержати середні дані за метеорологічними елементами і надалі за цими середніми даними описати **клімат** даної території або пункту. Таким чином, **кліматом** називається багаторічний режим погоди для даної місцевості (пункту). На відміну від погоди клімат має відносну стійкість і є важливою фізико-географічною характеристикою природного комплексу. Вивчає клімати, класифікує їх наука кліматологія. Сьогодні великого практичного значення набуває докладний опис клімату невеликих територій і акваторій, і займається цим наука, що одержала назву мікрокліматологія.

### **Будова атмосфери**

Атмосфера поділяється на кілька шарів, але найбільш насиченим газами і найбільш важливим для життя є нижній шар, що прилягає до поверхні Землі, він називається тропосферою (від грецького «тропос» - обертатися і перемішуватися). Його висота залежить від пори року, широти місця і характеру циркуляції повітря. Взимку на одній і тій самій широті верхня межа тропосфери нижча, ніж влітку. На екваторі вона має висоту 16-18 км, у помірних широтах 9-12 км, а на полюсах 8-10 км. В областях підвищеного тиску висота тропосфери менша, ніж в областях низького.

У тропосфері спостерігаються переміщення повітря в горизонтальному і вертикальному напрямках, а також їх перемішування. В тропосфері зосереджена основна маса водяної пари, відбувається утворення хмар, випадання опадів. Характерна риса тропосфери – зменшення температури з висотою (на кожен кілометр  $-6^{\circ}$ ), тому що повітря тут нагрівається (чи остигає) від поверхні Землі.

Склад атмосферного повітря в тропосфері такий: азот – 78,09%; кисень – 20,95%; аргон – 0,93%; вуглекислий газ – 0,03%. Залишок складається з водяної пари, інертних та інших газів. Крім газів, тут є пил (особливо в тропічних і

помірних широтах), пилок рослин, бактерії, віруси, всілякі аерозолі.

На тропосферу приходить майже вся маса атмосфери Землі. 50% усієї маси приходить на шар до висоти 5,5 км, 75% - до висоти 11 км.

Вміст у тропосфері основних газів поки ще залишається без істотних змін. Однак останніми десятиліттями на спалювання витрачається все більша і більша кількість кисню. Діяльність людини, пов'язана із знищенням лісів і забрудненням нафтовою плівкою океану не сприяє поповненню нашої атмосфери киснем. Якщо темпи зростання витрат палива і забруднення океанів збережуться і надалі, то за 50 років буде витрачено більше ніж 1% вільного кисню, що небезпечно для атмосфери в цілому [Дубинський, 1996].

Серйозна проблема пов'язана і з вуглекислим газом, об'єм якого останніми роками має тенденцію до збільшення.

Основним регулятором концентрації CO<sub>2</sub> є океан. В океані його приблизно в 100 разів більше, ніж у повітрі. Це пояснюється тим, що розчинність CO<sub>2</sub> у воді на багато разів вище, ніж інших газів. Холодні води поглинають вуглекислий газ, а теплі – видихають. Вуглекислий газ використовується планктоном, для побудови свого тіла його використовують корали тощо.

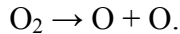
Однак за оцінками багатьох вчених за останні 100 років глобальна кількість CO<sub>2</sub> збільшилася (з 0,029% у 1900 році до 0,033% у 2000 році). З огляду на здатність вуглекислого газу добре поглинати довгохвильову радіацію саме зі збільшенням його концентрації вчені пов'язують процес активного нагрівання тропосфери в цілому. Екологічна проблема нагрівання тропосфери одержала назву парникового ефекту.

Шар, розміщений над тропосферою приблизно до висоти 40-50 км, називається **стратосферою** (від грецького «стратус» - шаруватий). Між ними розміщена тропопауза, яка характеризується вузькими потоками повітря з дуже великими швидкостями (до 300 км/год). Ці потоки називають

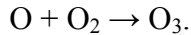
струминними плинами. Треба відзначити, що і між іншими шарами атмосфери також обов'язкові такі перехідні «паузи».

У стратосфері повітря вже більш розріджене, але все-таки воно містить ще до 20% усієї повітряної маси атмосфери.

Тут уже повністю відсутня водяна пара, але ще досить багато кисню. Під дією сильного ультрафіолетового випромінювання Сонця кисень розбивається на окремі атоми:



Однак активність атомарного кисню настільки велика, що він відразу утворює озон чи триатомний кисень



Максимальна концентрація озону спостерігається на висоті 20-25 км. У результаті своїх властивостей озон добре поглинає ультрафіолет, який є згубним для всього живого. Без озону життя могло б існувати на Землі тільки під шаром води товщиною в 1 м. Таким чином, стратосферу, в якій міститься озон, ще називають захисним шаром.

Поглинаючи у великій кількості ультрафіолет, озон нагрівається, тому в цьому шарі атмосфери температура підвищується. Так, якщо на нижній межі стратосфери над екватором весь рік вона дорівнює  $-74^\circ\text{C}$ , то на верхній межі температура дорівнює  $+10^\circ\text{C}$ . У зв'язку з цим холодне тропосферне повітря не піднімається в більш теплі шари стратосфери і не виносить туди вологу. Тому стратосферу ще називають **інверсійним** шаром (тобто шаром, у якому температура з висотою підвищується).

Наступний шар – мезосфера (від грецького «мезос» - середній), який простягнувся до 80 км у висоту. Тут склад газів змінюється – немає кисню й озону, на перше місце тут виходять «легкі» гази: гелій, водень, азот. Температура повітря з висотою знову падає і на верхній межі доходить до  $-90^\circ\text{C}$ . Тиск повітря тут у 200 разів менше, ніж біля земної поверхні. Таким чином, у тропосфері, стратосфері і мезосфері до висоти 80 км міститься більше, ніж 99,5% усієї ма-

си атмосфери. На шари, розміщені вище, припадає незначна кількість повітря.

Верхня частина атмосфери над мезосферою характеризується дуже високими температурами і тому має назву **термосфера**. Оскільки тут гази містяться у вигляді іонів та вільних електронів, то атмосфера вище мезосфери одержала назву іоносфери. Термосфера пролягає до висот приблизно тисячі кілометрів, вище починається зовнішня частина атмосфери – екзосфера (від грецького «екзос» - зовнішній), яка переходить у земну корону.

Від ступеня іонізації залежить електропровідність атмосфери. Радіохвилі випробовують в іоносфері поглинання, заломлення і відбиття. Саме внаслідок відбиття від іоносфери радіохвиль є можливим далекий зв'язок на коротких хвилях.

В іоносфері спостерігаються полярні саява і близьке до них за природою світіння нічного неба (люмінесценція), а також різкі коливання магнітного поля – іоносферні магнітні бурі. Іонізація в іоносфері зобов'язана своїм існуванням дії ультрафіолетового випромінювання Сонця.

Розглядаючи високі температури іоносфери, мають на увазі, що частинки атмосферних газів рухаються там з дуже великими швидкостями через дуже малу щільність повітря.

Раніше припускалося, що екзосфера і земна атмосфера взагалі закінчується на висотах порядку 2000 км, але на основі спостережень за допомогою ракет і супутників виникло уявлення, що водень, який вислизає з екзосфери в космос, утворює навколо Землі так звану земну корону, що простягається більше ніж до 20000 км; звичайно щільність газів тут мізерно мала, але в порівнянні з міжпланетним простором – у 10 разів більше.

За допомогою супутників встановлено існування у верхній частині атмосфери **радіаційного поясу** Землі. Цей пояс складається з електрично заряджених частинок – протонів і електронів, захоплених магнітним полем Землі, що рухаються з дуже великими швидкостями. Радіаційний пояс

постійно втрачає частинки в земній атмосфері і поповнюється потоками сонячної корпускулярної радіації.

### **Формування атмосфери**

Земна атмосфера являє собою геохімічну аномалію в Космосі. Її склад формувався паралельно з розвитком Землі в специфічних, тільки їй властивих умовах: гравітаційне поле, що утримує велику масу повітря, магнітне поле, що охороняє її від сонячного вітру, і обертання планети, що забезпечує сприятливий тепловий режим. Основна маса газів атмосфери виділилася з земної кори і мантії, що за тривалий період еволюції зазнавали хімічних та біохімічних реакцій, кількарязового поглинання водою, ґрунтом і живими організмами, і кількарязового виділення газів знову в атмосферу. В результаті утворилося вуглекисле середовище, в якому зародилося життя. З прогресивним розвитком живої речовини розвивалася й атмосфера. Коли зелені рослини (у девоні) вийшли з води на сушу, почався один з найбільш важливих природних процесів – фотосинтез і сформувалася сучасна киснева атмосфера.

З короткого огляду будови і складу атмосфери випливають такі положення:

1 Атмосфера розвивалася разом із усією природою земної поверхні – біосферою.

2 Рослини і тварини використовують атмосферні гази для фотосинтезу і дихання і створюють їх; усі гази, як показав В.І. Вернадський (1927), біогенного походження.

3 Біосфера, до якої входить вся тропосфера, ізольована від космосу озоновим екраном і магнітосферою.

4 Атмосферні гази з екзосфери залишають Землю, а надра Землі в результаті дегазації мантії поповнюють її, поставляючи в рік приблизно 1 млн. т газів.



## **ЛЕКЦІЯ 2 СОНЯЧНА РАДІАЦІЯ**

Сонячною радіацією називають усю сукупність променистої енергії Сонця, що розповсюджується в просторі у вигляді електромагнітних хвиль зі швидкістю близько 300 тис. км/с. Дуже часто в літературі сонячну радіацію називають **сонячним вітром**. Іноді сонячну радіацію називають «**випромінюванням Сонця**» (від латинського «radia» - випромінюю).

Сонячний спектр складається з невидимих ультрафіолетових променів з довжиною хвилі від 0,1 до 0,35 мкм на 7%; видимої частини спектра з діапазоном хвиль від 0,36 до 0,75 мкм на 46% і невидимого інфрачервоного випромінювання (довжина хвилі від 0,76 до 4,0 мкм), на яке приходить 47% загальної кількості радіації.

### **Інтенсивність сонячної радіації. Сонячна стала**

Сонячна радіація – практично єдине джерело тепла для біосфери і її кількість, що підходить до верхньої межі атмосфери, утворює досить постійний потік.

Інтенсивність радіації (або її кількість) виражається **сонячною сталою**. Так називається потік сонячної енергії за 1 хвилину на площу перерізом 1 см<sup>2</sup>, перпендикулярну сонячним променям на верхній межі атмосфери. Відповідно до матеріалів Міжнародного Геофізичного року (1957) сонячна стала ( $I_0$ ) дорівнює 1,98 кал/см<sup>2</sup>·хв або 1,38 кВт/м<sup>2</sup>·хв.

Сонячна стала усупереч своїй назві не залишається постійною. Вона змінюється у зв'язку зі зміною відстані від Землі до Сонця або при зміні активності Сонця. Як сьогодні стверджують вчені, невеликі коливання сонячної сталої неодмінно позначаються на погоді та кліматі в біосфері.

Якби сонячні промені падали на поверхню атмосфери Землі всюди перпендикулярно, то кожен квадратний сантиметр отримав за рік більше 1000 ккал. Однак Земля і її атмосфера мають форму кулі, і здебільшого сонячні промені попадають на неї під кутом, який тим менше, чим більше

широта. На рисунку 2.1 показані кути падіння сонячних променів на широті екватора,  $60^\circ$  і  $90^\circ$  на дату 21.03.

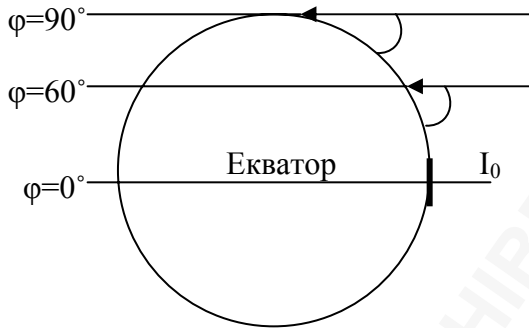


Рисунок 2.1 – Промені Сонця 21.03 перпендикулярні на екваторі

Так, на полюсі ( $\varphi = 90^\circ$ ) сонячні промені просто скочують по поверхні на дату настання рівнодення, у день літнього сонцестояння кут падіння сонячних променів максимальний, а на дату зимового сонцестояння – мінімальний. Як експериментально спостерігається та обчислюється кут падіння сонячних променів, докладно описується в лабораторній роботі з метеорології 1 (Методичні вказівки для виконання лабораторних робіт з метеорології та кліматології).

Кількість сонячної енергії, що надходить на одиницю площі, визначається за формулою

$$I = I_0 \cdot \sin\varphi, \quad (2.1)$$

де  $\varphi$  – кут падіння сонячних променів;  
 $I_0$  – сонячна стала.

### **Інтенсивність сонячної радіації біля поверхні Землі**

Прямі сонячні промені, що пронизують атмосферу при безхмарному небі, називають **прямою сонячною радіацією**. Максимальна її величина при високій прозорості атмосфери на перпендикулярній променям поверхні між тро-

піками дорівнює  $1,5-1,7$  кал/см<sup>2</sup>·хв. У середніх помірних широтах величина радіації близько  $1,0-1,4$  кал/см<sup>2</sup>·хв. Прямі сонячні промені дають яскраву тінь від предметів.

Частина сонячних променів в атмосфері розсіюється від зіткнення з молекулами газів, водяною парою, аерозолями. Виникає **розсіяна радіація**. Від неї вдень світло і там, куди не проникають прямі промені, наприклад, під пологом лісу або в похмурий день. Розсіяна радіація завжди супроводжує пряму, у такий спосіб вони разом утворюють сумарну радіацію  $Q$ :

$$Q = I_{\text{пр}} + I_{\text{роз}}, \quad (2.2)$$

де  $I_{\text{пр}}$  – пряма радіація;

$I_{\text{роз}}$  – розсіяна радіація.

У похмурий день при суцільній хмарності формула набуває вигляду

$$Q = I_{\text{роз}}. \quad (2.3)$$

Сумарна радіація  $Q$  визначає тепловий режим підстильної поверхні Землі.

Розсіюючи, а частково і поглинаючи радіацію, атмосфера значно її послабляє. Величина ослаблення її залежить від прозорості атмосфери. Якби тропосфера складалася тільки з газів, то коефіцієнт прозорості дорівнював би  $0,9$  (тобто  $90\%$  сонячних променів з  $100$  доходило б до поверхні Землі). Домішки з пилу, аерозолів, водяні краплі знижують коефіцієнт прозорості. Так, у пустелях при вітрі він знижується до  $0,3-0,5$ , над морем від  $0,3$  до  $0,7$  тощо.

Протягом доби потік сонячної радіації до поверхні Землі неоднаковий за своєю інтенсивністю. Ранком і ввечері він набагато слабший, а чим вище Сонце піднімається над обрієм, тим інтенсивніше потік сонячної енергії. Справа в тому, що при найменшій висоті Сонця збільшується товща атмосфери, через яку проходить сонячний промінь (рисунок 2.2). Ступінь ослаблення сонячної радіації в атмосфері виражається формулою Буге

$$I = I_0 \cdot r^m, \quad (2.4)$$

де  $I_0$  – сонячна стала;  
 $r$  – коефіцієнт прозорості атмосфери;  
 $m$  – число оптичних мас.

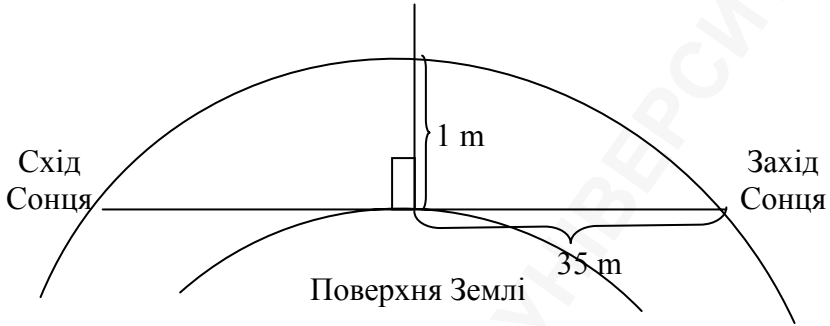


Рисунок 2.2 – Ослаблення сонячної радіації в атмосфері протягом доби на широті  $0^\circ$

При висоті Сонця в  $90^\circ$  число оптичних мас в атмосфері, які проходить сонячний промінь, взяте за 1, при висоті в  $60^\circ$  - 1,15, при висоті  $30^\circ$  - 2,0, а в момент сходу і заходу Сонця (висота дорівнює  $0^\circ$ ) – 35.

Сонячна радіація сильно послабляється хмарністю. Великі масиви хмар в екваторіальних широтах та їх відсутність у тропіках створюють умови найбільшого надходження енергії саме в тропіках – 200 -220 ккал/см<sup>2</sup>·рік. Від тропічних широт до помірних радіація зменшується. На островах Арктики вона складає близько 60 ккал/см<sup>2</sup>·рік (додаток А).

### Відбита і поглинена радіації

Сумарна сонячна радіація, приходячи до поверхні Землі, частково поглинається нею і, трансформуючись, переходить у тепло, а частково відбивається в атмосферу (рисунок 2.3). Радіація, що відбилася від поверхні Землі, називається **відбитою** ( $I_B$ ), а та, що поглинулася цілком, – **поглиненою** ( $I_P$ ).

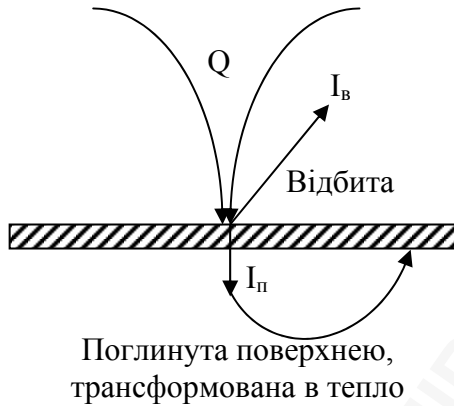


Рисунок 2.3 – Схема розподілу сумарної радіації на поверхні Землі

Через те, що поглинену енергію виміряти практично неможливо, визначають величину відбитої.

Відбивна здатність наземних і водяних поверхонь називається **альбедо**:

$$A = \frac{I_{\text{в}}}{Q} . \quad (2.5)$$

Альбедо – відношення відбитої радіації ( $I_{\text{в}}$ ) до сумарної  $Q$  і виражається в частках або відсотках.

На суші альбедо визначається кольором природних поверхонь. Всю радіацію здатне засвоїти абсолютно чорне тіло, до нього наближається сажа, яка тільки-но осіла. Альбедо сажі дорівнює близько 0,01-0,03. Відбити майже всю падаючу радіацію може абсолютно біле тіло, до якого наближається сухий сніг, який тільки-но випав ( $A = 0,95$ ).

Кліматотвірне значення відбивної здатності різних поверхонь винятково велике. В льодових зонах високих широт сонячна радіація, яка вже ослаблена при проходженні великого числа оптичних мас атмосфери і потрапила на поверхню під дуже малим кутом, відбивається вічними снігами на 95% і майже не прогріває поверхню.

Альbedo водяної поверхні залежить від того, під яким кутом на неї падають сонячні промені. Якщо кут падіння променів від 65° до 90°, сонячні промені проникають глибоко під воду і вона на 85-95% поглинає їх. Якщо ж промені нахилені до поверхні під кутом до 30° та менше, вони відбиваються як від дзеркала і майже не поглинаються. Так, альbedo водяної поверхні при висоті Сонця 90° дорівнює 2%, а при висоті в 20° - 78-80%. Через те, що 2/3 площі Землі зайняті океаном, засвоюваність сонячної енергії водяною поверхнею є важливим кліматотвірним фактором. Особливо багато енергії поглинають тропічні моря та океани.

У помірному поясі відбивна здатність посилює різницю між сезонами року. За висотою Сонця осінь і весна – сезони однакові, але поява восени спочатку жовтого листя, а потім інею і тимчасового снігу збільшує альbedo і знижує температуру повітря.

Нижче наводяться дані альbedo для різних видів поверхні (таблиця 2.1).

Таблиця 2.1 – Альbedo для різних типів поверхні

Вид поверхні	Альbedo, %
Свіжий сухий сніг	95
Вологий лежаний сніг	70
Морська крига	40
Тундра без снігу	18
Хвойний ліс улітку	10-15
Листяний ліс улітку	15-25
Листяний ліс з жовтим листям (осінь)	30-40
Луг	15-20
Пустеля	28
Свіжозораний вологий чорнозем	5-10
Земля в цілому	35

Інші фактори, що впливають на величину альbedo, також пов'язані з кольором, – це вологість і шорсткість поверхні. Збільшення вологості робить колір більш насиченим, темним і, як слідство, знижує величину альbedo. Гладкі, утоптані, вирівняні поверхні відбивають більше сонячних променів (порівняйте дані хвойного та листяного лісів). Навпаки, шорсткуваті, оксамитні, ворсисті поверхні відбивають менше.

Змінені людиною ландшафти змінюють своє альbedo і, в свою чергу, впливають і на кількість поглиненої радіації. Наприклад, знищення листяних лісів і оранка земель на їх місці збільшують частку поглиненої енергії, що не завжди сприятливо для біосфери; будівництво міст із їх чорною асфальтовою поверхнею збільшує тепловий потік влітку, а взимку сніг у місті швидко стає брудним, що сприяє його таненню та утворенню ожеледі та ожеледиці.

### **Висновки**

1 Сонячна радіація є основним джерелом тепла і світла на Землі.

2 На верхній межі атмосфери на перпендикулярну променям поверхню надходить приблизно однакова кількість сонячної радіації ( $I_0 = 1,98 \text{ кал/см}^2 \cdot \text{хв}$ ), на інших широтах ця величина змінюється відповідно до закону  $I = I_0 \cdot \sin\varphi$ .

3 До поверхні Землі сонячна радіація надходить у вигляді прямого та розсіяного світла і називається сумарною.

4 Проходячи через товщу атмосфери, сонячна радіація послабляється у зв'язку із запиленістю, а також у зв'язку з довжиною променя, який проходить через товщу атмосфери відповідно до закону Буге.

5 Поверхня Землі перетворює частину сумарної радіації в тепло в результаті поглинання, іншу частину радіації – відбиває. Іншими словами, на поверхні Землі сумарну радіацію  $Q$  можна подати як суму поглиненої і відбитої.

6 Відбивна здатність поверхонь Землі називається альbedo, яка залежить в основному від кольору поверхні, її вологості та шорсткості. Найменше відбиває сажа, яка тіль-

ки-но осіла, а найбільше – сухий сніг, який тільки-но випав. Гладкі поверхні відбивають більше сонячних променів, ніж шорсткуваті, а вологість поверхні зменшує відбиття. Альbedo Землі в цілому за рік складає 35% від всієї сумарної радіації, що надходить до її поверхні.

### **ЛЕКЦІЯ 3 ТЕПЛОВИПРОМІНЮВАННЯ ЗЕМЛІ. РАДІАЦІЙНИЙ БАЛАНС ЗЕМНОЇ ПОВЕРХНІ**

Вивчаючи сонячну радіацію, фізики встановили, що власне всі тіла, які мають температуру вище абсолютного нуля, випромінюють променисту енергію. Здатність тіла випромінювати енергію описана законом Стефана-Больцмана:

$$I = \delta T^4, \text{ кал/см}^2 \cdot \text{хв}, \quad (3.1)$$

де  $\delta$  – коефіцієнт, який дорівнює  
 $8,26 \cdot 10^{-11}$  кал/см<sup>2</sup>·хв;

$T$  – абсолютна температура тіла;

$I$  – випромінювання тіла.

Формула показує, що чим вище температура тіла, тим більше енергії воно випромінює. Так, при середній температурі поверхні Землі за рік  $15^\circ$  значення випромінювання дорівнює  $0,6$  кал/см<sup>2</sup>·хв (порівняйте з величиною сонячної сталої).

Крім того, встановлено, що чим вище температура тіла, яке випромінює, тим коротше довжина хвиль променів, що випускаються ним. Розпечена до  $6000^\circ$  поверхня Сонця посилає в простір короткохвильову радіацію. Земля має значно меншу температуру, і тому її випромінювання – довгохвильове.

**Земне випромінювання** нагріває повітря атмосфери тим більше, чим більше в ньому міститься водяних пар, вуглекислого і чадного газів, метану та ін. Нагріта атмосфера,



її хмарний покрив, сама випромінює енергію. Частина її йде в космос, а частина йде вниз до Землі назустріч земному випромінюванню, воно називається **зустрічним випромінюванням** (рисунок 3.1).

Різниця між власним випромінюванням Землі і зустрічним випромінюванням називається **ефективним випромінюванням** (усі види довгохвильового випромінювання далі позначаються буквою  $I$ ).

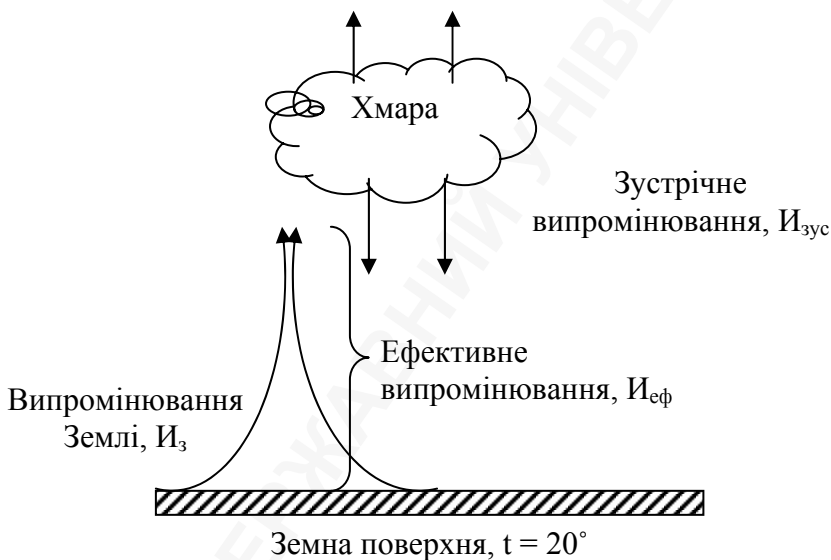


Рисунок 3.1 – Схема утворення ефективного випромінювання

Таким чином, на земній поверхні промениста енергія перетворюється в довгохвильову, яка, в свою чергу, легко поглинається водяною парою, крапельками води, вуглекислим газом та ін. Здатність атмосфери пропускати короткохвильову радіацію Сонця і затримувати теплове довгохвильове випромінювання називається **парниковим ефектом**.

Величину ефективного випромінювання можна записати

$$- I_{\text{эф}} = -I_3 + I_{\text{зус}}, \quad (3.2)$$

де  $- I_{\text{эф}}$  – ефективне випромінювання Землі;

$- I_3$  – випромінювання поверхні Землі;

$I_{\text{зус}}$  – зустрічне випромінювання.

При сухому повітрі за відсутності хмарності зустрічне випромінювання  $I_{\text{зус}}$ , невелике і при розрахунках ним можна зневажити, тоді можна записати:

$$- I_{\text{эф}} = - I_3. \quad (3.3)$$

Таким чином, ефективне випромінювання можна спостерігати протягом доби постійно, однак величина його змінюється і залежить від ряду факторів:

1) від температури ґрунту або води – чим вона вище, тим більше тепла випромінюється. Таким чином, величина  $I_{\text{эф}}$  в тропічних пустелях набагато більша, ніж у тундрі. Вдень  $I_{\text{эф}}$  більше, ніж вночі;

2) від наявності вологості в повітрі та хмарності. Волога атмосфера, особливо за наявності туманів і суцільної хмарності, уловлює випромінювання землі і посиляє до Землі значний зустрічний потік, ефективне випромінювання зменшується. Ночі при мрячній чи хмарній погоді зазвичай бувають теплими;

3) від близькості або віддаленості водойм: водяна маса є теплоємною, тому довше, ніж суша, утримує тепло. Збільшенням вологості водойми зменшують ефективне випромінювання. Отже, різкі коливання нічної і денної температур властиві сухим внутрішньоматериковим областям;

4) від абсолютної висоти місцевості: у горах зі зменшенням щільності повітря зменшується зустрічне випромінювання, а отже, збільшується і ефективне;

5) від рослинності: могутній рослинний покрив, особливо ліс, знижує ефективне випромінювання. У пустелях воно різко збільшується;

6) від характеру ґрунтів: могутні та пухкі ґрунти довше утримують і більше випромінюють тепло, кам'яністі і піщані його втрачають і остигають.

## Радіаційний баланс поверхні Землі

Вивчаючи одержання земною поверхнею сумарної сонячної радіації, можна бачити, що не вся вона поглинається поверхнею, а частково відразу відбивається від неї, потім поглинена короткохвильова радіація трансформується в теплову і Земля, відповідно до закону Стефана-Больцмана, сама випромінює енергію, тільки тепер вже у вигляді довгохвильової. У вигляді ефективного випромінювання ця енергія залишає Землю та іде в космос.

Процес приходу і витрати сонячного радіаційного тепла поверхнею земної кулі називається **радіаційним балансом** поверхні Землі.

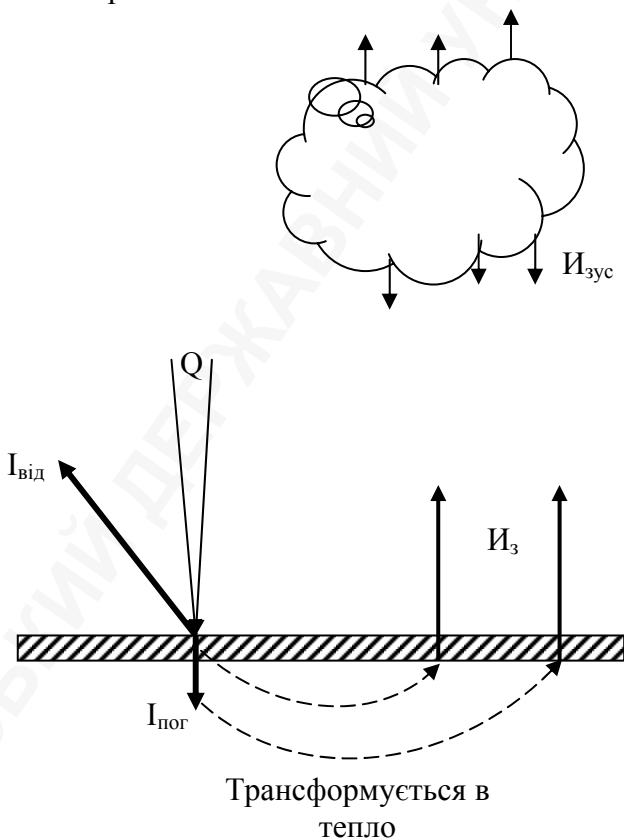


Рисунок 3.2 – Схема радіаційного балансу поверхні Землі

До прибуткової частини балансу входить частина сумарної радіації, яка була поглинена поверхнею. Вона дорівнює

$$Q - I_{\text{від}} = I_{\text{погл}}, \quad (3.4)$$

де  $Q$  – сумарна радіація;

$I_{\text{від}}$  – відбита радіація;

$I_{\text{погл}}$  – поглинена поверхнею радіація Сонця.

Однак вище (лекція 2) говорилося, що відбивну здатність тіла виражають через альbedo (коефіцієнт відбиття), а поглинену радіацію виміряти практично неможливо. У цьому випадку використовують коефіцієнт поглинання  $(1-A)$ , де уся величина сумарної радіації береться за одиницю. Коефіцієнт поглинання, як і коефіцієнт відбиття, виражається в частках або відсотках. Використовуючи його, поглинену радіацію можна виразити формулою

$$I_{\text{погл}} = Q(1-A), \quad (3.5)$$

де  $Q$  – сумарна радіація;

$(1-A)$  – коефіцієнт поглинання енергії.

Цей вираз взято як прибуткову частину радіаційного балансу.

Якщо врахувати, що видаткова частина балансу подана ефективним випромінюванням Землі, то власне баланс можна визначити так:

$$R = Q(1-A) - I_{\text{еф}}, \quad (3.6)$$

де  $R$  – величина радіаційного балансу;

$Q(1-A)$  – величина поглиненої радіації;

$I_{\text{еф}}$  – ефективне випромінювання Землі.

Ця формула характеризує радіаційний баланс для світлої частини доби.

Для нічного часу вона набуває вигляду

$$R = - I_{\text{еф}}. \quad (3.7)$$

Для похмурої ночі баланс можна виразити більш докладно:

$$R = -I_3 + I_{\text{зус}}. \quad (3.8)$$

Для сухої ясної ночі зустрічне випромінювання настільки мале, що ним можна знехтувати. Тоді формула набуває вигляду

$$R = -I_3. \quad (3.9)$$

У теплі та холодні сезони року баланс неоднаковий і залежить від величини поглинання сонячної енергії: влітку величина приходу сонячної радіації дуже велика, а витрачається її значно менше, і радіаційний баланс має позитивну величину (наприклад, у тропіках 6-8 ккал/см<sup>2</sup> за місяць, в помірних широтах 5-7 ккал/см<sup>2</sup> і навіть за полярним колом у червні за рахунок полярного дня він дорівнює близько 6 ккал/см<sup>2</sup>). Взимку прихід сонячної радіації різко знижується за рахунок низького стояння Сонця над обрієм і за рахунок збільшення альbedo покритої снігом поверхні. У грудні, наприклад, у всьому помірному поясі до півночі від субтропіків (нульова лінія проходить через Францію, Середню Азію, Хоккайдо) радіаційний баланс негативний. Однак у цілому за рік для помірних широт баланс енергії позитивний і тільки в центральній Арктиці та Антарктиді він має невелике негативне значення (до -1 ккал/см<sup>2</sup> за рік).

Розглядаючи карту річних величин радіаційного балансу, можна відзначити його невеликі величини для морів, ніж для тієї ж широти суходолу (додаток Б). Причина тут полягає у розвитку хмарності. Над суходолом у теплий період хмари розвиваються вдень завдяки гарному і швидкому поглинанню енергії поверхнею та її прогрівом, а вночі, як правило, хмарності немає (поверхня швидко остигає). Над морями - зворотна картина: море тепліше вночі, ніж вдень, і вночі над морем розвивається хмарність, а вдень - ясно. У результаті море вдень більше одержує енергії, особливо в екваторіальних і тропічних широтах, де сонячні промені мають майже прямий кут падіння і менше відбиваються, ніж на суходолі. Вночі хмарність над морем дає велику ве-

личину зустрічного випромінювання, чим захищає поверхню від втрати тепла.

Знаючи зміну складових радіаційного балансу поверхні Землі, можна зробити такі висновки:

1 Радіаційний баланс за рік збільшується від полюсів до екватора. На океанах він істотно більше, ніж на материках.

2 У літній півкулі суми радіаційного балансу малі над крижаними поверхнями полярних областей, різко підвищуються над відкритими акваторіями і сушею, вільною від льоду і снігу. Над океанами підвищення суми його відбувається до тропіків. Над сушею суми його мало залежать від широти, а більше від тривалості дня.

3 У зимовій півкулі радіаційний баланс негативний до широт 40-45° і далі збільшується до екватора.

4 У цілому для Землі прихід радіації більше, ніж витрата, тому величину радіаційного балансу ще прийнято називати **залишковою** радіацією. Куди і як вона витрачається, пояснює тепловий баланс.

## ***ЛЕКЦІЯ 4 ТЕПЛОВИЙ БАЛАНС ПОВЕРХНІ ЗЕМЛІ. ТЕМПЕРАТУРНИЙ РЕЖИМ***

Радіаційний баланс є основою природних процесів, витрачається на ці процеси, складає прибуткову частину теплового балансу поверхні Землі. Видаткова частина теплового балансу складається в основному з витрати тепла на випаровування (включаючи транспірацію), нагрівання верхніх шарів повітря і нижніх шарів ґрунту. Рівняння теплового балансу поверхні має вигляд

$$R = L \cdot E + P + B, \quad (4.1)$$

де  $R$  – радіаційний баланс як прибуткова частина теплового балансу;

$E$  – кількість вологи, що випаровується;

$L$  – питома теплота пароутворення;  
 $P$  – теплообмін з ґрунтом;  
 $B$  – теплообмін з шарами повітря, які розміщені вище.

Варто звернути увагу на те, що всі складові теплового балансу поверхні можуть мати протилежні знаки. Негативні знаки  $L \cdot E$  бувають за рахунок конденсації вологи,  $P$  – коли нижні шари тепліше верхніх,  $B$  – коли повітря тепліше самої поверхні. З цього можна зробити висновок, що в цілому за рік  $P$  і  $B$  можуть дорівнювати нулю. При порівнянні витрат тепла на випаровування ( $L \cdot E$ ) із приходом тепла при конденсації можна побачити, що на випаровування витрачається майже вся залишкова радіація (тобто радіаційний баланс – 80% на суші і до 90% на океані). Ось чому наша планета, маючи позитивний радіаційний баланс, не нагрівається рік від року. Головний висновок з вищесказаного полягає в тому, що тепловий баланс поверхні Землі як ціле в середньобагаторічному режимі дорівнює нулю. У такому випадку баланс записується у вигляді

$$R - L \cdot E = 0. \quad (4.2)$$

При порушенні радіаційного і теплового балансів можуть виникнути серйозні порушення в тепловому режимі Землі як планети. Так, останніми роками багато говорять про підвищення середньорічної температури в приземному шарі повітря і пов'язують це, насамперед, зі збільшенням кількості вуглекислого газу в атмосфері у зв'язку з роботою промислових об'єктів, зведенням великих масивів лісів і нафтовою плівкою на акваторії океанів. Вуглекислий газ відносять до групи так званих парникових газів: він пропускає короткохвильову сонячну радіацію, але затримує і поглинає довгохвильову радіацію від Землі. В результаті сам він нагрівається і збільшує температуру повітря. В результаті вирубки великих масивів лісу скорочується величина транспірації і складова теплового балансу  $L \cdot E$  теж зменшується, а отже величина радіаційного балансу (залишкова радіація) не буде уся витрачена. Загальне потепління в цьому

випадку спричинить зміну існуючих сьогодні ландшафтів, наступ океану на сушу і перебудову всіх процесів, що існують на планеті.

### Показники теплового режиму

1 Середня температура за добу – визначається як середнє з 8 термінів спостереження за температурою на метеостанції за добу.

2 Середня температура кожного місяця – визначається як середня з 30 (31) добових значень місяця даного року.

3 Середня багаторічна температура місяця. Усі середні багаторічні значення виводяться за тривалий (не менше 30 років) ряд років. Чим більше ряд років, тим точніше багаторічна величина, яка ще називається «нормою».

4 Середня температура кожного року. Виводиться як середня для 12 місяців. Вона необхідна, щоб порівняти даний рік з «нормою».

5 Абсолютні мінімуми і максимуми температури за будь-який термін спостережень – доба, місяць, рік, ряд спостережень. Абсолютний мінімум температури повітря для всієї Землі був відзначений на станції «Восток» в Антарктиді  $-89,2^{\circ}$ . Абсолютний максимум спостерігали в Лівії  $+57,8^{\circ}$ . В морі найвища температура води відзначена в Перській затоці  $+35,6^{\circ}$ .

**Тепловий режим поверхні, що підстилає, і атмосфери.** Поверхню, яка безпосередньо нагрівається сонячними променями, називають **діяльною**. Температура діяльної поверхні визначається тепловим балансом.

В добовому ході температури поверхні суходолу і водної поверхні відрізняються одна від одної в зв'язку з різними фізичними властивостями: суша швидко нагрівається і охолоджується тонким поверхневим шаром, вода ж нагрівається товщею (вона прозора на визначену глибину для сонячних променів), крім того, вода має набагато більшу теплоємність і тому при однаковій інтенсивності соняч-



ної енергії суша швидше і сильніше нагрівається, ніж вода; проте вода повільно нагрівається, але й повільно остигає.

Денні максимуми температури поверхні ґрунту можуть досягати  $80^{\circ}\text{C}$  (райони африканських пустель), а вода морів і океанів на тих же широтах на поверхні може бути  $30\text{-}32^{\circ}\text{C}$ .

Вночі суша швидко остигає і у тих самих районах африканських або азійських пустель може знижуватися до  $15^{\circ}$ , тобто амплітуда коливань температури за добу складає  $80\text{-}15=65^{\circ}\text{C}$ , вода ж остигає не більше ніж на  $4^{\circ}\text{C}$ .

Настання максимуму температури на поверхні в ясний день фіксується, як правило, відразу після 13 години (на годину пізніше настання сонячного полудня з максимальною висотою Сонця), а мінімум температури поверхні пов'язаний з нічним випромінюванням, що вихолоджує поверхню аж до сходу Сонця.

Моменти максимумів температури поверхні водою запізнюються у порівнянні із сушею. Максимум настає в 15-16 годин, мінімум – через 2-3 години після сходу Сонця.

Поширення тепла в ґрунті залежить від його теплопровідності та теплоємності. На передачу тепла від шару до шару затрачається час, і моменти максимумів і мінімумів протягом доби запізнюються на кожні 10 см приблизно на 3 години. Чим глибше шар, тим менше тепла він одержує і тем слабкіше він нагрівається і остигає. На глибині приблизно 1 м добові коливання температури ґрунту не відчувуються.

Повітря нагрівається не сонячними променями, а теплом від поверхні, на яку попадають сонячні промені, тому чим вище розміщений шар повітря над Землею, тим він прохолодніше. Вважаємо, що в шарах повітря, які перебувають в стані спокою, на 1 км температура змінюється на  $6^{\circ}\text{C}$ . В усьому світі температуру повітря спостерігають на метеостанціях на висоті 2 м у психрометричній будці. Повітря нагрівається шляхом теплопередачі, тому максимальні добові температури спостерігаються близько 14 годин, а мінімальні – через годину після сходу Сонця. Амплітуда ко-

ливань температур у повітрі набагато менша, ніж на поверхні ґрунту в результаті невеликої теплопровідності.

Однак підстильна поверхня нагрівається неоднаково і над більш прогрітою поверхнею виникає вертикальний потік термічної турбулентності, який **називається термічною конвекцією**. В таких конвективних потоках температура змінюється відповідно до **адіабатичних** процесів, тобто без обміну теплом з навколишнім середовищем, за рахунок перетворення внутрішньої енергії газу в роботу і навпаки. Повітря, що піднімається, розширюється, тому що робить роботу, на яку затрачає внутрішню енергію, і температура його знижується. Повітря, що опускається, навпаки, стискується, витрачена на розширення енергія звільняється, і температура повітря підвищується. Оскільки ці потоки повітря обов'язково якоюсь мірою насичені вологою, докладніше ці процеси будуть розглянуті в розділі «Вологість повітря».

**Зміна температури з висотою.** Оскільки повітря нагрівається від поверхні, вдень, як правило, температура повітря з висотою знижуються, а вночі навпаки – температура повітря на висоті більше, ніж у шарі, який розміщений нижче. Зростання температури з висотою називається **інверсією** (від латинського «зворотний хід»), а шар повітря, в якому температура підвищується з висотою, – називається «**шар інверсії**».

У нижньому шарі атмосфери спостерігають такі види інверсій:

1) радіаційну інверсію, або інверсію випромінювання. Вона з'являється в ясні літні ночі і може охоплювати шар у кілька сотень метрів. Взимку в ясну погоду інверсія може зберігатися до декількох діб й охоплювати шар до 1,5 км;

2) орографічні інверсії – вони виникають у зниженнях рельєфу: холодне повітря стікає вниз і там застоюється. Такі інверсії особливо потужні в зимовий час;

3) адвективні інверсії – вони виникають, коли порівняно тепле повітря надходить на холодну поверхню, яка охолоджує його шари, розміщені нижче;

4) інверсії, що виникають по берегах морів чи океанів, де протікають холодні течії. Яскравий приклад цього - західне узбережжя Південної Америки, яке омивається холодною Перуанською течією. Ця течія має температуру води близько  $14^{\circ}$ , природно, що повітря над ним прогріте не більше ніж на  $14^{\circ}$ . Важке холодне повітря затікає на узбережжя і витісняє більш тепле повітря суші нагору;

5) озонову інверсію, яка виникає в стратосфері, де зосереджена основна маса озону, який поглинає ультрафіолетове випромінювання, нагрівається і нагріває стратосферу (лекція 1). Шари інверсії у вільній атмосфері перешкоджають конвекції, тому їх називають затримуючими шарами.

У міських умовах і великих промислових центрах інверсії особливо яскраво проявляються в умовах ясної погоди, коли в повітрі над шаром інверсії накопичується величезна кількість пилу і сажі, відпрацьованих автомобільних викидів, диму від згорілого сміття, що бувають високотоксичними для здоров'я людини. Тому в містах категорично заборонено ввечері спалювати сміття, гілки дерев і опале листя, щоб не збільшувати забруднення самого найнижчого шару атмосфери.

З явищем інверсії температури в приземному шарі повітря пов'язані **заморозки** – зниження температури вночі до  $0^{\circ}$  і нижче на загальному тлі позитивних температур. Так, у 1998 році 28 травня в Сумській області зафіксований заморозок на тлі позитивних середньодобових температур до  $-11^{\circ}\text{C}$  (м/с Лебедин), а в 2002 році 4 червня заморозок спостерігався до  $-4^{\circ}\text{C}$ .

Для боротьби з заморозками, які вважаються несприятливим явищем погоди, застосовуються методи, що зменшують ефективно випромінювання з поверхні (димлення у вечірні години, прогрівання повітря в приземному шарі, рясний полив). Крім того, у господарствах роблять мікрокліматичні зйомки з метою виявлення особливо морозобійних

полів, на яких висаджуються більш стійкі до знижених температур культури.

Нерівномірне нагрівання нижніх шарів атмосфери часто викликає **міраж**. На суші в ясний теплий день можна побачити **нижній міраж**, тобто уявне зображення предмета, який розміщений вгорі, над оком спостерігача. Так, у жаркий день на нагрітому сонцем асфальті з'являються «калюжі», які зникають при наближенні до них. Причина міражу – скривлення траєкторії світлового променя в результаті його переломлення на межі шарів з різною температурою, а отже, і різною щільністю (рефракція). «Калюжі» на асфальті – це не що інше, як шматочки неба, які ваше око побачило на асфальті.

Над морем можна бачити «**верхній міраж**», коли на небі плывуть кораблі, стоять скелі і маяки. Найскладніші міражі можна спостерігати в Месинській протоці, між Італією та о. Сицилія, коли виникають «бічні міражі» чи комбіновані, в яких зображення увесь час міняється і здається ще більш загадковим. Такий вигляд міражу одержав назву «фата-моргана».

На закінчення можна зробити такі висновки:

1 Залишкова радіація витрачається на Землі на процеси життєдіяльності організмів, але в основному на процеси випаровування (у тому числі і транспірації рослин). У цілому тепловий баланс Землі для досить тривалого періоду дорівнює 0.

2 Порушення радіаційного і теплового балансів спричиняє серйозні порушення в температурному режимі планети. Як наслідок, сьогодні існує глобальна екологічна проблема «парникового ефекту», пов'язана зі збільшенням газів в атмосфері, які поглинають довгохвильове випромінювання Землі ( $\text{CO}_2$ ,  $\text{CH}_4$  та інші).

3 Добовий хід температури суші безпосередньо пов'язаний з одержанням сонячного тепла і його витратою через випромінювання поверхні. Добовий хід температури води відрізняється від суходолу в результаті особливостей води (прозорість і поглинання променів) і великої теплоємно-

сті, тому максимум і мінімум температури на воді зсунутий на 2-3 години у порівнянні із суходолом.

4 Поширення тепла в ґрунті залежить від його теплопровідності. На глибині приблизно 1 м добові коливання температури ґрунту не відчуються.

5 Нижній шар повітря, що прилягає до поверхні, нагрівається від неї. Як правило, його нагрівання проходить за допомогою теплопередачі. У результаті на кожні 100 м температура повітря знижується на  $0,6^{\circ}$ . Однак у повітрі тропосфери можуть виникати окремі вертикальні потоки термічної турбулентності, що називаються термічною конвекцією.

6 При припиненні надходження сонячної енергії на поверхню Землі (після заходу сонця) поверхня в результаті власного випромінювання швидко остигає, від неї остигають прилеглі до неї шари повітря, а верхні залишаються теплими. Виникає інверсія, яка ще називається затримуючим шаром. В екологічному плані інверсія – несприятливе явище, тому що під нею накопичуються пил, відпрацьовані гази тощо, тобто стан атмосфери різко погіршується. Особливо яскраво це виявляється в містах.

7 З явищем інверсії пов'язані заморозки – несприятливе метеорологічне явище для сільського господарства.

8 Нерівномірне нагрівання нижніх шарів атмосфери може викликати рефракцію і виникнення на суші «нижнього», а на морі «верхнього» міражу.

## **ЛЕКЦІЯ 5 ТИПИ РІЧНОГО ХОДУ ТЕМПЕРАТУР. РОЗПОДІЛ ТЕМПЕРАТУРИ ПОВІТРЯ БІЛЯ ПІДСТИЛЬНОЇ ПОВЕРХНІ ЗЕМЛІ. ПОНЯТТЯ КОНТИНЕНТАЛЬНОСТІ**

Річний хід температури повітря залежить насамперед від широти місця. Виділяють чотири типи річного ходу температури повітря за величиною амплітуди і за часом настання максимальних (верхівки літа) і мінімальних морозних температур.

**Екваторіальний тип** характеризується двома максимумами (після моментів рівнодення на кінець березня і кінець вересня) і двома мінімумами (після дат сонцестояння – кінець червня і кінець грудня). Відмічається тільки позитивна температура, амплітуда  $2^{\circ}$ - $4^{\circ}$ .

**Тропічний тип** характеризується одним максимумом (після літнього сонцестояння) і одним мінімумом (після зимового сонцестояння). Температура весь рік позитивна, амплітуда над океаном близько  $5^{\circ}$ , на суші до  $20^{\circ}$ .

**Помірний тип** – один максимум (у північній півкулі над сушею – у липні, над океаном – у серпні) і один мінімум (у північній півкулі на суші в січні, на морі в лютому). Чітко виділяють чотири сезони. Річна амплітуда температур найбільша і збільшується із широтою і у міру віддалення від теплої океану; температура в холодний сезон – негативна.

**Полярний тип** – зима дуже тривала і холодна, літо коротке і прохолодне. Температура більшу частину року негативна. Максимум температури припадає на серпень, мінімум – на кінець полярної ночі. Амплітуди температур значні.

**У розподілі температури повітря біля підстильної поверхні Землі** головну роль відіграє величина радіаційного балансу, однак потрібно назвати ще кілька факторів:

1) вид підстильної поверхні (через відбиття і поглинання енергії поверхнею, через велику або меншу теплоємність тощо);

2) висота місця над рівнем моря – враховується глобальний закон тропосфери – з висотою температура повітря знижується на  $6^{\circ}$  на 1 км;

3) вид орографії або рельєфу, який впливає на переміщення холодного повітря в знижені місця, захисну роль гір тощо;

4) рослинність (наявність лісових масивів);

5) близькість теплого моря, теплих течій.

Як правило, карти розподілу температур повітря біля поверхні Землі наведені для найбільш холодного і найбільш теплого місяця року (додатки В, Г). Так, для північної півкулі найбільш холодним місяцем є січень, а найбільш теплим – липень. Лінії однакових температур називаються ізотерми. На картах біля пунктів зазначені максимальні та мінімальні температури окремими числами.

Півкулі неоднаково нагріваються через те, що в північній більше суші, а в південній – океану. Ізотерма найбільших температур називається **термічним екватором**, у результаті неоднакового прогріву поверхні півкуль ця ізотерма переміщається з кінця березня до півночі й у липні досягає приблизно  $20-23^{\circ}$  широти (в районі Індостану й Індокитаю і  $30^{\circ}$ ), а після серпня починає зміщатися до півдня й у грудні доходить до екватора, але не південніше (тільки на материк Південна Америка зміщається до  $10^{\circ}$  південної широти). Таким чином, термічний екватор протягом року мігрує від екватора майже до північного тропіка і назад до екватора.

У липні в північній півкулі літо. Найбільш жаркі райони пов'язані з термічним екватором: висота сонця  $90-80^{\circ}$ , повітря сухе, і тепло не витрачається на випаровування – це райони Лівійської пустелі ( $+57,8^{\circ}\text{C}$ ), Аравійський півострів, долини Іранського нагір'я в Євразії. У Північній Америці найбільш жаркий район - Долина смерті  $+56^{\circ}\text{C}$ . Зі збільшенням широти температурний режим знижує свої значення

ня (кут падіння сонячних променів зменшується), але тільки на самому полюсі та у Гренландії температури негативні.

У південній півкулі – зима, однак завдяки великим водяним просторам температура має позитивні значення аж до Антарктиди, де в умовах полярної ночі від узбереж до центра материка вони різко знижуються до ізотерми в  $-68^{\circ}$ . На станції «Восток» (її висота над рівнем моря 2300 м) був відзначений мінімум  $-89,2^{\circ}\text{C}$ , що ніде на Землі не був перевершений.

У січні північна півкуля одержує менше сонячної енергії в зв'язку з малим кутом падіння сонячних променів – тут зима. Континенти, особливо такий великий як Євразія, дуже швидко і сильно остигають, і мінімальні температури спостерігаються в цій півкулі в глибині материка, віддалік від теплих океанів. Чималу роль тут відіграє рельєф. У зниженнях рельєфу застоюється холодне повітря, яке в умовах ясних довгих ночей ще більше прохолоджується. Тому мінімальні температури для північної півкулі належать Якутську (долина р. Лена), Верхоянську (долина р. Яна), Оймякону (долина р. Індигірка), де відзначена температура  $-72^{\circ}\text{C}$ .

У південній півкулі – літо, однак і воно набагато м'якше, ніж у північній півкулі, і тільки внутрішні регіони Австралії нагріваються до  $+54^{\circ}\text{C}$ . Льодовий материк Антарктида є яскравим прикладом дії відбивної здатності снігу. В умовах полярного дня майже вся сонячна енергія відбивається від поверхні і не нагріває її, і температурний режим залишається негативним, до  $-48^{\circ}\text{C}$  -  $-50^{\circ}\text{C}$ . Лише на узбережжі можна бачити вузьку смужку суші з температурами  $0^{\circ}\text{C}$  -  $+2^{\circ}\text{C}$ .

У зимовий період яскраво виявляється роль теплих течій. Як приклад можна навести січневі температури м. Мурманська ( $-8^{\circ}\text{C}$ ), яке розташовується за полярним колом, але омивається теплою течією, і м. Архангельська, розміщеного набагато південніше, але на березі замерзлого Білого моря ( $-14^{\circ}\text{C}$ ).



На будь-якій широті в зимовий період над морем ізотерми роблять плавний вигин до більш високих широт, особливо яскраво це проявляється в Атлантичному океані.

**Континентальність температурного режиму**, тобто віддаленість даного місця від теплих морів і течій, проявляється через річну амплітуду коливань температур (таблиця 5.1).

Таблиця 5.1 – Збільшення амплітуди температур при наростанні континентальності (широта розміщення пунктів – 52° півн.шир.)

Пункт	Середня температура, °С		Амплітуда
	січень	липень	
Дублін	5,4	15,8	10,4
Варшава	-3,6	18,9	22,5
Воронеж	-9,8	20,6	30,4
Оренбург	-15,4	22,0	37,4
Чита	-27,4	18,7	46,1

З наведених у таблиці даних бачимо, що річна амплітуда температур зі збільшенням континентальності наростає за рахунок зимових холодів – у приморських країнах зима тепла, в материкових – морозна. Літні місяці всередині материків жаркі, на берегах океанів – теплі, але різниця не така значна, як взимку.

Показником континентальності є добова амплітуда температур. Всередині материків жарко, вночі холодно, на берегах морів вдень тепло, вночі помірно прохолодно.

Континентальність температурного режиму є гарним показником континентальності клімату. Так, Шубаєв Л.П. (1977) пропонує за границю між морським і материковим кліматом взяти річну амплітуду в 25°. Якщо вона менше 25°C – клімат морський, більше – материковий. Використовуючи роботи інших кліматологів, можна навести більш докладну характеристику континентальності: при річній амплітуді температур від 0° до 20° клімат морський, від 21° до

30° - слабоконтинентальний, від 31° до 50° - континентальний, від 51° до 100° різко континентальний і більше 100° - надзвичайно континентальний.

Було зроблено кілька спроб математично виразити ступінь континентальності клімату. Найбільш поширеною є формула Іванова М.М. (1959):

$$K = \frac{A_{\text{річ}} + A_{\text{доб}} + 0,25d}{0,36\varphi + 14} \cdot 100, \quad (5.1)$$

де  $\varphi$  – широта, для якої обчислюється коефіцієнт;

$A_{\text{річ}}$  – річна амплітуда температур;

$A_{\text{доб}}$  – добова амплітуда;

$d$  – дефіцит вологості повітря.

Однак сьогодні є спроби вивести формулу континентальності, використовуючи дані теплового балансу. Наприклад, на океанах на випаровування витрачається в середньому 100 ккал/см<sup>2</sup> (4190 МДж/м<sup>2</sup>). Це можна взяти за 100% океанічності або за 0% континентальності клімату. В Центральній Азії, в африканській Сахарі, на випаровування витрачається тільки 10 ккал/см<sup>2</sup> (419 МДж/м<sup>2</sup>) за рік. Континентальність такого клімату можна виразити так:

100 ккал на океані – 10 ккал на суші = 90,

це число може бути взяті за 90% континентальності.

Клімату з континентальністю 100% на Землі немає, це означає, що даний район вийшов би з планетарного вологооберту.

## Висновки

1 Річний хід температури повітря залежить, насамперед, від широти місця. У зв'язку з цим виділяють чотири типи річного ходу температури: екваторіальний, тропічний, помірний та полярний.

2 У розподілі температури повітря на поверхні Землі, крім широти, значну роль відіграють вид підстильної поверхні, висота над рівнем обрїю, рельєф і рослинність.

Тому розподіл температур на суші набагато складніше, ніж на океанах. Особлива складність обумовлена будо-

вою поверхні і розходженнями співвідношення витрат тепла на випаровування і на нагрівання повітря. Ізотерма з максимальними температурами називається термічним екватором. Протягом усього року він переміщається від екватора (грудень, січень) до  $20^\circ$  північної широти (червень, липень) у зв'язку з тим, що північна півкуля, яка має більше суші, у літні місяці сильно нагрівається.

3 У середньому за рік південна півкуля в цілому холодніше північної (за рахунок Антарктиди, де цілий рік спостерігаються низькі, негативні температури і за рахунок прохолодного літа). За Є.С. Рубінштейном, річна температура північної півкулі  $15^\circ$ , південної  $10^\circ$ , для Землі в цілому  $14^\circ$ . Поліс холоду для північної півкулі – Оймякон ( $-72^\circ\text{C}$ ), для південної півкулі – ст. «Восток» у Антарктиді ( $-89,2^\circ\text{C}$ ).

4 Море або океан з теплими течіями істотно впливає на температурний режим материків. Сьогодні використовують показник континентальності температурного режиму (тобто віддаленість даного регіону від теплового моря). Цей показник, у першу чергу, описується амплітудою коливань температур за рік (від найбільш теплового місяця до найбільш холодного).

## ***ЛЕКЦІЯ 6 АТМОСФЕРНИЙ ТИСК***

Рух молекул повітря і його власна маса створюють **атмосферний тиск**. При спокійному стані повітря величина його на одиницю площі відповідає масі повітряного стовпа, що розміщений над нею. Збиток маси повітря призводить до зменшення тиску, а збільшення – до його підвищення.

Існує поняття **нормального тиску** (вага стовпа повітря на рівні моря на широті  $45^\circ$  при температурі повітря  $0^\circ\text{C}$ ). У цьому випадку вага стовпа повітря урівноважується ртутним стовпом висотою 760 мм. Знаючи, що стовп ртуті з площею перетину в  $1\text{ см}^2$  і висотою 760 мм складає 1033,2 г,

можна сказати, що атмосфера на кожен квадратний сантиметр поверхні тисне із силою в 1 кг 33 г.

У системі СГС за одиницю тиску взята дина/см<sup>2</sup>. Тиск у 1000000 дин називається **баром** (1 бар = =10<sup>6</sup> дин/см<sup>2</sup>). Тисячна частка бара – **мілібар**.

750 мм рт.ст. = 1000 мб;

1 мм рт.ст. = 1,33 мб.

У системі СІ взято одиницю тиску **Паскаль**:

1 мб = 100 Па = 1 ГПа;

750 мм = 1000 ГПа = 1000 мб;

760 мм = 1013 ГПа = 101300 Па.

З висотою тиск повітря на поверхню зменшується. Так, якщо біля поверхні моря спостерігається нормальний тиск (760 мм рт.ст.), то вага стовпа повітря 1,33 кг, на висоті 12 км – 319 г, на висоті 40 км – 4 г (лекція 1). Зміна тиску з висотою виражається баричним ступенем – відстанню по вертикалі, коли тиск повітря змінюється на 1 мм (1 мб, 1 ГПа). Для висот більше 1000 м можна користуватися формулою для визначення баричного ступеня

$$\Delta h = 8000 \cdot 2 \frac{P_1 - P_2}{P_1 + P_2} (1 + 0,004t^0), \quad (6.1)$$

де  $\Delta h$  – баричний ступінь, м;

$P_1$  – тиск у нижньому пункті;

$P_2$  – тиск у верхньому пункті;

$t^0$  - середня температура між нижнім та верхнім пунктами;

8000 – висота «однорідної атмосфери», м. Таку висоту атмосфера мала б при однаковій щільності, такій, як біля підстильної поверхні.

Тиск атмосфери на земну поверхню (його розподіл у просторі і зміна в часі) називається **баричним полем**. Воно постійно змінюється, тому що на нього впливають такі чинники:

1) термічний;

2) динамічний (перетікання повітря вниз або вгору і по горизонталі).

Тому біля поверхні Землі існують області переважання високого тиску й області низького – вони називаються **баричними системами**.

Розподіл тиску біля земної поверхні зображують ізобарами – лініями однакових величин тиску. Области низького тиску зображуються системою замкнутих ізобар з буквою «Н» у центрі і вони називаються **баричними мінімумами**. Смуга низького тиску, спрямована вбік від баричного мінімуму, називається **улоговиною**.

Области високого тиску називаються **баричними максимумами** і зображуються також замкнутими ізобарами з буквою «В» у центрі. Вони можуть мати **відроги і гребені** (рисунок 6.1).

Кarti стану баричного поля створюються для аналізу синоптичної ситуації за даними метеостанцій кожні 3 години за добу. Крім того, існують карти тиску атмосфери біля поверхні Землі, створені за середніми багаторічними показниками, для січня і липня, такі карти наведені в додатках Д та Е. З них бачимо, що ізобари лежать нерівномірно - де густіше, де рідше. Розміщення ізобар показує так званий **баричний градієнт** – зміна тиску на одиницю відстані по горизонталі (100 км). Баричний градієнт – величина векторна і завжди показує в бік низького тиску, перпендикулярно до ізобар. Як правило, баричний градієнт в областях високого тиску менше, внаслідок чого ізобари розміщуються рідше, а в областях низького тиску він більше, й ізобари розміщуються близько одна до одної.

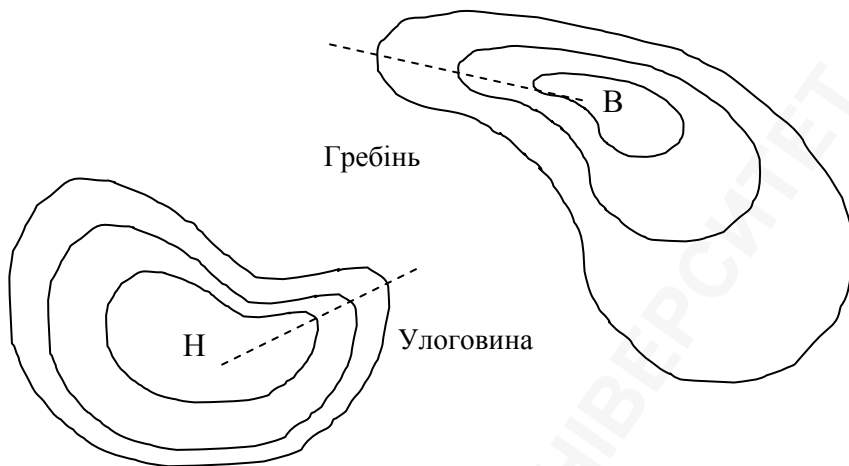


Рисунок 6.1 – Система ізобар областей низького і високого тиску

**Розподіл тиску біля поверхні Землі** в першу чергу залежить від прогріву поверхні, тому, як і у випадку з температурою, розглядаються карти тиску для найбільш холодного і найбільш теплого місяців (додатки Д, Е).

У січні чітко спостерігаються зона зниженого тиску, яка одержала назву «екваторіальної депресії», а також пов'язане з нею розміщення термічного екватора на екваторі географічному.

До півночі та півдня від екваторіальної депресії розміщуються зони високого тиску, так звані «тропічні пояси високого тиску». Вони розпадаються на окремі замкнуті області, особливо добре видимі в південній півкулі (однакова морська поверхня).

У помірних широтах над суходолом формуються області високого тиску, а над океанами – зниженого. Найбільш яскраво представлені Ісландський мінімум в Атлантиці та Алеутський у Тихому океані. На суші формується гігантський Азіатський максимум і трохи скромніше – Північноамериканський. Полярні області завжди холодні (в полярну ніч області не одержують сонячного тепла, а в поляр-

ний день велике альbedo не дає прогріватися поверхні) і на Землі створюються області підвищеного тиску.

У липні екваторіальна депресія розміщена не симетрично географічному екватору, а трохи зміщена в північну півкулю (слідом за термічним екватором). Разом з нею пересуваються і тропічні зони високого тиску. В північній півкулі яскраво простежуються Північноатлантичний (Азорський) максимум і Північно-Тихоокеанський, які збільшують площі своєї дії, аж до 50° півн.шир. Проте на суші Євразійського материка, як і в Північній Америці, з'являється область низького тиску, а Алеутський і Ісландський мінімуми майже цілком зникають.

Область полярного високого тиску яскраво виявляється над Гренландією і над Антарктидою.

Аналізуючи карти ізобар січня і липня, можна виділити зони тиску, які протягом року не змінюють свого знаку. Це екваторіальна депресія, тропічні та полярні зони завжди високого тиску. В помірних широтах, особливо північної півкулі, по сезонах відбувається зміна знаку тиску в результаті неоднакового прогріву материків і океанів. Тому можна виділити **постійні центри дії** атмосфери і сезонні, наприклад, Азіатський максимум – Азіатський мінімум. Центри дії атмосфери впливають на повітряні течії, погоду і клімат. Так, наприклад, погода Європи в основному залежить від дії Азорського максимуму влітку і сезонних Азіатського максимуму та Ісландського мінімуму взимку.

Ще раз нагадаємо, що баричні максимумами і мінімумами ніде не зберігаються постійно, тиск безупинно підвищується або знижується, і карти середнього багаторічного поширення тиску свідчать лише про значну перевагу того чи іншого тиску на поверхні Землі в планетарному масштабі.

**Для створення прогнозу погоди** необхідно мати не тільки карти розміщення центрів атмосферного тиску біля поверхні, але і на висоті в тропосфері, наприклад, на висоті 1 км, 3,5 км. Однак на практиці для зображення тиску на висоті частіше користуються не картами ізобар, а картами баричного рельєфу. Так, область високого тиску на ній

представлена пагорбом, область низького – ямою. У цьому випадку вибирається будь-яка величина тиску (зазвичай це 1000 мб, 700 мб, 500 мб і 300 мб) і показується, на якій висоті над рівнем моря (в метрах) і яким чином вона розміщується. Відомо, що областям підвищеного тиску відповідає ясна погода, а низького тиску – похмура, з опадами. Аналіз карт баричного рельєфу допомагає дати прогноз температури: чим вона вище, тим більші відстані між ізобаричними поверхнями.

### **Висновки**

1 На поверхню Землі впливає вага стовпа повітря атмосфери, який створює атмосферний тиск. Він вимірюється в міліметрах ртутного стовпа, у мілібарах (750 мм рт.ст. = 1000 мб = 1000 ГПа). Тиск 760 мм, що спостерігається біля поверхні моря при температурі повітря 0° на широті 45°, називається нормальним.

2 З висотою тиск атмосфери зменшується, приблизно через 10-11 м він знижується на 1 мм при підйомі на гору і підвищується при опусканні вниз. Цю закономірність описує формула баричного ступеня, що показує залежність зміни тиску від температури. Більш тепле повітря легке і тиск у ньому менший, більш холодне – щільне, важке, а тиск більший.

3 Тиск повітря в поверхні Землі створює баричне поле, що постійно змінюється під дією температури і перетікання повітря по горизонталі та вертикалі. У ньому виділяють баричні максимуми з гребенями і баричні мінімуми з улоговинами. Зображується баричне поле ізобарами – лініями однакових величин тиску. Ці лінії в залежності від величини баричного градієнта розміщені густіше або рідше.

4 У розподілі тиску повітря біля поверхні Землі, як правило, розглядається баричне поле січня і липня. Аналіз цих карт показує наявність постійно діючих центрів дії атмосфери і сезонних.

5 Тиск атмосфери - одна з головних характеристик погоди, з яким пов'язують вітровий режим і наявність хмарності та опадів. Тому при складанні прогнозу погоди, крім



карти баричного поля біля поверхні Землі, обов'язкові карти розподілу тиску на висоті. У цьому випадку вибирається величина тиску 1000, 700, 500 і 300 мб і складається карта, у метрах, розміщення даного тиску над рівнем моря. Такі карти одержали назву карти баричного рельєфу або баричної топографії.

## **ЛЕКЦІЯ 7 ВІТЕР**

Різниця атмосферного тиску між двома областями як біля земної поверхні, так і вище, викликає горизонтальне переміщення повітряних мас – **вітер**. З іншого боку, тертя об земну поверхню утримує маси повітря на місці. Отже, вітер виникає тільки при такому перепаді тиску, який може перебороти опір сили тертя і викликати рух. Величина, що визначає горизонтальний (або **адвективний**) рух, – баричний градієнт.

Вітер описується швидкістю, силою і напрямком.

Швидкість вітру – відстань, яку проходить об'єм повітря за одиницю часу. Як правило, швидкість вимірюється в метрах на секунду або у вузлах:

$$1 \text{ м/с} = 2 \text{ вузли.}$$

Швидкість вітру завжди пропорційна баричному градієнту; чим більше баричний градієнт, тим більше швидкість вітру. Сила тертя завжди зменшує швидкість вітру. При тому самому баричному градієнті над морем, степовими і пустельними рівнинами вітер сильніше, ніж над бугристою і лісовою місцевістю.

Сила вітру визначається тиском, який чинять маси повітря, що рухаються, на предмети. Сила вітру залежить від швидкості вітру і щільності повітря, що переміщується. При однаковій швидкості вітру біля земної поверхні та у верхній тропосфері сила його вгорі в 5 разів менше, ніж унизу. В середньому сила вітру визначається ( $\text{кг/м}^2$ )

$$F = 0,25 \cdot V^2, \quad (7.1)$$

де  $V$  – швидкість вітру.

Широко відома шкала Бофорта, де в умовних одиницях виражені сила і швидкість вітру в 12 балах:

0		штиль
1	0,3-1,0 м/с	тихий
2	2,0-3,0 м/с	легкий
3	4,0-5,0 м/с	слабкий
4	6,0-8,0 м/с	помірний
5	9,0-10,0 м/с	свіжий
6	11,0-12,0 м/с	сильний
7	13,0-15,0 м/с	міцний
8	16,0-18,0 м/с	дуже сильний
9	19,0-21,0 м/с	шторм
10	22,0-25,0 м/с	буря
11	26,0-29,0 м/с	жорстокий шторм
12	>30 м/с	ураган

Емпіричний зв'язок між кількістю балів і швидкістю вітру такий:

$$V = 2b - 1, \quad (7.2)$$

де  $b$  – кількість балів, але діє ця формула тільки до 8-го балу.

**Напрямок вітру** визначається стороною обрину, звідки він дме. Для позначення його зазвичай береться 16-променева троянда вітрів, де найбільш старшим променем є так звана **полуденна лінія** Пн-Пд (північ - південь), потім З-С (захід - схід). Між ними йдуть проміжні румби (порядок їх назв підлягає правилу старшинства): ПнС, ПдС, ПдЗ, ПнЗ. Потім позначаються додаткові промені: ПнПнС, СПдС, СпнС, ПдПдС, ПдПдЗ, ЗПдЗ, ЗПнЗ, ПнПнЗ.

Від яких факторів залежить напрямок вітру?

По-перше, виявляється дія баричного градієнта, по-друге, на напрям вітру діє осьове обертання Землі, яке в фізиці одержало назву сили Коріоліса. Ці дві сили зрівноважують одна одну. Теоретично розрахований вітер, на який впливають тільки ці дві сили, називається **геострофічним**. У північній півкулі сила Коріоліса розгортає напрямок вітру

уздовж ізобар вправо від напрямку баричного градієнта, у південному – вліво. Геострофічні вітри спостерігаються вище шару, де діє сила тертя, тобто на висоті вище 1000 м. Таким чином, геострофічним вітром називається прямолінійний рівномірний рух повітря без тертя.

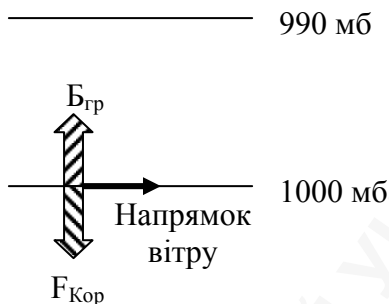


Рисунок 7.1 – Напрямок геострофічного вітру в північній півкулі

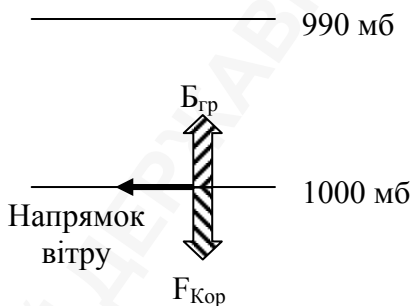


Рисунок 7.2 – Напрямок геострофічного вітру в південній півкулі

Рівномірний рух повітря без тертя по кругових траєкторіях називається **градієнтним вітром**. На його напрямок впливають: напрямок баричного градієнта і сила Коріоліса, яка його зрівноважує, а також відцентрова сила (рисунки 7.3, 7.4).

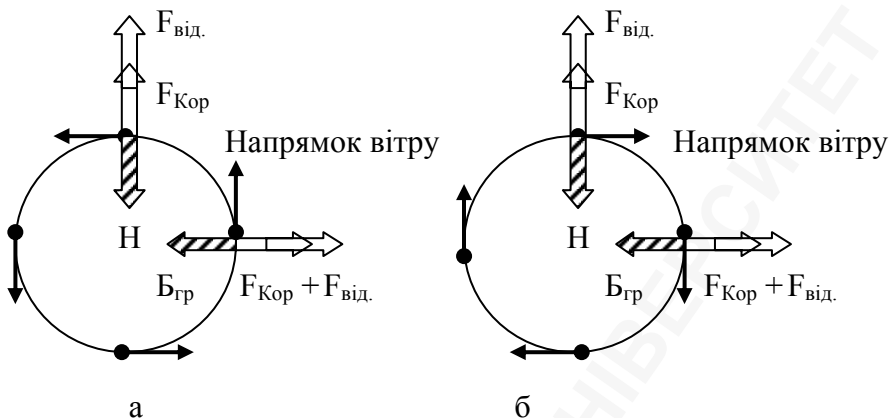


Рисунок 7.3 – Напрямок градієнтного вітру в областях низького тиску в північній (а) та південній (б) півкулях

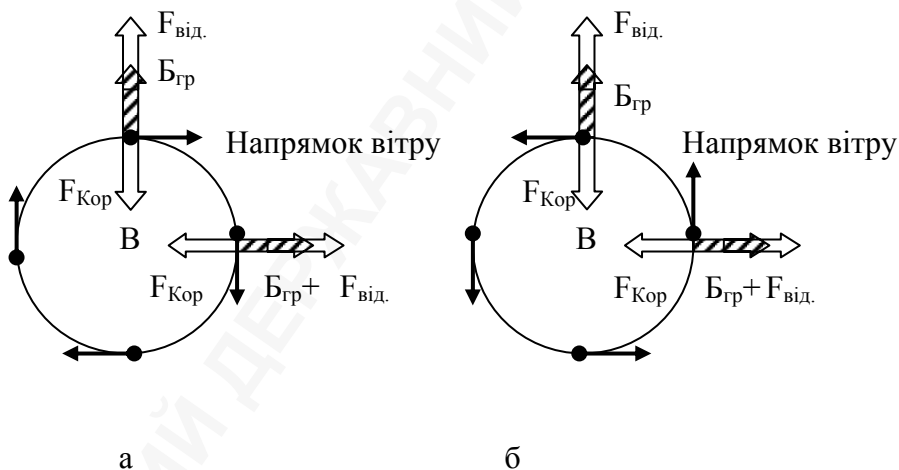


Рисунок 7.4 – Напрямок градієнтного вітру в областях високого тиску в північній (а) та південній (б) півкулях

З рисунків бачимо, що в північній півкулі градієнтний вітер в областях низького тиску дме уздовж ізобар проти годинникової стрілки, а в областях високого тиску – за годинниковою стрілкою. У південній півкулі напрямок вітру у всіх баричних утвореннях – зворотний.

Біля поверхні Землі, як вже згадувалося, діє сила тертя, яка не тільки сповільнює вітер, але і змінює його напрямок. Сила тертя у всіх системах ізобар відхиляє напрямок вітру у бік низького тиску приблизно на  $10-30^\circ$ . Таким чином, вітри в областях зниженого тиску відхиляються до центра. Збіжність (**конвергенція**) повітряних потоків завжди супроводжується підніманням, утворенням **конвективних** (вертикальних) потоків повітря. В областях підвищеного тиску вітри відхиляються від ізобар на периферію й утворюють розтікання (**дивергенцію**) повітряних потоків (рисунок 7.5). Дивергенція в областях високого тиску завжди супроводжується опусканням повітря в своїй центральній частині (рисунок 7.6).

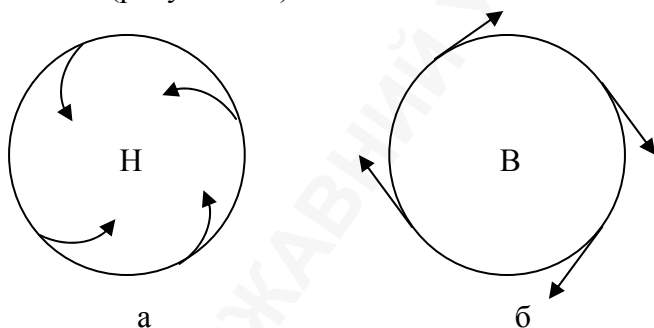


Рисунок 7.5 – Рух повітря в баричному максимумі (б) і баричному мінімумі (а) в шарі тертя в північній півкулі

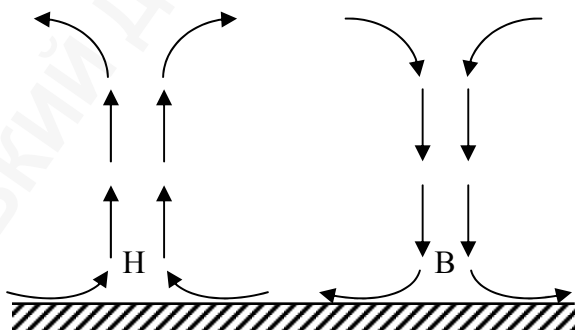


Рисунок 7.6 – Вертикальні потоки повітря в областях низького і високого тиску

Таким чином, горизонтальні переміщення повітря (вітер) пов'язані з вертикальними потоками, і цей зв'язок найкраще простежується в областях низького або високого центру. Тому ці області називаються **центрами дії атмосфери** (лекція 6).

Знаючи закономірності виникнення вітру (з високого тиску в бік низького), можна за його напрямком судити про розміщення областей підвищеного і зниженого тиску (закон Бюйс-Балло): «Якщо встати спиною до вітру, то в північній півкулі низький тиск виявиться ліворуч, а високий - праворуч».

Вітер має енергію, яка в природі витрачається на тертя, перенесення частинок, передається воді (виникають хвилі, плини). Часто вітер викликає небажані явища: вітрову ерозію, курні та піщані бурі, повені. Енергія вітру набуває останніми роками все більшого значення для одержання екологічно чистої електроенергії. Режим вітру необхідно знати при забудові міст і нових районів, розміщенні підприємств відносно житлових будівель тощо.

Найбільша швидкість вітру спостерігається над морською поверхнею, так, на узбережжях островів у тропічних широтах був відзначений ураган, що у деякі моменти мав швидкість 80-84 м/с. Однак найбільш сильні вітри відзначаються на узбережжі Антарктиди. Тут середньорічна швидкість вітру досягає 20-22 м/с, а максимальні значення - 90 м/с.

В Сумській області максимальна швидкість вітру доходить до 35 м/с. Так, у 1998 році в липні над Сумами пройшов шквальний вітер, коли в місті було зламано більше 500 дерев, через тиждень такий вітер повторився і завдав ще більших збитків.

### **Висновки**

1 Горизонтальне переміщення повітряних мас називається вітром. У метеорології вітер отожднюється з поняттям «адвекція». Вітер описується швидкістю, силою і напрямком.

2 Швидкість вітру завжди пропорційна силі баричного градієнта: чим більше баричний градієнт, тим більше швидкість вітру. Сила тертя значно зменшує швидкість вітру: чим більше сила тертя, тим менше швидкість вітру.

3 Сила вітру залежить від швидкості вітру і щільності самого повітря. Сила вітру виражається в  $\text{кг/м}^2$ , крім того, вона може виражатися в балах (шкала Бофорта).

4 Напрямок вітру залежить від напрямку баричного градієнта, від дії сили Коріоліса і сили тертя. Прямолінійний рівномірний рух повітря поза шаром тертя називається геострофічним. Рівномірний рух повітря поза шаром тертя за круговими траєкторіями називається градієнтним вітром. При виникненні вітру завжди баричний градієнт зрівноважується силою Коріоліса, яка в північній півкулі сприяє відхиленню напрямку вітру вправо, а в південній – вліво.

5 Біля поверхні Землі (у шарі приблизно 1000 м) діє сила тертя, яка не тільки сповільнює швидкість вітру, але і змінює його напрямок, відхиляючи його у бік низького тиску. Так виникають в областях низького тиску конвергенція (збіжність) потоків і виникнення вертикально висхідних потоків і в областях високого тиску – дивергенція (розтікання) і потік повітря, що опускається, у центрі.

6 Вітер має велике екологічне значення для природних комплексів. Завдяки йому до поверхні постійно підтікають свіжі потоки повітря, йде його перемішування та очищення від забруднень. Сьогодні надають великого значення використанню енергії вітру для одержання електроенергії.

## **ЛЕКЦІЯ 8 ЗАКОНОМІРНОСТІ ЗАГАЛЬНОЇ ЦИРКУЛЯЦІЇ НИЖЬНОГО ШАРУ АТМОСФЕРИ. МІСЦЕВІ ВІТРИ**

Під загальною циркуляцією атмосфери розуміється «система великомасштабних повітряних течій над землею, тобто течій, які за своїми розмірами порівнянні з великими частинами материків і океанів» [Хромов, 1968]. Мають на увазі течії горизонтальні (вітри) і вертикальні, пов'язані між собою, як говорилося в попередній лекції, центрами дії атмосфери. Головна причина основних рухів повітря в тропосфері полягає в нерівномірному розподілі тепла по земній поверхні. В теплому, добре прогрітому повітрі, яке має знижену щільність, тиск низький, а в холодному повітрі з більшою щільністю тиск набагато вище. Така картина сприяє виникненню досить сильних баричних градієнтів, які, в свою чергу, є причиною руху повітря.

Якщо говорити про шари атмосфери, які розміщені вище, то в них на будь-яких широтах вітри мають західний напрямок, підлягають основному руху планети Земля (осьовий рух усієї Землі разом з атмосферою із заходу на схід). На екваторі на всіх висотах (включаючи і тропосферу) вітри слабкі, часті штилі. Це пов'язано з дією сили Коріоліса, вірніше з її відсутністю, яка на екваторі дорівнює «0»:

$$F_k = 2mV \cdot \omega \cdot \sin\varphi, \quad (8.1)$$

де  $F$  – значення сили Коріоліса;

$m$  – маса тіла, що рухається;

$V$  – швидкість, з якою тіло рухається;

$\omega$  – кутова швидкість Землі;

$\varphi$  – широта, на екваторі вона дорівнює 0.

Біля поверхні Землі західні вітри панують тільки в помірних широтах. На інших широтах циркуляційна картина ускладнена впливом підстильної поверхні, а саме чергуванням материків та океанів і неоднаковим прогрівом в ре-



зультаті їх фізичних властивостей. У цих умовах складається нерівномірний розподіл поясів низького і високого тиску (додатки Д, Е). У результаті виникає баричний градієнт, який є першопричиною виникнення вітрів, про що було сказано вище.

Розглянемо циркуляційні процеси для найбільш холодного і найбільш теплого місяців року.

Отже, у **січні** термічний екватор розміщений на географічному, тобто тут у цю пору року найбільш тепла, прогріта поверхня. Це сприяє розвитку сильних конвективних струмів, які пронизують майже всю тропосферу аж до озонної інверсії. Завдяки сильно розвинутій конвекції на висоту постійно надходять все нові і нові маси повітря, які поступово на висоті починають розтікатися в різні боки. Однак далі тропіків повітря не надходить, тому що в помірних широтах західні вітри (західне перенесення) займають усю висоту атмосфери, починаючи від поверхні Землі. Тому повітря, яке скупчилося на висоті в тропічних широтах, починає опускатися, утворюючи стійкий спадний струм, який і створює, у свою чергу, зону високого тиску в тропіках. Як розглядалося раніше, тропічні зони високого тиску являють собою постійно діючі області високого тиску, з яких повітря відповідно до правил розтікається по периферії. З тієї частини, де центри високого тиску прилягають до екватора, утворюються вітри північно-східного напрямку в північній півкулі і південно-східного в південній півкулі, які одержали назву **пасатів**. У тих частинах центрів, які прилягають до помірних широт, вітри підсилюють західне перенесення.

У полярних областях над холодними поверхнями відбуваються охолодження та ущільнення нижніх шарів повітря, що веде до осідання товщі тропосфери. Тут утворюються області високого тиску і вітри від полюсів розходяться вздовж меридіанів, а відхиляючись, за допомогою сили Коріоліса набувають північно-східного напрямку у північній півкулі та південно-східний в південній. Ці вітри одержали назву **стокових**.

Чи відбувається обмін повітрям між помірними широтами і тропічними, між помірними і полярними?

Цей обмін відбувається за рахунок рухливих циклонів і антициклонів і розглядається у відповідній темі (лекція 13). На рисунку 8.1 у вертикальному розрізі показані циркуляційні кільця (пасатні кільця) або осередки Гадлея. Насправді ж картина дещо складніша, однак у періоди рівнодень вони виражені дуже яскраво та охоплюють пояс між тропіками.

У липні тропічний екватор розміщений приблизно в  $15-20^\circ$  північної широти. Зона низького тиску, що супроводжує його, зміщається слідом за ним і трохи розширюється в північній півкулі. Тропічні зони високого тиску також зміщаються в північному напрямку і займають більш північне положення.

У цьому випадку тропічний пояс високого тиску південної півкулі настільки близько підходить до екватора, що вітри, які утворюються в них і розтікаються по периферії, досягають екватора, перетинають його й у результаті протилежної дії відхильної сили Коріоліса в північній півкулі (вправо) змінюють свій напрямок на південно-західний. У цьому випадку вітри одержують назву **південно-західних мусонів**, або **тропічних мусонів**. Спостерігаються вони тільки з травня по вересень, особливо в північній півкулі на тропічних і екваторіальних широтах. Тому в смузі від  $0^\circ$  до  $20^\circ$  північної широти напрямок вітрів змінюється двічі на рік: в холодний період вони мають північно-східний напрямок (пасат), а в літній - південно-східний (мусон).

У помірних широтах західні вітри розширюють зону своєї дії аж до  $70^\circ$  півн.шир., а стокові вітри північної півкулі, навпаки, зменшують. В південній півкулі західні вітри підходять аж до  $30^\circ$  півд.шир., а зона південно-східних стокових вітрів розширюється до  $60-55^\circ$  півд.шир.

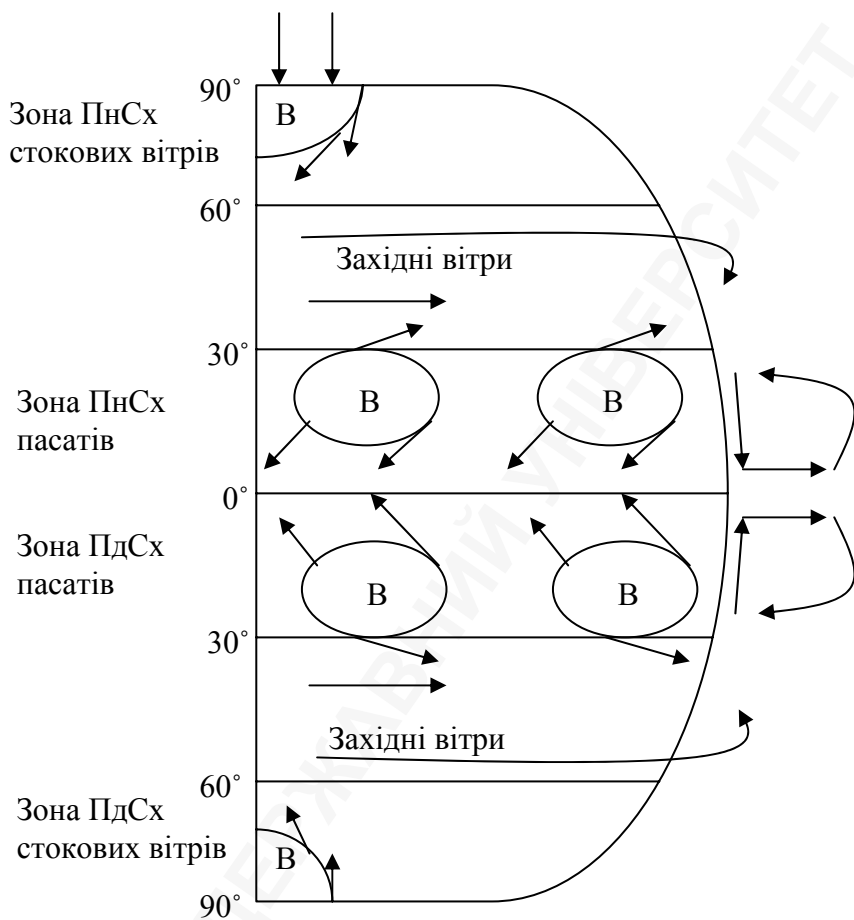


Рисунок 8.1 – Схема загальної циркуляції тропосфери в січні

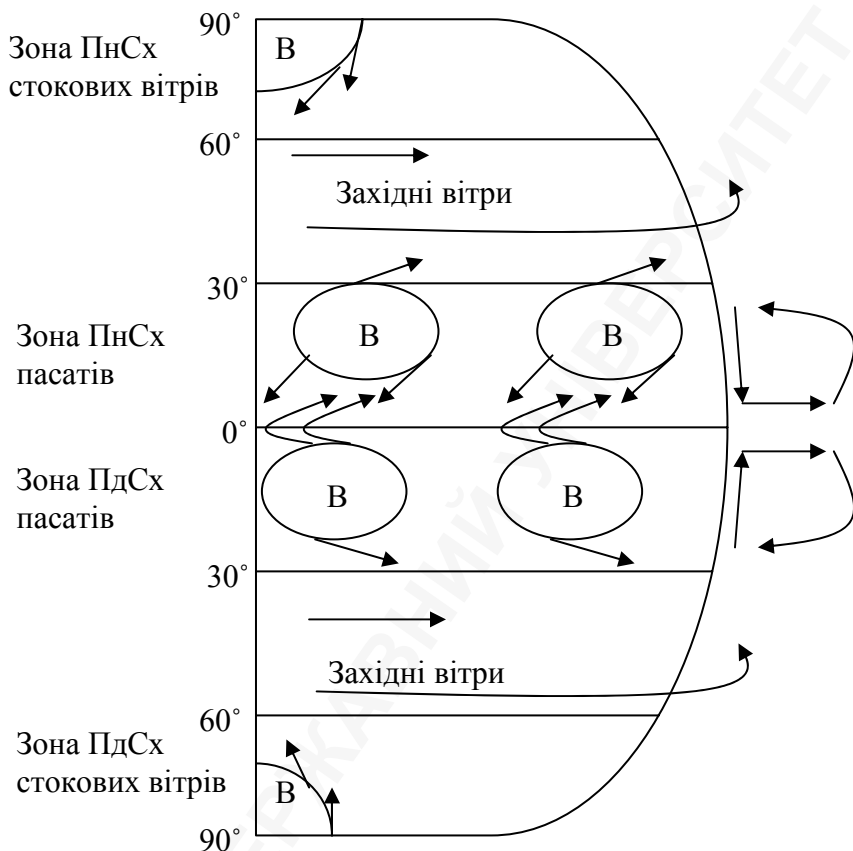


Рисунок 8.2 – Схема загальної циркуляції тропосфери в липні

На мусонну циркуляцію, обумовлену переміщенням термічного екватора до північного тропіка, накладається мусонна циркуляція, пов'язана із сезонними відмінностями нагрівання та охолодження океанів і східних країв материків. Між ними виникають вітри, до яких застосовується назва «мусон». Узимку над холодною поверхнею материка виникає область високого тиску, з якої вітри спрямовані на океан. Влітку океан холодніше суші, тут формується область високого тиску, і вітри мають напрямок з океану на сушу.

Особливо велике кліматотвірне значення мають мусони на берегах Азії, де вони охоплюють значні території і мають велику потужність. Оскільки вони виникають і в помірних широтах, то називаються **мусонами помірних широт**. Ці мусони порушують західний рух повітря на східних берегах материків.

Крім вітрів, що охоплюють широкі смуги земної кулі, виникає безліч **вітрів місцевої циркуляції**. Вони, як правило, охоплюють невеликі території і не мають великої сили. Класичним прикладом такого роду вітру є **бриз** (рисунок 8.3).

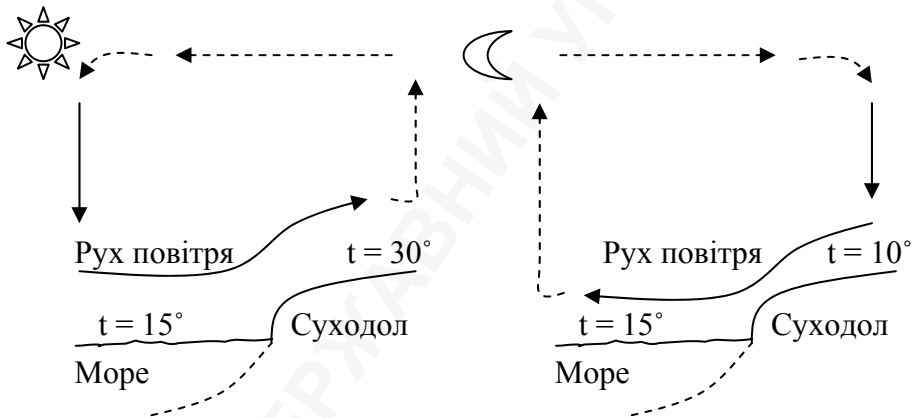


Рисунок 8.3 – Схема виникнення бризу вдень і вночі

Бриз – вітер, який змінює свій напрямок двічі на добу. Вдень суша добре прогрівається, тут виникають конвективні струми, тиск зменшується. Над морем прохолодніше, тиск повітря вище, виникає баричний градієнт, який обумовлює переміщення повітря з моря на сушу. Вночі картина зворотна – вітер дме із суші на море. Через те що контрасти температур між морем і сушею вдень набагато вищі, морські бризи виражені сильніше, ніж нічні, і смуга їх впливу ширше, до 20-30 км.

Бризи особливо розвинуті там, де великі добові коливання температури. Тому в тропічних широтах вони спостерігаються весь рік, у помірних і високих тільки влітку, особливо при ясній погоді. Виникають бризи на берегах океанів, морів, великих озер і водоймищ, широких повноводних рік, на межі лісу та поля тощо.

У горах спостерігаються **гірничо-долинні** вітри, які мають теж добову періодичність. Вдень при малохмарній погоді повітря біля схилів нагрівається і охолоджується менше, ніж у долині, тому вдень вітри піднімаються нагору по дну долини, вночі - стікають з гір у долину.

Місцеві вітри можуть виникнути в різних місцях, там, де виникає різниця температур при нагріванні поверхні. Вони характерні і для міста (з менш нагрітих і зелених окраїн до більш теплого центру вдень і назад - вночі), і на вулицях, які мають суцільну багатоповерхову забудову, де одна сторона – тіньова, інша – сонячна. Особливо вони помітні за наявності арок у будинках, прохідних дворах, за відсутності рослинності. З екологічної точки зору такі вітри, що мають швидкість 1-3 м/с, не завжди сприятливо впливають на здоров'я людини (їх ще називають протягами). Тому знання особливостей виникнення місцевих вітрів – протягів - необхідно для створення комфортних умов проживання і відпочинку жителів і розміщення промислових об'єктів.

**Місцеві вітри** можуть виникати і на **тлі широкомащтабної циркуляції**. Таких вітрів безліч, але їх можна поділити на дві групи: холодні та теплі.

До холодних відносять вітри типу «**бора**». Бора – холодний сильний вітер, який дме з невисоких прибережних гір у бік моря при затіканні повітря з більш холодних регіонів. Холодне повітря поступово накопичується перед хребтом, а переваливши через нього, з великою швидкістю скачується вниз, тому що різниця температур і тиску холодного повітря перед хребтом і повітря за хребтом дуже велика. Добре вивчена новоросійська бора, яка має швидкість 40-60 м/с з температурою до  $-25^{\circ}$ , відома бора на берегах Байкалу (сарма, баргузин), у Франції – містраль, в Техасі – норзер. У

горах з льодовиків дмуть так звані «стокові гірські» вітри, особливо часто вони спостерігаються в Антарктиді.

До теплих вітрів відносять вітри типу «**фен**». Фен – теплий, дуже сухий і рвучкий вітер з високих гір, часто покритих снігом і льодовиками. Виникає він, як і бора, при великих розходженнях атмосферного тиску по один та інший бік хребта. Перевалюючи через хребет у бік зниженого тиску, повітря втрачає вологу у вигляді опадів на навітряному схилі і швидко нагрівається при опусканні по підвітряному схилу. Фен часто спостерігається в горах навесні й узимку. Він викликає в долинах швидке танення снігу, сходження сніжних лавин (його називають пожирачем снігу), справляє висушливу дію на рослини. Тривалість фена від декількох годин до декількох діб. Феноподібні вітри широко відомі в Альпах, у Скелястих горах – чинук, на півдні Середземного моря, в Атласних горах – сіроко, в Південній Америці в Андах – пуельче, сонда, у середній Азії – афганець і т.д.

### **Висновки**

1 Система повітряних течій, яка охоплює величезні простори тропосфери Землі і має визначену сталість чи періодичність, називається загальною циркуляцією нижнього шару атмосфери. Ця система охоплює як адвективні потоки (власне вітер), так і вертикальні. Сполучною ланкою між ними є центри дії атмосфери (області високого чи низького тиску).

2 У верхніх шарах атмосфери основними потоками повітря є західні вітри на всіх широтах. Біля поверхні Землі західні вітри добре виражені тільки в помірних широтах. На інших широтах західне перенесення порушене через неоднорідне прогрівання поверхні, розміщення термічного екватора.

3 Для січневого розміщення повітряних потоків характерна їх симетричність щодо географічного екватора: із тропічних широт до екватора йдуть пасати (північно-східного напрямку в північній півкулі південно-східного в південній), у помірних широтах переважають західні вітри,

у приполярних – стокові (північно-східні напрямки в північній півкулі і південно-східні в південній).

4 У липні термічний екватор переміщається в північну півкулю, і симетричність вітрів порушується: південно-східні пасати перетинають екватор і в результаті протилежної дії відхильної сили Коріоліса (у північній півкулі вправо) змінюють свій напрямок на південно-західний. У цьому випадку вони називаються південно-західними мусонами.

5 У літній період у помірних широтах західні вітри також зміщаються до півночі, аж до  $70^\circ$  пн.ш. у північній півкулі і до  $30-35^\circ$  пд.ш. в південній. Стокові вітри з полюсів у південній півкулі представлені більш широкою смугою, в північній, навпаки, їх дія зменшується.

6 На східних берегах материків величезний вплив мають сезонне нагрівання та охолодження різних підстильних поверхонь – моря та суші. Тут існує так звана «мусонна циркуляція»: у теплий сезон вітри набувають напрямку з моря на сушу, у холодний - із суші на море.

7 Крім вітрів загальної циркуляції, виникає безліч вітрів місцевого значення. Вони охоплюють невеликі території, але підлягають загальному закону виникнення вітру (з високого тиску у бік низького). Як правило, вони змінюють свій напрямок два рази за добу (бризи, гірничо-долинні, міські, на межі ліс – поле тощо). Місцеві вітри можуть виникати на тлі широкомасштабної циркуляції, наприклад, при затоках холодного повітря в більш теплу місцевість, за наявності гір і т.д. Яскравим прикладом таких вітрів є бора (холодний вітер) і фен (теплий вітер).