# Практична робота №4

# Тема: «Фізичні процеси в атмосфері»

# Мета: ознайомитися з основними фізичними процесами, що відбуваються в атмосфері, зокрема радіаційними, тепловими, вологісними та динамічними явищами; зрозуміти їхню роль у формуванні клімату, погодних умов і процесів забруднення атмосферного повітря. Розвинути навички аналізу взаємозв’язків між фізичними параметрами атмосфери та їх впливу на кліматичні зміни.

# Теоретичні відомості

## Основні фізичні параметри стану атмосфери і метеорологічні елементи

При проектуванні й експлуатації систем теплогазопостачання й вен- тиляції та охорони повітряного басейну визначальними є фізичні явища і процеси, що протікають в атмосфері. До цих процесів і явищ відносяться проходження сонячної радіації, термодинамічні процеси, рухи атмосфер- ного повітря різних масштабів, перетворення водяного пару й льоду, опти- чні й електричні явища тощо.

Кількісна характеристика стану атмосфери в певний момент часу ви- значається такими фізичними параметрами та метеорологічними елементами:

* + - сонячна радіація та радіаційний баланс;
		- температура, тиск, вологість і густина повітря , їх розподіли;
		- швидкість і напрям вітру, градієнт швидкості;
		- вид, інтенсивність та кількість опадів;
		- границі видимості.

Всі ці метеорологічні елементи тісно зв’язані між собою. За зміною од- них метеорологічних елементів можна робити висновки про можливі змі- ни інших елементів та явищ.

Фізичними процесами, що супроводжуються якісною зміною стану атмосфери, є тумани, грози, снігопади, урагани і т. п. В залежності від ти- пу процесів фізика атмосфери ділиться на три підрозділи:

* фізика приземного шару атмосфери, що за висотою становить декі- лька десятків метрів;
* фізика вільної атмосфери, або аерологія, що за висотою становить до 100 км;
* фізика верхніх шарів атмосфери, або аерономія, що за висотою становить тисячі кілометрів.

Основними компонентами газового складу атмосферного повітря є азот (78,095%) та кисень (20,95%) . Крім газів у фізичному складі атмосферно- го повітря є дуже дрібні й рідкі частинки аерозолі, а також радіоактивні та іонізовані частинки. Склад водяної пари в атмосферному повітрі колива- ється від 4% до надзвичайно малих значень. На висотах 15...45 км знахо- диться шар озону, що сильно поглинає ультрафіолетову радіацію, особли- во в області 0,15...0,25 мкм. Тверді й рідкі домішки є ядрами конденсації водяної пари в атмосфері.

На висоті всього 10 км густина повітря становить тільки третину від приземної густини, а на висоті 100 км – лише одну мільйонну частину.

Найбільш суттєву роль в зміні стану атмосферного повітря відігра- ють атмосферні вихри, циклони й антициклони. Циклони й антициклони переміщуються. Особливу роль в цих процесах мають атмосферні фронти,

що розділяють теплі й холодні повітряні маси.

Використовуючи закони фізики й методи фізичних досліджень, ви- вчають явища й процеси, що відбуваються в земній атмосфері, та встанов- люють їх причини й взаємозв’язок. Однією з основних задач цих дослі- джень є можливість передбачення подальшого розвитку явищ й процесів, що впливають на характер забруднення атмосферного повітря.

## Радіаційні процеси в атмосфері

Джерелом енергії на Землі, всіх явищ і процесів, що проходять на земній поверхні і в атмосфері, є промениста енергія, яка безперервно над- ходить від Сонця. Потік сонячної енергії, перпендикулярний поверхні верхньої границі атмосфери, називається **сонячною сталою**, що дорівнює **So**=1,382 кВт/м2. За добу поверхня Землі дістає від Сонця більше тепла, ніж його могло б дати все пальне, що спалене людством за 1000 років при теперішній річній траті.

Температура видимої поверхні Сонця - фотосфери, що випромінює радіацію - становить 6000˚К. Температура “плям” у фотосфері – порядку 4500ºК. Кількість “плям “ періодично змінюється. Роки максимумів та мі- німумів чергуються в середньому через 11 років. В роки максимумів в ат- мосфері Землі відбуваються значні відхилення в протіканні різних явищ.

При вивченні сонячної радіації, земного і атмосферного випроміню- вання використовують закони теплового випромінювання.

Закон Кірхгофа встановлює зв’язок між випромінювальною і погли- нальною здатністю тіл

## lт / кт = const , (2.1)

де **lт** – випромінювальна здатність, що дорівнює кількості енергії для пе- вної довжини електромагнітної хвилі, що випускається за одну секунду одним квадратним сантиметром поверхні тіла при температурі **Т** (Вт/м2);

**кт** – поглинальна здатність, що вимірюється відношенням променис- тої енергії, яка поглиналась тілом при температурі **Т,** до повної енергії, що впала на тіло.

Закон Стефана-Больцмана характеризує залежність випромінюваль- ної здатності абсолютно чорного тіла від його температури

# Е=  Т4 , (2.2)

де **Е** – кількість променистої енергії, що випромінюється одиницею по- верхні тіла за одиницю часу, кВт/м2;

- постійна Стефана-Больцмана,  = 5,6 \* 10–11 кВт/м2.

Потрапляючи на верхню границю атмосфери, сонячна радіація зна- ходиться у межах довжини електромагнітних хвиль 0,17...4,0 мкм. Видима частина з довжиною хвиль 0,40...0,76 мкм становить 48%, ультрафіолетова частина з довжиною хвиль 0,17...0,4 мкм – 7% та інфрачервона частина з довжиною хвиль більше 0,76 мкм – 45% .

При проходженні атмосфери частина випромінювання поглинається озоном, киснем, вуглекислим газом та водяною парою. Короткохвильова частина випромінювання поглинається сильніше, до Землі приходить більш довгохвильове випромінювання, інфрачервоне випромінювання на- гріває Землю. Завдяки розсіюванню радіації молекулами повітря і части- нами пилу пряма сонячна радіація ослабляється, але збільшується розсіяна в атмосфері. Короткохвильова радіація розсіюється більше, ніж довгохви- льова.

Інтенсивність прямої сонячної радіації визначається висотою Сонця ( **h** ), прозорістю атмосфери й висотою спостереження. Частина довгохви- льового спектра поглинається більше, коли в атмосфері більше водяної пари. Наявність пилу зменшує пряму і збільшує розсіяну сонячну радіацію в атмосфері.

Кількість енергії, що падає на горизонтальну поверхню, тобто інсо- ляція, залежить від кута падіння променів на площадку

## S = S0 \* sin h , (2.3)

де **S0** – потік енергії на перпендикулярну до потоку площадку;

**h** – висота Сонця.

Добовий хід інтенсивності прямої сонячної радіації на поверхні Зем- лі був би симетричним відносно обіду, якби прозорість атмосфери протя- гом дня не змінювалась. Але фактична крива добового ходу є нижчою від теоретичної та несиметричною, оскільки прозорість по обіді за рахунок прогріву атмосфери і висхідних течій знижується. У середніх широтах в річному ході прямої сонячної радіації максимум припадає на квітень – травень, а мінімум – на грудень.

Сума тепла прямої сонячної радіації – сума енергії сонячного ви- промінювання, що отримує одиниця площі поверхні Землі за певний про- міжок часу (година, доба, місяць, рік). На території України при середній прозорості атмосфери земна поверхня отримує більше 60% сонячної раді- ації, що проходить на верхню межу атмосфери. Це обумовлено значним впливом хмарності.

Інтенсивність розсіяної радіації – це потік розсіяної сонячної енергії, що припадає на одиницю горизонтальної поверхні. Інтенсивність розсіяної радіації визначається висотою Сонця, прозорістю атмосфери, хмарністю і наявністю снігового покриття. Невеличка частина розсіяної радіації пове- ртається назад у космічний простір. Значна її частина досягає земної пове-

рхні та збільшує надходження теплової енергії. Завдяки розсіюванню іс- нує денна освітленість при суцільних хмарах та бачимо предмети, що зна- ходяться в тіні.

Сумарна радіація – це сума прямої радіації на горизонтальну повер- хню **S** та розсіяної **D:**

# Q = S  D. (2.4)

Сумарна радіація змінюється в широких межах в залежності від ви- соти Сонця, широти місцевості, прозорості атмосфери тощо.

Частина потоку сонячної енергії відбивається від земної поверхні. Альбедо – це відношення потоку сонячної короткохвильової радіації **Qв**, відбитої від земної поверхні, до сумарної радіації, що надходить на цю по- верхню

## А = Qв / Q . (2.5)

Альбедо виражається в долях одиниці або в процентах і змінюється в межах 0,08...0,8.

Поглинута земною поверхнею сонячна радіація

## Qп = Q (1 - A) . (2.6)

Ефективне випромінювання Землі – це різниця між власним довгох- вильовим випромінюванням земної поверхні і поглинутою частиною зу- стрічного випромінювання атмосфери. В практичних розрахунках ви- значається за формулою М. І. Будико:

## Je = Jo (1 - c n) + 4   T3 (Tп - T) , (2.7)

де **Jо** – ефективне випромінювання при безхмарному небі;

**n** – середня хмарність;

**c** – коефіцієнт, значення якого 0,08...0,8;

 – коефіцієнт, що характеризує відмінність властивостей випромі- нюючої поверхні від властивостей чорного тіла і рівний 0,95;

 - стала Стефана – Больцмана;

**Т** – абсолютна температура повітря;

**Тп** – абсолютна температура випромінюючої поверхні.

Радіаційний баланс земної поверхні – це різниця потоків променевої енергії, що надходять на поверхню Землі і втрачаються нею:

## R = (S + D) (1 - A) – Je . (2.8)

Якщо **R > 0**, то земна поверхня нагрівається, і навпаки.

Радіаційний баланс систем Земля – атмосфера визначається як ба- ланс у потоках сонячної енергії між вертикальним стовпом атмосфери із висотою до верхньої межі та земною поверхнею:

# R = (S + D)(1 – A) + Q – E , (2.9)

де **Q** – кількість радіації, що поглинається атмосферою;

**E** – кількість радіації, що відходить у світовий простір.

На території України поглинена радіація в середньому за рік стано- вить 3100...3200 МДж/м2 в північних районах, 4200...4300 МДж/м2 на південному березі Криму, а радіаційний баланс відповідно змінюється від 1700 МДж/м2 до 2600 МДж/м2.

Середня річна величина радіаційного балансу у Вінницькій області змінюється від 1800 МДж/м2 на півночі до 2000 МДж/м2 на півдні. Вліт- ку радіаційний баланс по області змінюється в межах 920...1000 МДж/м2. Взимку на півночі області він складає 17 МДж/м2, на півдні – 33 МДж/м2. В грудні та січні радіаційний баланс від’ємний, тобто земна поверхня втрачає більше тепла, ніж отримує його від Сонця.

## Тепловий режим атмосфери

Тепловий режим атмосфери визначається процесами нагрівання й охолодження атмосферного повітря. Основним джерелом нагрівання пові- тря є земна поверхня, тому що поглинання короткохвильової сонячної ра- діації в атмосфері є періодичним. В день земна поверхня нагрівається бі- льше від повітря, бо інсоляція переважає над випромінюванням. Тепло пе- редається від повітря до ґрунту. Вночі ґрунт втрачає тепло внаслідок ви- промінювання і його температура нижча від повітря.

Передача тепла від ґрунту до повітря відбувається за рахунок таких процесів: молекулярної теплопровідності, теплової конвенції, турбулент- ності, опромінення та переносу тепла у прихованім вигляді разом з водя- ною парою. Мають місце також адвективні процеси внаслідок перенесення тепла або холоду повітряними потоками в горизонтальному напрямі.

На нагрівання повітря впливає характер підстилаючої поверхні землі. Цей вплив особливо сильно проявляється в приземному шарі повітря тов- щиною до 2 метрів. З висотою цей вплив ослаблюється. В високих шарах внаслідок турбулентного змішування температура в вертикальному й го- ризонтальному напрямках вирівнюється.

Добовий хід температури повітря визначається: широтою місця, ча- сом року, рельєфом, характером підстилаючої поверхні, хмарністю та ви-

сотою над поверхнею ґрунту. Із збільшенням широти температура змен- шується. Випуклі форми рельєфу зменшують амплітуду добових коливань, а вгнуті - збільшують. Над сушею амплітуда добових коливань температу- ри становить 10...15С. У світлі дні амплітуда добових коливань є біль- шою, ніж у хмарні. Взимку добові коливання температури згасають на ви- соті 0,5 км, а влітку є суттєвими навіть на висоті 1,5...2,0 км.

Річний хід температури повітря визначається характером середніх місячних величин. Максимум температури спостерігається в липні, а міні- мум – в січні. Із збільшенням широти місцевості річна амплітуда темпера- тури збільшується і досягає значень 50...70С.

Вертикальний температурний градієнт - це зміна температури атмо- сферного повітря на кожні 100 м висоти, що взята з протилежним знаком:

**Δt** 

**tв**  **tн Hв**  **Hн**

**100% ,**

## (2.10)

де **tв** – температура повітря на висоті **Нв**; **tн** - температура повітря на висоті **Нн**.

Якщо **tв < tн** , то вертикальний температурний градієнт **t** додатний, і навпаки.

Вертикальний температурний градієнт визначає вертикальний роз- поділ температури в нерухомій атмосфері, який називається термічною стратифікацією атмосфери. Шар повітря, в якому **t = 0**, називається ша- ром ізотермії. Коли вертикальний температурний градієнт змінюється з висотою, шар повітря називається шаром інверсії. Вертикальний темпера- турний градієнт на висоті до 3 км становить близько 0,5С/100 м.

Вирішальна роль у поширені тепла в атмосфері належить вертикаль- ному обміну, тобто висхідним й низхідним рухам повітрям. Інтенсивність вертикальних рухів в атмосфері залежить від вертикальної рівноваги, яка може бути стійкою, байдужою та нестійкою. Стійка рівновага – це такий стан повітряного шару, коли при будь-якому вертикальному зміщенні по- вітряної маси всередині цього шару виникають сили, що перешкоджають цьому зміщенню і повертають цю зміщену масу повітря на її попередній рівень. При байдужій рівновазі не виникають протидійні сили. Нестійка рівновага повітряного шару виникає тоді, коли при будь-якому русі повіт- ряної маси існують сили, що підтримують це зміщення.

Рівень конвекції – це висота, на якій висхідні рухи повітря припиня- ються. Рівень конвекції залежить від початкової різниці температур і від вертикального градієнта температури. При великих значеннях вертикаль- них температурних градієнтів створюється дуже нестійка приземна стра- тифікація. Внаслідок цього утворюються енергійні конвективні потоки.

В приземній атмосфері завжди спостерігаються шари інверсії, які за походженням бувають радіаційні і адвективні. Радіаційні інверсії утворю- ються при охолодженні земної поверхні внаслідок нічного випромінюван-

ня. Взимку інверсійні приземні шари можуть досягати висоти сотень мет- рів. Особливо сильними радіаційні інверсії є в тихі та ясні ночі. Приземна радіаційна інверсія підсилюється в умовах різко вираженого рельєфу, де охолоджене повітря стікає в низини й улоговини. Адвективні інверсії утворюються, коли тепле повітря припливає на більш холодну підстилаю- чу поверхню.

Термічний режим повітря на території України залежить від радіа- ційного й теплового балансів. Багаторічні середні добові температури по- вітря досягають найбільших значень (20…25С) в третій декаді липня, а найнижчі середні добові температури (-10…-3С) спостерігаються в третій декаді січня. Літом середні місячні температури змінюються від 17…19С на півночі до 22…24С в південних районах. Середні місячні температури зимою досягають -8С на північному сході і підвищуються на півдні до

+4С в Криму.

Середня річна температура повітря на Вінниччині змінюється від 6,9С на півночі до 8,9С на півдні. На річний хід температури повітря на території області значно впливає особливість розвитку атмосферної цир- куляції. Середня температура повітря січня змінюється від +2С до – 15,4С при багаторічній нормі – -5,3С. Липень характеризується найви- щою середньомісячною температурою, яка по області становить +19С. Екстремальні температури повітря визначаються атмосферними процеса- ми. Спостерігалися абсолютний максимум температури повітря (+40С) та абсолютний мінімум (-35С).

## Водяна пара в атмосфері

Кількість водяної пари в атмосфері визначається фізико- географічними умовами місцевості, умовами погоди, періоду року чи до- би. Водяна пара є найбільш мінливою складовою атмосферного повітря.

Водяна пара в атмосфері створює парціальний тиск, який називається пружністю пари ( **е** ). При збільшенні пружності пари в повітрі досягається її критичне значення, що відповідає стану рівноваги (насичення). Стан на- сичення характеризується максимальною пружністю ( **Е** ) водяної пари при даній температурі **t**, величина якої обчислюється за емпіричною фор- мулою, ГПа:

## E = 6,1·107,63 t/(242+t) . (2.11)

Випаровування в природних умовах з різних ділянок земної поверхні характеризується інтенсивністю випаровування, яку можна обчислити за формулою, кг/м2с:

## С = с *v* (Е – е ) , (2.12)

де **с** – коефіцієнт, що залежить від висоти вимірювання парціального тиску;

***v* -** швидкість вітру над поверхнею.

В природних умовах водяна пара постійно надходить в навколишнє се- редовище, але лише в незначній товщі приземного шару повітря стан її є бли- зьким до насичення.

На величину випаровування в природних умовах впливають наявні тепло- енергетичні та водні ресурси, фізичні властивості грунту, рельєф та характер рослинного покриття. Величину сумарного випаровування можна визначити за формулою, яку запропонував В.С. Мезенцев:

**X**  **W**  **W**   **1**

**Z = Zm [1**  **( 1 2 ) n ]**

**Zm**

**n , (2.13)**

де **Zm** – водний еквівалент теплоенергетичних ресурсів процесу сумарного випаровування;

**Х** – кількість опадів;

**W1, W2** - запаси вологи в ґрунті на початок та кінець періоду;

**n** - параметр, що характеризує ландшафтні умови підстилаючої поверхні. Величини, що характеризують вологість повітря, це абсолютна й віднос-

на вологість, дефіцит вологості, вологовміст та дефіцит точки роси.

Абсолютна вологість – це маса водяної пари, що вміщується в одинич- ному об’ємі повітря, г/м3

## а = 217 е / Т , (2.14)

де **е** – пружність пари, Па;

**Т** – температура повітря, К.

Відносна вологість – це відношення пружності пари до максимальної пружності водяної пари при даній температурі, %

##  = е / Е \* 100. (2.15)

Дефіцит вологості визначається за формулою, Па:

## е = Е – е . (2.16)

Вологовміст – це відношення маси водяної пари до маси сухого пові- тря, що вміщується в даному об’ємі, г/кг:

## d = 622 е /(Р – е) , (2.17)

де **Р** – маса волого повітря, кг.

Дефіцит точки роси – це різниця між температурою повітря ( **t** ) і точ- кою роси ( **tр**):

## t = t - tр . (2.18)

Розподіл пружності водяної пари з висотою залежить від характеру процесів випаровування й конденсації, температурних умов, утворення опа- дів, конвективного й турбулентного обміну. За рахунок віддаленості від дже- рел випаровування та зниження температури кількість водяної пари в атмос- фері з висотою зменшується. Відносна вологість також знижується з висотою, але нерівномірно. При перевищенні максимальних значень пружності пари вода з пароподібного стану переходить в рідкий або твердий стан. Внаслідок конденсації утворюються краплі дощу або туман, а в результаті сублімації – сніг або град.

Конденсація парів води в неочищеному від домішок повітрі відбуваєть- ся при відносній вологості 110…120%. Ядрами конденсації є пил, аерозолі, зола тощо. Більша частина дрібних крапель води в атмосфері при температу- рах -12…-17С утворює тверді кристали льоду чи снігу. Великі краплини во- ди можуть замерзнути при температурах ближчих до 0С.

При конденсації або сублімації водяної пари у нижніх шарах атмосфе- ри утворюються дуже дрібні краплі води або кристали льоду. В залежності від діаметра краплинок спостерігаються тумани або димка. За умовами охо- лодження атмосфери тумани поділяються на адвективні та радіаційні.

Хмари утворюються в результаті адіабатичного охолодження, тобто виділення прихованої теплоти конденсації чи сублімації, конвективно підня- того повітря або охолодження його радіацією. В залежності від типів проце- сів, що переважають в атмосфері (конвекція, турбулентність, радіаційне охо- лодження, фронтальні явища), утворюються різні типи хмар, а саме хвилясті, перисті, шаруваті або купчастоподібні. Хмарність визначається візуально за десятибальною міжнародною шкалою. Розпізнають такий стан неба: 0-2 бали – ясне небо, 3-7 балів – напівясне, 8-10 балів, коли усе небо покрито хмарами, похмуре.

Відносна вологість в середньому за рік по всій Україні складає 63…70%, а в горах становить 73…75%. Влітку середні місячні величини від- носної вологості на рівнинних територіях складають 55…60%, а в східних районах досягають значень 45…49% та підвищуються в горах до 66…70%. Взимку на всій території середні місячні значення відносної вологості скла- дають біля 80%. В середньому за рік величини випаровування складають 300…350 мм на півдні та досягають 500 мм в північно-західних районах і 600 мм в Карпатах.

Парціальний тиск водяної пари на території Вінниччини має чіткий рі- чний хід і збільшується з півночі на південь. Мінімальні значення парціаль- ний тиск (3,7…4,7 ГПа) приймає в холодні місяці року. Найбільше значення парціального тиску водяної пари (15…16 ГПа) спостерігається в липні. Вели- чина річного парціального тиску в середньому по області складає 8,9 ГПа. Найбільше значення відносна вологість над Вінниччиною має взимку

(92…96%). Весна є найбільш сухим періодом року, а в травні спостерігаєть- ся найменша відносна вологість (68%).

Середній багаторічний дефіцит вологості взимку становить 0,6…0,7 ГПа, а найбільші значення в липні місяці (6,7…7,2 ГПа).

Середні багаторічні значення сумарного випаровування по області складають 510…540 мм/рік. Літом випаровування становить 80…100 мм на місяць. Найбільша хмарність (6…8 балів) спостерігається в зимові місяці, а найменша (3...5 балів) - у серпні.

## Атмосферний тиск

Атмосферний тиск – вага стовпа атмосферного повітря з площею основи 1 м2, що знаходиться над нею і тягнеться до верхньої межі атмос- фери. Атмосферний тиск в даному місці постійно змінюється, що обумов- лено нагріванням і охолодженням повітря та іншими атмосферними про- цесами.

За стандартний атмосферний тиск приймають такий, що дорівнює вазі ртутного стовпа висотою 760 мм площею перерізу 1м2 при температу- рі 0С на рівні моря і на широті 45.

Одиницею виміру тиску є паскаль (Па) та гектопаскаль (ГПа) . Норма- льний тиск атмосфери складає 1013 ГПа.

З висотою сумарна маса стовпа атмосферного повітря зменшується, отже і атмосферний тиск падає. Залежність між висотою й тиском з враху- ванням зміни вологості описується барометричною формулою Лапласа

**H2**  **H1**  **18400**  **(1**  **α**  **t)(1** **0,378**

**e )(1**  **0,0026 cos 2****)(1**  **β2 )log p p p2**

## (2.19)

де **H=(H1+H2)/2** – висота над рівнем моря середини шару атмосфери, що розглядається;

**t, e, p** – середні за висотою шару значення температури, віднос- ної вологості та тиску атмосфери;

**Р1** та **Р2** – тиск температури на відповідних висотах **Н1** та **Н2**;

 – широта місцевості;

 – температурний коефіцієнт;

 – коефіцієнт, що характеризує зміну прискорення вільного падіння.

Баричним ступенем називається висота **h**, на яку треба опуститися або піднятися, щоб тиск змінився на 1 ГПа, м/ГПа

## h = H / p . (2.20)

При нормальному тиску **ро** = 1013 ГПа і **t** = 0C**,** баричний ступінь

**h** = 7,8 м/ГПа.

Вертикальний баричний градієнт – це величина, що обернена до ба-

ричного ступеня і означає зміну тиску при переміщенні на одиницю висо- ти, гПа/100 м.

**G** =- **dp** = **gp , (2.21)**

## B dz RT

де **R** – газова постійна (8,314\*103 кДж/кг К)

**Т**- температура, К;

**G** – гравітаційна стала (9,806 м/с2).

Відповідно до формули (2.21) тиск спадає повільніше в теплому по- вітрі, ніж у холодному.

Атмосферний тиск змінюється не тільки по висоті шару атмосфери, але також в горизонтальному напрямі. Горизонтальний баричний градієнт

## GГ = - P / r, (2.22)

де **r** - горизонтальна відстань між точками за нормаллю до ізобар.

Ізобари – це лінії однакових величин атмосферного тиску на рівні моря. Просторовий розподіл атмосферного тиску, що характеризується си- стемою ізобаричних поверхонь, називається баричним полем.

Області зімкнутих ізобар із зниженим атмосферним тиском відносно нормального (**ро**=1013 ГПа) називаються баричними мінімумами або цик- лонами.

Області зімкнутих ізобар із підвищеним атмосферним тиском в центрі називаються баричними максимумами або антициклонами.

Атмосферний тиск міняється неперіодично та не має правильного ходу. Зміни тиску обумовлені термічними й динамічними причинами. Тери- торія України характеризується континентальним типом річного ходу тиску з мінімумом влітку та максимумом взимку. При підвищеному тис- ку спостерігається невелика хмарність. Зниження тиску є причиною по- силення вітру, збільшення хмарності та коливань температури й волого- сті повітря.

В цілому за рік над Україною баричне поле являє собою сідловину. Середній річний атмосферний тиск в Вінницькій області складає 983 ГПа. Максимальні значення атмосферного тиску припадають на січень та жов- тень, а мінімальні – на липень. Найбільший атмосферний тиск, що був за- фіксований на території області – 1042 ГПа, а найнижчий – 916 ГПа.

Зміна атмосферного тиску має певні закономірності і в добовому хо- ді. Максимуми відмічаються взимку о 13…15 год. та о 1…3 год., а влітку – о 12 год. та о 2…4 год. і обумовлені розвитком термічної конвенції. Зимою мінімум утворюється о 4…6 год. та о 16…20 год.

## Рухи атмосферного повітря

В результаті нерівномірності розподілу атмосферного тиску в різних місцях Земної кулі відбувається переміщення повітря із областей з висо- ким тиском в області з низьким тиском. Внаслідок цих переміщень вини- кає вітер, тобто горизонтальний рух повітря відносно земної поверхні. Рух відбувається до тих пір, поки тиск в горизонтальному напрямку не вирів- няється. Вітер переносить на великі відстані речовини, що викидають в атмосферу різні джерела забруднювачів. Енергію вітру почали використо- вувати для потреб господарської діяльності людини.

Вітер характеризується напрямком руху та його швидкістю. Напрям вітру визначається тією стороною світу, звідки він дме. Для позначення напрямку руху вітру використовують 16 румбів, основними з яких є півні- чний, північно-східний, східний, південно-східний, південний, південно- західний, західний та північно-західний.

Швидкість вітру визначається за 12 бальною шкалою Бофорта (табл. 2.1).

Таблиця 2.1 - **Швидкість та характеристика вітру**

|  |  |  |
| --- | --- | --- |
| Бал | Швидкість, м/с | Характеристика |
| 0 | 0…0,5 | Штиль |
| 2 | 1,8…3,3 | Легкий вітер, що відчувається |
| 6 | 9,9…12,4 | Значний вітер, що хитає велике гілля дерев |
| 10 | 21,6…25,1 | Сильний шторм, що ламає дерева |
| 12 | 29 | Спустошливий ураган, тайфун |

Біля земної поверхні вітер не має постійної швидкості й напряму. Поривчастість вітру обумовлюється його турбулентним характером. По- ривчастість вітру є сильнішою над пересіченою місцевістю і зменшується зі збільшенням шару повітря над земною поверхнею. У річному ході пори- вчастість зростає на весну, є значною літом і падає взимку. У добовому ході максимум поривчастості має місце в обідній час, а мінімум – в нічний час. При обтіканні вітром перешкод значно змінюється напрям і швид- кість, що є причиною виникнення завихрення.

Повітряними масами називають порівняно однорідні за властивос- тями обєми повітря, що займають значні простори. Горизонтальна протя- жність повітряної маси досягає кількох тисяч кілометрів, а вертикальна – декілька кілометрів. За географічною ознакою повітряні маси є: арктичні

холодні, помірні, теплі й маловологі, тропічні теплі і сухі та екваторіальні теплі і дуже вологі. Разом із рухомими повітряними масами переміщують- ся фронти. Теплий фронт утворюється, коли тепле повітря напливає на хо- лодне, яке відступає. Холодний фронт утворюється, коли холодне повітря наступає, підтікає під тепле, яке відходить.

Загальною циркуляцією атмосфери називається вся сукупність течій великого масштабу, за допомогою якої здійснюється обмін значних мас повітря в вертикальному й горизонтальному напрямках. Суттєвими скла- довими загальної циркуляції атмосфери є циклони та антициклони, що за- безпечують обмін повітря у меридіальному напрямку. Першопричиною руху повітря в горизонтальному напрямі є неоднорідний розподіл темпе- ратур по земній кулі. Внаслідок загального розподілу атмосферної темпе- ратури і тиску утворюється зональність повітряних потоків, тобто рухів повітря вздовж паралелей.

Місцевими вітрами називають повітряні течії, що обумовлені місце- вими контрастами температур й тисків повітря. Місцевими вітрами є бри- зи, гірськодолинні, стічні та фени. Бризи дмуть вдень з водної поверхні на сушу, а вночі з суші на водну поверхню. Гірськодолинні вітри вночі на- правлені із схилів гір у долину, а вдень із долини вздовж схилів – догори. Фен – це теплий сухий вітер, що дме з гір. Стічний вітер утворюється над льодовиками.

Розподіл напрямків вітру в холодний період року обумовлений ная- вністю над Україною смуги високого тиску. Над Вінниччиною переважа- ють в цей час західні, південно-західні, південні та південно-східні вітри. Найменше зимою бувають північні та північно-східні вітри. Весною вна- слідок послаблення Сибірського антициклону найбільшу повторюваність в Подільському регіоні мають північно-західні, східні й північно-східні віт- ри. Влітку над Вінниччиною переважають внаслідок активізації азовського антициклону північно-західні та західні вітри. Тобто, протягом року по області в основному переважають західні та північно-західні вітри.

## Перенесення забруднювачів в атмосфері

Рух окремих частинок забруднювачів в атмосфері, а саме газів, пари, аерозолів й пилу, відбувається внаслідок молекулярної та турбулентної дифузії.

Молекулярна дифузія домішок за рахунок броунівського хаотичного руху й різниці концентрації домішок у найпростішому одновимірному ви- падку та при відсутності зовнішніх сил описується першим законом Фіка:

**Ii(x)**  **Di dCi**

## dX

**, (2.23)**

де **I i(x)** - потік **і**-х домішок через одиницю площі за одиницю часу;

**Ci** – концентрація **i**–х домішок;

**Di** –коефіцієнт дифузії **i**–х домішок;

**X** – координата.

Відповідно до кінетичної теорії газів коефіцієнт дифузії

# D = V  / 3 , (2.24)

де **V** – середня швидкість молекул;

 - довжина вільного пробігу молекул.

Враховуючи, що середня швидкість пробігу і довжина вільного про- бігу молекул мають малі значення, то коефіцієнт дифузії становить 10-4…10-3 см2/с.

У тривимірному випадку, коли коефіцієнт дифузії домішок не зале- жить від їх концентрації рівняння молекулярної дифузії має вигляд

**dC** 

## dt

де **x, y, z** – координати.

## d 2C

**D(** 

## dx 2

**d 2C** 

**dy 2**

**d 2C dz 2**

**) , (2.25)**

Швидкість перенесення забруднювачів в атмосфері внаслідок моле- кулярної дифузії є низькою та становить не більше декількох десятків сан- тиметрів за секунду. Вона враховується тоді, коли відсутні переміщення мас повітря та вітер.

Турбулентна дифузія відбувається за рахунок руху маси атмосфер- ного повітря та вітру. Вона приводить до переміщення частинок від зон більшого атмосферного тиску до зон меншого тиску.

Задача розрахунку і прогнозу перенесення забруднювачів в атмосфе- рі роз’вязується одночасно із задачею розрахунку і прогнозу метеорологі- чних елементів, що характеризують основні фізичні процеси в атмосфері. Ці дві задачі розвязують на основі рівнянь балансу та рівнянь гідротермо- динаміки, які є виразами основних законів фізики – збереження енергії, маси й кількості руху.

В найбільш загальному виді ці закони виражаються у формі рівняння загального балансу для атмосферних домішок

**dC**  ***( CVa )*** ***(***  ***Kx*** ***C***   ***K y*** ***C***   ***Kz*** ***C )***  **ε*a*** , **(2.26)**

**dt** ***x***

***x*** ***x*** ***y***

***y*** ***z*** ***z***

де **С** - обємна концентрація домішок, що рівна

## C = a  , (2.27)

**а** – кількість будь – якої субстанції в одиниці обєму маси повітря;

 - густина повітря;

**Vа**– проекція власної швидкості домішки відносно повітря;

**Кx, Кy, Кz** – коефіцієнти турбулентної дифузії;

**а** – швидкість утворення або знищення субстанції в одиниці обєму протягом часу **t**.

Повне розвязання рівняння (**2.26**) можливе при відомих початкових і граничних умовах та є надзвичайно складною задачею. Для розрахунку поширення атмосферних домішок поблизу їх джерел використовують про- стіші емпіричні залежності.

**Практичні завдання**

1. Опрацювати теоретичний матеріал про основні фізичні процеси в атмосфері (радіаційні, теплові, водно-парові, динамічні) та коротко описати їхній вплив на кліматичні умови Землі.
2. Проаналізувати радіаційний баланс Землі: пояснити, як сонячна радіація, альбедо та хмарність впливають на енергетичний стан атмосфери.
3. Визначити роль теплових процесів у формуванні погодних умов — пояснити, як добові й річні коливання температури повітря залежать від широти місцевості, типу поверхні та пори року.
4. Описати значення водяної пари в атмосфері: пояснити, як відносна вологість, хмарність і опади впливають на мікроклімат певної території.
5. Охарактеризувати рухи атмосферного повітря — циклони, антициклони, місцеві вітри — та показати, як вони сприяють або перешкоджають накопиченню забруднюючих речовин у повітрі.
6. Пояснити взаємозв’язок фізичних процесів атмосфери з кліматичними змінами: як зміни радіаційного та теплового балансу, вологості та циркуляції повітря впливають на сучасні кліматичні тенденції в Україні.
7. Підготувати короткий висновок (1–2 абзаци), у якому узагальнити значення вивчених фізичних процесів для оцінки стану атмосферного повітря та його змін під впливом антропогенних факторів.

**Контрольні запитання**

1. Назвіть основні фізичні параметри стану атмосфери.
2. Охарактеризуйте радіаційні процеси в атмосфері.
3. Розкрийте суть теплових режимів в атмосфері.
4. Наведіть параметри, якими характеризується водяна пара в атмосфері.
5. Назвіть основні параметри атмосферного тиску.
6. Поясніть причини руху атмосферного повітря.
7. Проаналізуйте суть перенесення забруднювачів в атмосфері.