



DOI 10.31110/2413-1571-2023-038-3-003

УДК 551.510.4: 583.16: 588.74

**ФІЗИЧНІ ОСНОВИ
 ФОРМУВАННЯ ПОГОДИ
 ТА АНОМАЛЬНИХ ЯВИЩ
 У ПРИПОВЕРХНЕВІЙ АТМОСФЕРІ ЗЕМЛІ**

Юрій КРАСНОБОКИЙ

Уманський державний педагогічний університет
 імені Павла Тичини, Україна
 ymk201113@gmail.com
<https://orcid.org/0000-0003-2103-9978>

Igor ТКАЧЕНКО ✉

Уманський державний педагогічний університет
 імені Павла Тичини, Україна
 tkachenko.igor1071@gmail.com
<https://orcid.org/0000-0003-1775-1110>

Катерина ІЛЬНИЦЬКА

Уманський державний педагогічний університет
 імені Павла Тичини, Україна
 e-ilnitskaja@udpu.edu.ua
<https://orcid.org/0000-0002-6179-5543>

**PHYSICAL BASIS
 OF THE FORMATION OF WEATHER AND
 ANOMALOUS PHENOMENA IN THE NEAR-SURFACE
 ATMOSPHERE OF THE EARTH**

Yuriy KRASNOBOKY

Pavlo Tychnya Uman State Pedagogical University, Ukraine
 ymk201113@gmail.com
<https://orcid.org/0000-0003-2103-9978>

Igor TKACHENKO ✉

Pavlo Tychnya Uman State Pedagogical University, Ukraine
 tkachenko.igor1071@gmail.com
<https://orcid.org/0000-0003-1775-1110>

Kateryna ILNITSKA

Pavlo Tychnya Uman State Pedagogical University, Ukraine
 e-ilnitskaja@udpu.edu.ua
<https://orcid.org/0000-0002-6179-5543>

АНОТАЦІЯ

У статті на основі аналізу сучасних теорій і моделей розглядаються термодинамічні процеси, які лежать в основі формування погоди та різних аномальних природних явищ у приповерхневій атмосфері Землі.

Формулювання проблеми. Застосувати можливості аналітико-синтетичного підходу щодо пояснення факторів, які впливають на формування погоди і деяких аномальних атмосферних явищ, та з'ясувати функціональні залежності між основними фізичними параметрами, що їх описують.

Матеріали і методи. У якості методів дослідження використовувалися: аналіз архівних метеорологічних матеріалів; узагальнення даних щорічних публікацій комісії ООН з проблем клімату.

Результати. У результаті проведеного дослідження встановлено, що процеси формування погоди та аномальних явищ у приповерхневій атмосфері Землі знаходять своє пояснення з точки зору фізичних законів, які достатньо описують стан та можливі наслідки змін, що виникають у таких відкритих термодинамічних системах як океани, суходіл та атмосфера. Варіюючи реальні напрями і швидкості вертикальних і горизонтальних переміщень мас сухого і вологого повітря за різних значень градієнтів тиску, температури і густини, з'ясовано умови виникнення різних видів опадів (дощу, граду, снігу) та аномальних атмосферних явищ: грози, шквали, штормів, ураганів, циклонів, торнадо тощо. Обґрунтовано роль топографії рельєфу суходолу на формування погоди. Зокрема, по обидва боки від гірських хребтів погода суттєво відрізняється: піднімаючись вверх до вершин гір, повітря охолоджується, насичується і тут формується дощова погода; переходячи через гірський хребет, збіднене на вологу повітря стає теплим, що формує «суху» погоду.

Висновки. Спираючись на отримані дані про процеси формування погоди та аномальних явищ у приповерхневій атмосфері Землі, можна скласти орієнтовний алгоритм її передбачення. Так, якщо відома швидкість руху центра низького тиску в циклоні, то вдається достатньо точно передбачити час, коли він досягне певної точки, розташованої на відстані 500 км на схід від його реального

ABSTRACT

The article, based on the analysis of modern theories and models, considers the thermodynamic processes that underlie the formation of weather and various anomalous natural phenomena in the Earth's near-surface atmosphere.

Formulation of the problem. Apply the possibilities of the analytical-synthetic approach to explaining the factors that influence the formation of weather and some anomalous atmospheric phenomena, and find out the functional dependencies between the main physical parameters that describe them.

Materials and methods. The following research methods were used: analysis of archival meteorological materials; summarizing the data of the annual publications of the UN commissions on climate problems.

Results. As a result of the conducted research, it was established that the processes of weather formation and anomalous phenomena in the Earth's near-surface atmosphere are explained in terms of physical laws that sufficiently describe the state and possible consequences of changes occurring in such open thermodynamic systems as the oceans, land and atmosphere. By varying the real directions and speeds of vertical and horizontal movements of dry and moist air masses under different values of pressure, temperature and density gradients, the conditions for the occurrence of various types of precipitation (rain, hail, snow) and anomalous atmospheric phenomena: thunderstorms, squalls, storms, hurricanes, cyclones, tornadoes, etc. The role of the topography of the relief of the land on the formation of the weather is substantiated. In particular, on both sides of the mountain ridges, the weather is significantly different: going up to the tops of the mountains, the air cools, becomes saturated, and rainy weather forms here; passing over a mountain range, the moisture-depleted air becomes warm, which forms "dry" weather.

Conclusions. Based on the received data on the processes of weather formation and anomalous phenomena in the Earth's near-surface atmosphere, it is possible to draw up an approximate algorithm for its prediction. Thus, if the speed of movement of the center of low pressure in the cyclone is known, it is possible to predict with sufficient accuracy the time when it will reach a certain point located at a distance of 500 km to the east of its real location, as well as the type of weather that will prevail during the approach of this center. In the same way, if the direction of

Краснобокий Ю., Ткаченко І., Ільницька К. Фізичні основи формування погоди та аномальних явищ у приповерхневій атмосфері Землі. *Фізико-математична освіта*, 2023. Том 38. № 3. С. 20-28. DOI: 10.31110/2413-1571-2023-038-3-003

Для цитування:

Краснобокий, Ю., Ткаченко, І., & Ільницька, К. (2023). Фізичні основи формування погоди та аномальних явищ у приповерхневій атмосфері Землі. *Фізико-математична освіта*, 38(3), 20-28. <https://doi.org/10.31110/2413-1571-2023-038-3-003>

Krasnoboky, Yu., Tkachenko, I., & Ilnitska, K. (2023). Physical basis of the formation of weather and anomalous phenomena in the near-surface atmosphere of the Earth. *Physical and Mathematical Education*, 38(3), 20-28. <https://doi.org/10.31110/2413-1571-2023-038-3-003>

For citation:

Krasnoboky, Yu., Tkachenko, I., & Ilnitska, K. (2023). Fizychni osnovy formuvannia pohody ta anomalnykh yavysch u pryppoverkhnivii atmosferi Zemli [Physical basis of the formation of weather and anomalous phenomena in the near-surface atmosphere of the Earth]. *Fizyko-matematychna osvita – Physical and Mathematical Education*, 38(3), 20-28. <https://doi.org/10.31110/2413-1571-2023-038-3-003>

місцезнаходження, а також тип погоди, який буде переважати за наближення цього центру. Таким же чином, якщо відомий напрям руху холодного або теплого фронтів повітряних мас, то виникає можливість передбачити заздалегідь тип погоди, який буде переважати у даній місцевості.

КЛЮЧОВІ СЛОВА: термодинамічні процеси; фізичні параметри; погода; аномальні атмосферні явища; приповерхнева атмосфера Землі.

movement of cold or warm fronts of air masses is known, it is possible to predict in advance the type of weather that will prevail in a given area.

KEYWORDS: thermodynamic processes; physical parameters; weather; abnormal atmospheric phenomena; Earth's near-surface atmosphere.

ВСТУП

В умовах стрімкого розвитку цивілізації на перший план виступають проблеми, пов'язані з дослідженнями видозмін клімату, погоди та аномальних природних явищ. І хоча у XXI ст. є можливість долати наслідки деяких аномалій і катаклізмів планетарного масштабу, проте залежність людства від них не слабшає. Та й людська діяльність почала суттєво впливати на природний ландшафт (Кульбіда та ін., 2009). Протягом людського життя (в середньому 75 років) клімат майже не змінюється, тому й погода розглядається як щось таке, що коливається біля постійної «синусоїди» пір року, і помітити мінливість клімату вдалося лише науці. Кліматична система включає компоненти, які знаходяться між собою у сильній взаємній залежності: океани, атмосферу, поверхню суходолу, біосферу. Тому для опису погоди і клімату на Землі потрібно враховувати сукупність статистичних характеристик всіх компонентів системи.

Постановка проблеми. Свідченням все зростаючої уваги і стурбованості світової спільноти до проблем кліматичної ситуації стало практикою проведення щорічних самітів ООН з питань зміни клімату COP (Conference of the Parties). На цих самітах розглядаються проблеми втілення положень Рамкової конвенції ООН з питань формування клімату, ухвалення рішень з подальшої розробки правил конвенції і переговорів щодо нових зобов'язань держав.

У єгипетському курорті Шарм-ель-Шейх з 7 листопада 2022 року упродовж двох тижнів тривала робота уже 27-го такого саміту – COP27. У 2021 році на саміті COP26 у Глазго було узгоджено низку зобов'язань держав:

- поступово скорочувати використання вугілля – одного з найбільш забруднювальних видів викопного палива;
- зупинити вирубку лісів до 2030 року;
- скоротити викиди метану на 30% до 2030 року;
- подати нові кліматичні плани дій до ООН.

Саміт COP27 став безпрецедентним, він зібрав світових лідерів 120 країн і близько 30 тисяч учасників, ставив своєю метою виконання зобов'язань COP26 і планував стати «переломним моментом у боротьбі зі зміною клімату у світі».

Нагальність питання запобігання змінам клімату ще більш загострилося останнім часом, коли відбулися руйнівні повені в Пакистані та Нігерії, а також екстремальна спека в Індії та Єгипті.

Що ж до України, то останні 20 років середня температура повітря в Україні б'є рекорди, вона постійно зростає. З 80-х років середня температура січня та лютого місяців в Україні зросла на 2 – 2,5 градуси (Барабаш & Ткач, 2005). Тож дослідження в цій царині, на нашу думку, постійно будуть **актуальними**.

Аналіз актуальних досліджень. Детальному дослідженню можливостей безпосередньо *аналітично-синергетичного* підходу до пояснення умов формування погоди та аномальних явищ у приповерхневій атмосфері Землі присвячено порівняно небагато робіт. Цю проблему можна аналізувати з точки зору термодинаміки відкритих нерівноважних систем (дослідженням яких з точки зору фізики займався Больцман (Boltzmann, 1878)) – *водного покриву* (поверхні океанів), *суходолу*, *атмосфери* і *біоти* (за наявністю), – які в процесі взаємного впливу, взаємодії, і, як наслідок, самоупорядкування (самоорганізації) й визначають погоду й клімат на нашій планеті. Процеси самоорганізації в подібних (відкритих, динамічних) системах детально досліджені і опубліковані в працях дослідників (Brockner et al., 1985; Klein, 1969). Значний за обсягом матеріалу аналіз впливу різних факторів на клімат, погоду, різні природні цикли і ритми, які мають те, чи те відношення до формування аномальних явищ у приповерхневій атмосфері Землі, присвячені роботи авторів (Cess et al., 1989; Druffel & Suess, 1983). Дотичне відношення до проблеми клімату мають й авторські роботи (Краснобокий та ін., 2020; Краснобокий та ін., 2023).

Мета статті. Проаналізувати можливості аналітико-синтетичного підходу щодо пояснення факторів та з'ясування функціональних залежностей між основними фізичними параметрами, які суттєво впливають на формування погоди і визначають особливості перебігу деяких аномальних атмосферних явищ.

МЕТОДИ ДОСЛІДЖЕННЯ

У якості методів дослідження було обрано комплексний аналіз наукових джерел, в яких репрезентується синергетичний підхід до потрактувань еволюційних процесів, що відбуваються в атмосферних зонах біля поверхні Землі, а також аналіз архівних метеорологічних матеріалів та узагальнення даних щорічних публікацій комісії ООН з проблем вивчення погоди й клімату.

РЕЗУЛЬТАТИ ДОСЛІДЖЕННЯ

Розглянемо термодинаміку процесів, які формують погоду в приповерхневій атмосфері Землі. За спостереженнями та їх якісного аналізу можна зробити висновок, що таким процесом переважно є «конвективний» рух певних мас води і газів.

Оскільки об'єктами вивчення фізики переважно є не реальні тіла в усій їх багатогранності, а ідеалізовані об'єкти (моделі), що дає можливість зосередити дослідження на з'ясуванні функціональних залежностей між основними параметрами, які відображають характерні властивості тіл або перебіг тих чи тих процесів і явищ, опускаючи другорядні деталі, а також дає можливість використовувати відповідний математичний апарат.

Тож змодельуємо поведінку рідини (вологи), газу (водяної пари) і сухого повітря в полі тяжіння Землі, які й визначають стан погоди й аномальних атмосферних явищ (Краснобокий та ін., 2020).

Спочатку наведемо відомі фізичні поняття, на які будемо посилалися в контексті подальшого викладу розглядуваного матеріалу.

Атмосферна вологість. Вміст водяної пари в атмосфері є одним з найважливіших факторів, які визначають погоду. Навіть над пустелею повітря ніколи не буває абсолютно сухим. Випаровування з океанів, морів, озер і річок, а також з поверхні суходолу і рослинності визначає вміст вологи у повітрі близько 4%. Фактична кількість водяної пари, що міститься в 1 м^3 (або в 1 см^3) повітря називається *абсолютною вологістю*. Вона вимірюється в грамах на кубічний метр (сантиметр).

Максимально можлива кількість водяної пари в повітрі відповідає стану її насичення. Температура, за якої водяна пара, що знаходиться за певних умов, стає насиченою, називається *точкою роси*. Переважно у звичайному стані атмосферне повітря ненасичене. Так, наприклад, за 20°C повітря може містити (або мати абсолютну вологість) лише $8,7 \text{ г/м}^3$, між тим як за стану насичення воно повинно було б утримувати $17,3 \text{ г/м}^3$. Іншими словами, воно містить лише $\sim 50\%$ своєї можливої «вологості».

Відношення кількості водяної пари, що фактично міститься у повітрі (абсолютна вологість), до тієї кількості, яка необхідна для її насичення за тієї ж температури, називається *відносною вологістю* повітря. При постійній абсолютній вологості нагрівання повітря знижує його відносну вологість і навпаки, охолодження повітря підвищує його відносну вологість (Дущенко & Кучерук, 1987).

Якщо рідина (або газ), яка знаходиться в полі тяжіння, нагріта нерівномірно, то не за будь-якого розподілу температур вона може перебувати в механічній рівновазі. Взагалі кажучи, у такій рідині відбуватиметься перемішування (конвекція) нерівномірно нагрітих її частин. Для спрощення припустимо, що температура рідини змінюється лише з висотою. Поле тяжіння будемо вважати однорідним. За цього з'ясуємо, за яких умов конвекція не виникатиме і знехтуємо іншим явищем перенесення – «теплопровідністю» в рідині. Тоді будь-яке переміщення елемента рідини з одного положення в інше може розглядатися як адіабатичний процес, в якому ентропія не змінюється (Краснобокий та ін., 2023).

В стані механічної рівноваги температура T , питомий об'єм v і тиск P рідини є функціями лише висоти z над поверхнею Землі. Дійсно, прискорення вільного падіння g спрямоване вниз, тобто у від'ємний напрям осі Z , і залежить лише від z . Воно не має складових уздовж координатних осей X і Y . Тому, за стану механічної рівноваги $\partial P/\partial x = \partial P/\partial y = 0$, тобто P залежить теж лише від z . Далі, $\partial P/\partial z = -\rho g(z)$, звідки видно, що густина $\rho \equiv 1/v$ є функцією однієї лише координати z . Те ж саме відноситься й до температури T , як це випливає з рівняння стану $T = T(P, \rho)$.

Нехай dv, dT, dP означають нескінченно малі прирости v, T, P у спокійному стані рідини за зміни висоти на dz . На підставі рівняння стану ці величини пов'язані співвідношенням:

$$dv = \left(\frac{\partial v}{\partial T} \right)_P dT + \left(\frac{\partial v}{\partial P} \right)_T dP. \quad (1)$$

Припустимо тепер, що під дією якогось нескінченно малого збурення елемент рідини перемістився уверх на dz . Оскільки це переміщення відбувається адіабатично, то для зміни питомого об'єму рідини за такого переміщення можна записати:

$$dv_{ad} = \left(\frac{\partial v}{\partial T} \right)_P dT_{ad} + \left(\frac{\partial v}{\partial P} \right)_T dP. \quad (2)$$

У цьому виразі dT_{ad} і dP означають прирости температури і тиску всередині розглядуваного елемента рідини за адіабатичного підняття його на висоту dz . (Індекс «ad» біля dP опущено, оскільки приріст тиску в елементі рідини такий же, як і приріст тиску в оточуючій рідині). Якщо $dz > 0$, тобто елемент рідини переміститься дійсно уверх, і $dv_{ad} > dv$, то переміщений елемент виявиться відносно більш легким, ніж оточуюча рідина. Він буде підніматися ще вище, і рівновага рідини виявиться нестійкою. У протилежному випадку, коли $dv_{ad} < dv$, тиск оточуючої рідини поверне елемент у попереднє положення, тобто рівновага буде стійкою. Скориставшись виразами (1) і (2) і поділивши нерівність на додатну величину dz , умову стійкої рівноваги можна записати у вигляді:

$$\left(\frac{\partial v}{\partial T} \right)_P \left(\frac{dT}{dz} \right)_{ad} < \left(\frac{\partial v}{\partial P} \right)_T \left(\frac{dP}{dz} \right). \quad (3)$$

Вимогу $dz > 0$, яка використана за цього доведення, тепер можна відхилити, оскільки в нерівність (3) входять лише похідні $(dT/dz)_{ad}$ і (dP/dz) , значення яких від знаку dz не залежать. Відомо, що для більшості тіл температурний коефіцієнт об'ємного розширення додатний, тому замість умови (3) можна записати більш просту умову:

$$\left(\frac{dT}{dz} \right) > \left(\frac{dT}{dz} \right)_{ad}. \quad (3a)$$

Для тіл з від'ємним температурним коефіцієнтом об'ємного розширення знак нерівності (3a) необхідно замінити на протилежний. Ми ж у подальшому вважатимемо, що має місце перший випадок.

Таким чином, чим більший температурний градієнт (dT/dz) , тим повільніше відбувається конвекція, тим стійкіша механічна рівновага рідини. Нижньою межею (dT/dz) , за якої конвекція ще може бути відсутньою, є «адіабатичний температурний градієнт» $(dT/dz)_{ad}$. Для його обчислення зауважуємо, що за адіабатичного процесу питома ентропія s не змінюється. Розглядаючи її як функцію T і P , можна записати (Дущенко & Кучерук, 1987)

$$\left(\frac{ds}{dz}\right)_{ad} = \left(\frac{\partial s}{\partial T}\right)_P \left(\frac{dT}{dz}\right)_{ad} + \left(\frac{\partial s}{\partial P}\right)_T \left(\frac{dP}{dz}\right) = 0.$$

У нашому випадку питома ентропія s розглядається як функція температури і тиску однієї фази – рідини. Тож для цього випадку справедливі такі термодинамічні співвідношення:

$$\left(\frac{\partial s}{\partial T}\right)_P = \frac{c_P}{T}; \quad \left(\frac{\partial s}{\partial P}\right)_T = -\left(\frac{\partial v}{\partial T}\right)_P.$$

Скориставшись ними і рівнянням гідростатики $dP/dz = -\rho g = -g/v$, отримаємо:

$$\left(\frac{dT}{dz}\right)_{ad} = \frac{gT}{vc_P} \left(\frac{\partial v}{\partial T}\right)_P. \quad (4)$$

Для повітря, в наближенні його властивостей до ідеального газу, питома об'єм v пропорціональний температурі T (при $P = const$), а тому $(\partial v / \partial T)_P = v/T$. З врахуванням цього (4) набуває вигляду

$$\left(\frac{dT}{dz}\right)_{ad} = -\frac{g}{c_P}. \quad (5)$$

Вважаючи повітря двоатомним газом, згідно з класичною теорією теплоємностей маємо: $c_P = 7R/2\mu$, де $\mu \approx 28,8$ г/моль – середня молярна маса повітря. Підстановка числових значень дає:

$$\left(\frac{dT}{dz}\right)_{ad} = -\frac{2\mu g}{7R} = -9,7 \cdot 10^{-5} \text{ К/см} \approx -10^{-2} \text{ К/м}. \quad (5^*)$$

Якщо температура повітря підвищується з висотою, то атмосфера в механічному відношенні буде стійкою. Але її стійка рівновага можлива й тоді, коли з висотою температура повітря знижується. Проте це зниження не може перевищувати приблизно одного градуса на кожні сто метрів висоти (5*).

Весь попередній виклад стосувався випадку, коли не враховувався вплив водяної пари, яка завжди присутня в атмосфері. За цього особливу увагу привертає випадок, коли температура повітря значно нижча від температури кипіння води. За таких умов кількість водяної пари відносно мала. Вплив її на величину адіабатичного температурного градієнта був би нехтовно малий, якби за адіабатичних процесів не відбувалося конденсації водяної пари. У дійсності за адіабатичного підняття повітря охолоджується, стає насиченим, а потім й перенасиченим. В результаті, досявши точки роси, водяна пара конденсується на йонах, пилинках й інших центрах конденсації. Ця конденсована волога називається *росою*. Якщо точка роси лежить нижче нуля (0°C), то конденсована волога набуває вигляду *інею*.

Точка роси має важливе значення для визначення відносної вологості. Якщо точка роси відома, то можна визначити абсолютну вологість за спеціально складеними таблицями. Знаючи ж абсолютну вологість і температуру повітря, можна вирахувати відносну вологість.

За процесу конденсації виділяється теплота пароутворення, що суттєво впливає на механізм досліджуваних процесів.

Розглянемо певну порцію повітря, насиченого водяною парою. Масу повітря в ній позначимо m_1 , масу водяної пари m_2 , масу рідкої води m_3 . За адіабатичного процесу підняття вверх ентропія розглядуваної системи змінюватиме не буде, тому:

$$m_1 s_1 + m_2 s_2 + m_3 s_3 = const, \quad (6)$$

де s_1, s_2, s_3 – питомі ентропії повітря, водяної пари і рідкої води відповідно. За цього, повна кількість вологи (води і пари) залишається сталою $m_2 + m_3 = const$; таким чином $dm_3 = -dm_2$. Якщо ж вся волога існує лише у вигляді насиченої водяної пари, то масу рідкої води необхідно прирівняти до нуля ($m_3 = 0$). Але, звичайно, величина dm_3 повинна вважатися відмінною від нуля, оскільки за підняття вверх водяна пара конденсується у рідкі краплі. Взявши це до уваги, з умови (6) отримуємо:

$$m_1 ds_1 + m_2 ds_2 + (s_2 - s_3) dm_2 = 0.$$

Різницю питомих ентропій виразимо через питому теплоту випаровування $q = T(s_2 - s_3)$.

Маса пари m_2 у розглядуваній системі залежить лише від температури T , так що $dm_2 = (dm_2/dT)dT$. Для диференціалу питомої ентропії повітря ds_1 з врахуванням, що повітря може вважатися ідеальним газом, отримаємо такий же вираз як і у випадку сухого повітря:

$$ds_1 = \frac{c_{R1}}{T} dT - \frac{v_1}{T} dP_1.$$

Те ж саме можна написати й для водяної пари. Проте необхідно врахувати, що тиск насиченої пари залежить лише від температури, а тому

$$ds_2 = \left[\frac{c_{P2}}{T} dT - \frac{v_2}{T} \frac{dP_2}{dT} \right] dT.$$

Нарешті, застосуємо до повітря рівняння гідростатики:

$$dP_1 = -\rho_1 g dz = -\frac{g}{v_1} dz.$$

Об'єднавши останні рівності, отримаємо:

$$\left[c_{P_1} + \frac{m_2}{m_1} \left(c_{P_2} - v_2 \frac{dP_2}{dT} + \frac{q}{m_2} \frac{dm_2}{dT} \right) \right] \frac{dT}{dz} = -g.$$

У цьому співвідношенні m_1 і m_2 , очевидно, можна замінити на щільності (густини) повітря і водяної пари ρ_1 і ρ_2 . З рівняння Клапейрона-Менделєєва $\rho = \mu P / RT$, а тому

$$\frac{m_2}{m_1} = \frac{\mu_2 P_2}{\mu_1 P_1}; \quad \frac{1}{m_2} \frac{dm_2}{dT} = \frac{1}{\rho_2} \frac{d\rho_2}{dT} = \frac{T}{P_2} \frac{d}{dT} \left(\frac{P_2}{T} \right) = \frac{1}{P_2} \frac{dP_2}{dT} - \frac{1}{T}.$$

Виконавши відповідну підстановку, попередня рівність набуває виду:

$$\left[c_{P_1} + \frac{\mu_2 P_2}{\mu_1 P_1} \left(c_{P_2} - v_2 \frac{dP_2}{dT} - \frac{q}{T} + \frac{q}{P_2} \frac{dP_2}{dT} \right) \right] \frac{dT}{dz} = -g.$$

Нарешті, скориставшись рівнянням Клапейрона-Менделєєва у спрощеному вигляді $dP_2/dT = q/Tv_2$, отримаємо:

$$\left(\frac{dT}{dz} \right)_{ад} = -\frac{q}{c_{P_1}} \cdot \frac{1}{1 + \frac{\mu_2 P_2}{\mu_1 P_1 c_{P_1}} \left[c_{P_2} - \frac{2q}{T} + \frac{\mu_2}{R} \left(\frac{q}{T} \right)^2 \right]}. \quad (7)$$

У формулі (7) температурному градієнту ми повернули індекс «ад», яким нехтували за проміжних розрахунків. Потомі теплоємності повітря c_{P_1} і водяної пари c_{P_2} обрахуємо за класичною теорією теплоємностей, вважаючи повітря дво-, а водяну пару трьохатомним газами. Тоді

$$c_{P_1} = \frac{7R}{2\mu_1}; \quad c_{P_2} = \frac{4R}{\mu_2}.$$

Далі врахуємо, що у (7) множник $(-g/c_{P_1})$ виражає адіабатичний градієнт температури для сухого повітря, який позначимо як $(dT/dz)_{ад.сух.}$. Тоді формула (7) набуде вигляду:

$$\left(\frac{dT}{dz} \right)_{ад} = C \left(\frac{dT}{dz} \right)_{ад.сух.}, \quad (8)$$

де коефіцієнт C відображається виразом:

$$\frac{1}{C} = 1 + \frac{8}{7} \frac{P_2}{P_1} \left[1 - \frac{q\mu_2}{2RT} + \left(\frac{q\mu_2}{2RT} \right)^2 \right]. \quad (9)$$

Наведеними формулами можна користуватися і в тому випадку, коли за охолодження водяна пара не конденсується, а перетворюється в лід. Лише в цих випадках під q слід розуміти теплоту *сублімації*, яка рівна сумі теплот пароутворення і плавлення льоду.

Таблиця 1

$P_1 + P_2 = 760$ мм рт. ст.		$P_1 + P_2 = 760$ мм рт. ст.		$P_1 + P_2 = 380$ мм рт. ст.	
Температура, °С	коефіцієнт C	Температура, °С	коефіцієнт C	Температура, °С	коефіцієнт C
-30	0,94	10	0,47	-30	0,88
-25	0,91	15	0,40	-25	0,83
-20	0,86	20	0,33	-20	0,76
-15	0,81	25	0,28	-15	0,68
-10	0,74	30	0,23	-10	0,57
-5	0,65	40	0,16	-5	0,47
0	0,62	50	0,10	0	0,44
5	0,54				

У таблиці 1 наводяться обчислені значення коефіцієнта C за різних температур для двох значень повного тиску: $P_1 + P_2 = 760$ мм рт. ст. і $P_1 + P_2 = 380$ мм рт. ст. (на висоті над рівнем моря біля 5,5 км, якщо атмосферу Землі вважати ізотермічною за температури $t = 0^\circ\text{C}$). З таблиці видно, наскільки суттєвим є вплив вологи, якщо адіабатичні процеси в атмосфері супроводжуються конденсацією або замерзанням водяної пари.

Крім того, з наведених у таблиці даних випливає, що у випадку «вологої» адіабати адіабатичне охолодження повітря з висотою відбувається у 2 – 3 рази повільніше, ніж у випадку «сухої» адіабати. З цим явищем пов'язане виникнення сухого і теплого вітру, який дме з гір і носить назву «фен». Такі вітри, зокрема, поширені на Кавказі і в Середній Азії. Припустимо, що насичена водяною парою маса повітря перевалює через гірський хребет. За підняття вверх повітря охолоджується по «вологій» адіабаті, тобто порівняно повільно, оскільки з підняттям конденсація пари постійно збільшується, а приховане тепло конденсації, яке за цього виділяється, уповільнює охолодження. Окремі краплини води настільки збільшуються, що починають падати на поверхню Землі у вигляді дощу. В результаті маса повітря, яка перевалила через хребет, виявляється збідненою на вологу. За опускання ж у долину вона адіабатично нагрівається, за цього це нагрівання йде знову по «вологій» адіабаті, тобто повільно, оскільки значна частина тепла витрачається на

випаровування ще частково наявних хмар. Але як тільки хмари випаруються, подальше нагрівання повітря почне відбуватися по «сухій» адиабаті, тобто швидко. Збіднене вологою повітря опускається в долину значно нагрітим.

Таким чином, великі гірські хребти можуть ставати неначе «розділювачами» погоди. Області висхідних вологих потоків повітря є дощовими. Місця ж позаду гірських хребтів, куди повітря надходить значно збідненим вологою і нагрітим завдяки адиабатичному стисненню, є сухими і «бідними» на дощі. Прикладом може слугувати західний берег Південної Америки, де переважають здебільшого західні вітри, які збагачені вологою, оскільки вони дмуть з Тихого океану. Вузька смуга, яка лежить на захід від Кордільєр, виключно багата на дощі, у той час як місцевість по іншій бік цього гірського хребта нагадує пустелю.

Передбачення погоди є важливим народно-господарським завданням. Воно необхідне працівникам сільського господарства, авіаторам, мореплавцям та зрештою всім людям у процесі вирішення побутових ситуацій (Польовий та ін., 2017).

Погоду переважно визначають як атмосферні умови, що складаються у певному місці у певний час. Клімат включає всі види погоди, які спостерігалися у даному пункті за великий проміжок часу. Клімат певного регіону залишається достатньо постійним з року в рік, але погода може різко змінюватися протягом дня і навіть кількох годин. Що ж викликає ці зміни? Які ті фактори, що визначають погоду і клімат? Іншими словами, у формі яких явищ (особливо аномальних) проявляє себе погода?

Серед тих, хто переймається проблемами погоди і клімату, є розуміння того, що погода є найвеличнішим *явищем* на Землі, в якому беруть участь переважно три фактори: сонячна радіація, волога і повітря (атмосфера). Сонце (сонячна радіація) визначає місце решти двох, оскільки нерівномірне нагрівання земної поверхні створює перепади в атмосферному тиску, внаслідок чого виникають *вітри*, які переносять на суходіл водяну пару, що утворюється за випаровування з поверхні океанів та поверхні інших водойм. Як це відбувається?

Якби Земля не оберталася, то циркуляція приземної атмосфери (вітри) відбувалася б наступним чином. Оскільки повітря найбільше нагрівається поблизу екватора, то воно почало б тут розширюватися, ставало б менш щільним і витіснялося б догори більш холодним повітрям із полярних областей, яке спрямовується сюди для вирівнювання тиску. Повітря ж, яке піднімається угору, почало б рухатися від екватора в напрямку полюсів, створюючи постійну область низького тиску біля екватора. Біля полюсів повітря було б холодним і щільнішим, так що тут був би і високий атмосферний тиск.

Проте, по мірі того як рухоме повітря у верхніх шарах «розтікається» і віддаляється від екватора до полюсів, воно, внаслідок обертання Землі навколо своєї осі із заходу на схід, поступово відхиляється на схід, і, коли це повітря досягає приблизно 30-ї паралелі, воно рухається майже точно на схід. Таким чином, на цих широтах відбувається накопичення повітря, внаслідок чого тут утворюються зони високого тиску, які оточують Землю до півдня і півночі від екватора.

Від кожної зони високого тиску частина повітря в нижніх шарах атмосфери спрямовується до полюсу, породжуючи вітри, які у метеорологічних зведеннях відомі під назвою «*переважаючих західних вітрів*». Друга частина повітря спрямовується до екватора, утворюючи північно-східні і південно-східні *пасати*. Ці пасати зіштовхуються біля екватора, в значній мірі взаємно «знищуються» і утворюють так звану *екваторіальну штильову зону*.

Частина повітря верхніх шарів атмосфери на широті 30° витісняється до полюсів, але не опускається до земної поверхні. В результаті, коли це повітря досягає полярних областей, воно виявляється дуже холодним і «важким» (щільним). Тут воно опускається (осідає), утворюючи великі маси повітря високого тиску. По мірі накопичення цього холодного повітря в нижніх шарах атмосфери, воно спрямовується в напрямку екватора. На широті приблизно 60° фронт цієї маси полярного повітря, так званий «*полярний фронт*», зустрічаючись зі значно більш теплим і менш щільним повітрям західних вітрів, опускається під нього і змушує його підніматися. Це відносно тепле і легке повітря, яке піднімається, утворює зони низького тиску по обидва боки від екватора на широтах близько 60°.

Проте, час від часу, велика маса полярного повітря високого тиску «проривається» до екватора. Передня межа цієї маси, яка повернута до екватора, називається «*холодним фронтом*». Ці центри високого тиску і холодні фронти відіграють величезну роль у формуванні погоди і клімату (Dickinson & Cicerone, 1986).

Біля екватора повітря нижніх шарів атмосфери нагрівається внаслідок того, що воно дотикається до теплої ґрунту або води, контактуючи переважно з теплою водою, завдяки чому стає дуже вологим. Після того як це надзвичайно вологе повітря витісняється більш холодним повітрям уверх до півночі і півдня, воно розширюється. Але за розширення і подолання тиску, хоч би яким малим він не був, виконується за цього певна робота. Оскільки робота виконується за рахунок теплової енергії повітря, яке розширюється, то повітря охолоджується. За цього, якщо повітря, яке піднімається, охолоджується до точки роси, то утворюються *хмари* і можуть випасти *опадати у вигляді дощу*.

Якщо ж висхідне повітря не насичене (тобто воно не досягло своєї точки роси), то воно буде охолоджуватися приблизно на 1° на кожні 100 м підйому. Зміну температури повітря за його підняття називають «*вертикальним градієнтом температури*» висхідного потоку. Як тільки висхідне повітря досягає своєї точки роси, вертикальний градієнт температури зменшується до ~ 0,6° на 100 м. За конденсації водяної пари виділяється теплота, що і є причиною зменшення вертикального градієнта температури.

Варто мати на увазі, що вказані вертикальні градієнти температури відносяться лише до таких потоків повітря, що піднімаються і опускаються, які за цього не отримують і не віддають тепло оточуючому повітрю.

У «спокійній» масі повітря (тобто яке і не піднімається, і не опускається) зазвичай температура також знижується з висотою. Проте вертикальний градієнт у спокійному повітрі рідко співпадає з вертикальним градієнтом висхідного або низхідного повітряного потоку.

Інший суттєвий момент полягає в тому, що, оскільки висхідне повітря розширюється, то його абсолютна вологість (в $г/м^3$) зменшується. З цієї причини точка роси висхідного ненасиченого повітря знижується приблизно на 0,2°C на кожні 100 м. Інакше кажучи, температура висхідного ненасиченого повітря знижується на кожні 100 м підйому не на 1°C, а на 0,8°C. Температура ж висхідного насиченого повітря зменшується на 0,4°C на кожні 100 м.

Мова вже йшла про те, що хмари утворюються в нестійкому стані повітря, коли досягається точка роси. Але це лише частина тих явищ, які відбуваються за утворення хмар. Для того, щоб водяна пара перейшла в стан конденсації, необхідна наявність центрів (ядер) конденсації у вигляді пилинок або інших частинок. У якості таких центрів-ядер можуть слугувати також спори рослин, бактерії і кристали різних солей.

Явища обледеніння і утворення снігу. За деяких умов хмари можуть складатися з переохолоджених краплин води (тобто вони продовжують існувати в рідкій формі нижче точки замерзання). Проте, як тільки такі хмари контактують з деякою поверхнею, наприклад, з поверхнею пролітаючого літака, водяні краплини миттєво перетворюються на лід і можуть швидко покрити літак шаром льоду, викликавши його значне перевантаження. Таке явище називають «обледенінням».

Зазвичай, переохоложені водяні краплини в хмарі перетворюються в маленькі гексагональні кристали льоду за температури приблизно -30°C . На великих висотах утворюються *нижні* нитковидні хмари, так звані «перисти». Ці хмари складаються з кристалів льоду, які за певних умов стають зародками снігових «пластівці» («лапатога» снігу). Ці кристали падають вниз крізь переохоложені водяні краплини, і, оскільки тиск пари над водою більший, ніж над льодом, волога випаровується з крапель і конденсується на льодові. Таким чином кристали ростуть і перетворюються в гексагональні *сніжинки*. І хоча всі сніжинки гексагональної форми, не можна виявити серед них навіть двох абсолютно подібних, не дивлячись на те, що тисячі сніжинок піддавалися дослідженню і фотографуванню.

Коли дощ у вигляді *мряки* (*мжички*) проходить через приземний шар повітря, який знаходиться за температури нижчої від точки замерзання, краплини, переохолоджуючись за проходження через цей шар, замерзають при контакті з холодними поверхнями рослин, ґрунту, будівель, проводів, покриваючи всіх їх льодом. Таке явище може спричинити значних збитків.

Місцеві грози. Одним з найбільш звичних видів *штормів* у густонаселених районах світу є місцеві грози. На відміну від більшості штормів, вони трапляються лише у деякій ізольованій масі повітря. Крім того, вони звично мають місце в теплі, паркі, вологі літні дні, коли ґрунт і повітря над ним дуже сильно нагріті сонцем і в той же час повітря у верхніх шарах атмосфери нестійке. Нагрівання вологого приземного повітря викликає вертикальні потоки повітря, на вершинах яких утворюються «*кучкуваті*» (грибоподібні, хвилеподібні) хмари. Такі хмари перетворюються у грозові.

Тепло конденсації, яке вивільняється за цього, зменшує степінь охолодження висхідного повітря і сприяє підвищенню й інтенсифікації висхідних конвекційних потоків до досягнення ними стійкого стану. Таким чином вершини хмар витісняються ще вище в зону утворення кристалів льоду холодним повітрям, яке притікає зі всіх боків. Кристали льоду стають зародками *снігопаду* у верхній частині хмари, і снігопад дійсно розпочинається.

У центральній частині потоку повітря, який рухається догори, виникає спрямований вниз протипотік, такої ж сили, як і потік спрямований вгору. Цей спрямований вниз потік захоплює з собою сніжинки, які тануть і перетворюються в дощ. Спрямовані вгору потоки можуть утримати дощ протягом деякого часу, але потім дощ проривається суцільною зливою. Інколи краплини дощу можуть повторно підніматися вгору, в область температур нижче нуля, і там замерзати, перетворюючись у «*град*».

Біля земної поверхні холодне повітря, що опускається, розтікається горизонтально під теплим повітрям, яке витісняється і піднімається вгору. Повітря ж, що розтікається, викликає явище, яке називається «*холодним шквалом*». Цей шквал може знижувати температуру приземного шару повітря на 10 градусів упродовж кількох хвилин.

Умови, які необхідні для виникнення місцевих гроз, зустрічаються в зоні стабільності протягом всього року, а в середніх широтах (30° – 60°) протягом літа. Взимку ґрунт рідко достатньо прогрівається, щоб викликати місцеві грози. Грози мають різну тривалість – від 5-ти хвилин приблизно й до години, в залежності від місцевості та їх розмірів.

Орографічні опади. Більшість штормів, за яких відбуваються опади, характеризуються однією загальною особливістю – приземне повітря зазвичай витісняється уверх до тих пір, поки не досягається точка роси. Одним з простих прикладів цього є горизонтально спрямований потік повітря, який виштовхується через вершину гори. Підвищення земної поверхні спонукає повітря підніматися. Тому, якщо повітря достатньо вологе, а гора відносно висока, досягається точка роси повітря, утворюються хмари і випадають опади. Такі опади, які викликані вимушеним підйомом повітря на гори або переходом через інші топографічні бар'єри, називаються «*орографічними опадами*».

Процес формування «шквалів, пов'язаних з холодним фронтом». Як уже зазначалося, над полюсами збираються великі маси повітря – сухі, холодні, щільні, високого тиску. Відомо також, що час від часу велика маса полярного повітря за високого тиску проривається з полярної області в зону переважаючих західних вітрів. Межа цієї маси повітря з боку екватора утворює холодний фронт. Найвищий атмосферний тиск спостерігається в центрі. Таким чином, вітри дмуть від центра до периферії. А внаслідок обертання Землі у північній півкулі напрям вітрів змінюється за годинниковою стрілкою навколо центра підвищеного тиску. У південній півкулі вітри спрямовані проти годинникової стрілки.

І якщо тепле повітря вологе і витісняється вгору достатньо високо, так що воно досягає точки роси, то випадають опади. У випадку коли фронт рухається пересічною місцевістю, то нижній шар повітря може уповільнюватися внаслідок тертя, і завдяки цьому шари, які розташовані вище, можуть прорватися вперед і виявитися вище теплого повітря. Таким чином, конвекційні потоки теплого повітря змушені прориватися вгору крізь розташований вище них шар холодного повітря, викликаючи вздовж холодного фронту швидку конденсацію і дощ, який часто супроводжується грозами навіть взимку. Холодний фронт протягом кількох годин просувається далі, і холодна повітряна маса тоді змінюється спокійним повітрям і ясною погодою. Влітку така погода сприймається комфортно, але взимку температура може суттєво знижуватися.

Торнадо. Якщо маса полярного повітря, яка утворює холодний фронт, не надто холодна, то верхній шар холодного повітря може вирватися вперед над нижче розташованим теплим шаром на відстань 80 – 150 км. Внаслідок цього, коли нижній шар повітря проривається через розташований вище шар важкого холодного повітря, швидкість вертикального підйому повітря може стати колосальною, і повітря почне обертатися. Утворюється хмара у вигляді лійки; такий шквал називається «*торнадо*».

Внаслідок великої швидкості обертання повітря тиск у центрі торнадо різко знижується. В результаті цього, якщо центр торнадо рухається над будинком із закритими вікнами і дверима, то такий будинок може в буквальному розумінні цього слова «вибухнути», так що буде повністю зруйнований. Але хоча торнадо дуже руйнівний, тривалість його порівняно коротка, а охоплювана ним площа відносно мала.

Урагани. Із всіх видів штормів найбільш широко відомий і привертає найбільше уваги «*ураган*». Однією з причин цього є те, що ураган є призвідником штормів.

Урагани виникають над поверхнею океану в зоні затишку, де сонячна радіація інтенсивна, вологість висока і випаровування води з поверхні океану величезне. У районах Тихого океану урагани звичайно називаються «*тайфунами*».

Очевидно, деяка частина великої маси тропічного повітря нагрівається сильніше від оточуючого повітря і починає рухатися уверх природним потоком; з підйомом вона охолоджується і волога, яка в ній знаходиться, конденсується у вигляді дощу. Утворюються тисячі тонн води і вивільняється величезна кількість теплоти конденсації, що підсилює рух уверх. Це тепло конденсації є одним з основних джерел енергії урагану.

По мірі того як повітря, завихрюючись, рухається уверх, тиск біля поверхні океану під ним знижується, і сюди спрямовується ще більша кількість оточуючого теплого вологого повітря, яке продовжує рухатися догори. Ці притікаючі потоки повітря обертаються проти годинникової стрілки до півночі від екватора і за годинниковою стрілкою до півдня від екватора. Вихровий рух швидко посилюється, створюючи значну різницю тисків між периферією і центром урагану; в центрі наявна область затишку, ширина якої приблизно від 5 до 75 кілометрів. Вітри, які пов'язані з ураганом, можуть охоплювати ділянку шириною від 50 до 150 кілометрів і навіть більше. Ураган рухається вперед в середньому зі швидкістю біля 15 кілометрів за годину.

Про наближення урагану можна зрозуміти заздалегідь згідно з певною формою послідовності формування хмар або за його впливом на морські хвилі, які рухаються на відстані 700 – 1500 кілометрів попереду урагану.

Циклони. У зонах переважаючих західних вітрів більша частина опадів викликається циклонами. Проте циклони – це не торнадо, як дехто вважає.

Циклон утворюється тоді, коли маса полярного повітря рухається в область західних вітрів, зустрічає масу теплого вологого повітря і тепле повітря вклинюється в холодну масу, утворюючи «язик» у холодному фронті. Це й слугує початком циклону.

Там, де фронти зіштовхуються вперше, холодні вітри можуть дути з північного сходу, а теплі вітри – з південного заходу. Проте, вторгнення теплого повітря в масу холодного повертає рухомі на захід вітри на північний схід.

Але по мірі того, як «язик» у масі холодного повітря заглиблюється в горизонтальному напрямі і тепле повітря, яке проникає все далі на північ, виявляється все більше і більше оточене холодним повітрям, це майже оточене тепле повітря витісняється вверху. Це створює область пониженого тиску, яку називають «*областю депресії*», куди й спрямовується оточуюче повітря, яке загалом має напрям обертання проти годинникової стрілки. У південній півкулі циркуляція має напрям за годинниковою стрілкою.

По мірі того як тепле повітря в центрі піднімається, воно може досягти точки роси, і в результаті можуть утворитися хмари і випасти опади. Таким чином, в області низького тиску циклону можна очікувати дощу або снігу.

Як правило, центр циклону рухається на схід. Західний край «язика» також рухається на схід і на південь. Просуваючись вперед, холодне повітря спрямовується під тепле повітря «язика» і утворює холодний фронт, про який вже йшла мова вище.

Передній край «язика» також рухається на схід, проте тут більш легке тепле повітря «язика» спрямовується вверху над холодним, більш щільним повітрям, дещо східніше від нього. Так утворюється *теплий фронт*.

Якщо тепле повітря вологе, то, в той час як воно піднімається над холодним повітрям, воно досягає точки роси, і можуть утворюватися хмари і опади. Оскільки підйом відбувається поступово і відносно повільно, то падаючий дощ або сніг зазвичай не рясний, а мілкий, мрячний і стійкий за характером. За цього опади можуть поширюватися на 300 – 500 кілометрів вперед від теплого фронту.

На відстані кількох сотень кілометрів попереду фронту біля земної поверхні висхідне повітря досягає висоти 10 тисяч метрів і більше, на якій виникає волога, утворюючи кристали льоду, і тоді утворюються ряди білих перистих хмар, що часто називають «барашками».

Отже, цілком сформований циклон складається з «язика» – маси теплого повітря в масі холодного, внаслідок чого утворюються: центр низького тиску, теплий фронт, холодний фронт. Тепле повітря знаходиться між холодним фронтом і теплим фронтом. У північній півкулі приземні вітри рухаються в напрямку центра низького тиску і тому обертаються проти годинникової стрілки.

Як правило, за циклоном полярного фронту утворюється область високого тиску, яку називають «*антициклоном*». Циркуляція повітря тут типова для всіх центрів високого тиску. Антициклони є результатом явища, яке відбувається час від часу у формі проникнення мас полярного повітря в зону переважаючих західних вітрів, через яку періодично проходять циклони і антициклони, що рухаються у східному напрямку.

ВИСНОВКИ ТА ПЕРСПЕКТИВИ ПОДАЛЬШОГО ДОСЛІДЖЕННЯ

Прогнозування погоди. Спираючись на вище викладені дані про погоду, можна скласти приблизний алгоритм її передбачення. Так, наприклад, якщо відома швидкість руху центра низького тиску в циклоні, то можна достатньо точно передбачити час, коли він досягне певної точки, розташованої на відстані 500 км на схід від його дійсного місцезнаходження, а також тип погоди, який буде переважати за наближення цього центру.

Таким же чином, якщо відомий напрям руху холодного або теплого фронтів, то можливо передбачити тип погоди, який буде переважати у деякій точці, розташованій на їх шляху, за кілька годин до того, як фронт підійде. Можна також передбачити, якою буде погода в цьому місці, коли його «накриє» фронт, а також тип погоди, який варто очікувати після проходження певного фронту (Польовий та ін., 2017).

Мапи погоди. Щоденно на різних каналах телебачення в прогнозах погоди можна бачити зображення різних регіонів земної поверхні з нанесеними на них позначками, що відповідають різним температурам та мереживом різних ліній. Як вони отримуються і що відображають?

Через рівні проміжки часу, наприклад, чотири рази на добу, відповідні служби (спостерігачі) на різних континентах, на суходолі, у відкритому морі на кораблях, з метеосупутників тощо, надають відомості про місцеву температуру, атмосферний тиск, відносну вологість, напрямок і швидкість вітру, характер опадів, хмарність та про інші фактори. На основі цих даних і складаються мапи погоди.

На цих мапах точки однакових температур з'єднують лініями, які називають «ізотермами»; точки, що відповідають рівним атмосферним тискам, з'єднують лініями, які називають «ізобарами». Як правило, ізотерми витягуються в західно-східному напрямку, а ізобари відображаються як більш-менш замкнуті лінії, які включають області високого або низького тиску.

Коли ці дані зареєстровані і нанесені на мапу, то спеціалісти-метеорологи можуть досить швидко скласти прогноз погоди і повідомити про нього у ЗМІ.

СПИСОК ВИКОРИСТАНИХ ДЖЕРЕЛ

1. Барабаш, М. Б., & Ткач, Л. О. (2005). Сценарії режиму температури повітря в перші три десятиріччя XXI ст. за фізико-географічними зонами України. *Водне господарство України*, (3), 47–54.
2. Дущенко, В. П., & Кучерук, І. М. (1987). *Загальна фізика. Фізичні основи механіки. Молекулярна фізика і термодинаміка*. Вища школа.
3. Кульбіда, М. І., Барабаш, М. Б., Єлістратова, Л. О., Адаменко, Т. І., Гребенюк, Н. П., Татарчук, О. Г., & Корж Т. В. (2009). *Клімат України: у минулому ... і майбутньому? : монографія* (М. І. Кульбіда & М. Б. Барабаш, Ред.). Сталь.
4. Краснобокий, Ю. М., Ткаченко, І. А., & Гребеніченко, Д. І. (2020). Моделювання майбутнього Землі як планети за можливих змін її астрофізичних параметрів. В М. Л. Комарьтському (Ред.), *Eurasian scientific congress* (с. 227–234). Barca Academy Publishing.
5. Краснобокий, Ю. М., Ткаченко, І. А., & Ільницька, К. С. (2023). Самоорганізація у формуванні клімату на планетах Сонячної системи. *Наукові записки. Серія: Педагогічні науки*, (208), 161–166.
6. Польовий, А. М., Божко, Л. Ю., & Адаменко Т. І. (2017). *Агrometeorологічні прогнози : Підручник*. ТЕС.
7. Boltzmann, L. (1878). Über die Beziehung zwischen dem zweiten Hauptsatze der mechanischen Wärmetheorie und der Wahrscheinlichkeitsrechnung, respective den Sätzen über das Wärmegleichgewicht. *Sitzungsberichte der kaiserlichen Akademie der Wissenschaften*, LXXVI(III), 373–435.
8. Klein, M. J. (1969). Gibbs on Clausius. *Historical Studies in the Physical Sciences*, (1), 127–149.
9. Cess, R. D., Potter, G. L., Blanchet, J. P. et al. (1989). Interpretation of cloud-climate feedback as produced by 14atmospheric general circulation model. *Science*, (245), 513–515.
10. Brocker, W. S., Peteet, D. M., & Ring, D. (1985). Does the ocean-atmosphere system have more than one stable mode of operation? *Nature*, 315(6014), 21–26.
11. Dickinson, R. E., & Cicerone, R. J. (1986). Future global warming from atmospheric trace gases. *Nature*, 319, 109–115.
12. Druffel, E. R. M., & Suess, H. E. (1983). On the radiocarbon record in banded corals: Exchange parameters and net transport of ¹⁴CO₂ between atmosphere and surface ocean. *Geophys. Res.*, 88(C2), 1271–1280.

REFERENCES (TRANSLATED AND TRANSLITERATED)

1. Barabash, M. B., & Tkach, L. O. (2005). Stsenarii rezhymu temperatury povitria v pershi try desiatyrichchia XXI st. za fizyko-heohrafichnymy zonamy Ukrainy [Air temperature regime scenarios in the first three decades of the 21st century. by physical and geographical zones of Ukraine]. *Vodne hospodarstvo Ukrainy*, (3), 47–54. (in Ukrainian).
2. Dushchenko, V. P., & Kucheruk, I. M. (1987). *Zahalna fizyka. Fizychni osnovy mekhaniky. Molekuliarna fizyka i termodynamika [General Physics. Physical foundations of mechanics. Molecular physics and thermodynamics]*. Vyscha shkola. (in Ukrainian).
3. Kulbida, M. I., Barabash, M. B., Yelistratova, L. O., Adamenko, T. I., Hrebenuk, N. P., Tatarchuk, O. H., & Korzh T. V. (2009). *Klimat Ukrainy: u mynulomu ... i maibutnomu? : monohrafiia [Climate of Ukraine: in the past ... and in the future? : monograph]* (M. I. Kulbida & M. B. Barabash, Red.). Stal. (in Ukrainian).
4. Krasnobokyi, Yu. M., Tkachenko, I. A., & Hrebenuchenko, D. I. (2020). Modeliuvannya maibutnoho Zemli yak planety za mozhlyvykh zmin yii astrofizychnykh parametriv [Modeling the future of the Earth as a planet under possible changes in its astrophysical parameters]. В М. Л. Комарьтському (Ред.), *Eurasian scientific congress* (с. 227–234). Barca Academy Publishing. (in Ukrainian).
5. Krasnobokyi, Yu. M., Tkachenko, I. A., & Ilnitska, K. S. (2023). Samoorganizatsiia u formuvanni klimatu na planetakh Soniachnoi systemy [Self-organization in climate formation on the planets of the Solar System]. *Naukovi zapysky. Serii: Pedagogichni nauky – Academic Notes. Series: Pedagogical Sciences*, (208), 161–166. (in Ukrainian).
6. Polovyi, A. M., Bozhko, L. Yu., & Adamenko T. I. (2017). *Ahrometeorologichni prohozy : Pidruchnyk [Agrometeorological forecasts: Textbook]*. ТЕС. (in Ukrainian).
7. Boltzmann, L. (1878). Über die Beziehung zwischen dem zweiten Hauptsatze der mechanischen Wärmetheorie und der Wahrscheinlichkeitsrechnung, respective den Sätzen über das Wärmegleichgewicht. *Sitzungsberichte der kaiserlichen Akademie der Wissenschaften*, LXXVI(III), 373–435.
8. Klein, M. J. (1969). Gibbs on Clausius. *Historical Studies in the Physical Sciences*, (1), 127–149.
9. Cess, R. D., Potter, G. L., Blanchet, J. P. et al. (1989). Interpretation of cloud-climate feedback as produced by 14atmospheric general circulation model. *Science*, (245), 513–515.
10. Brocker, W. S., Peteet, D. M., & Ring, D. (1985). Does the ocean-atmosphere system have more than one stable mode of operation? *Nature*, 315(6014), 21–26.
11. Dickinson, R. E., & Cicerone, R. J. (1986). Future global warming from atmospheric trace gases. *Nature*, 319, 109–115.
12. Druffel, E. R. M., & Suess, H. E. (1983). On the radiocarbon record in banded corals: Exchange parameters and net transport of ¹⁴CO₂ between atmosphere and surface ocean. *Geophys. Res.*, 88(C2), 1271–1280.



This work is licensed under Creative Commons Attribution-NonCommercial-ShareAlike 4.0 International License.