

МІНІСТЕРСТВО ОСВІТИ І НАУКИ УКРАЇНИ  
ОДЕСЬКИЙ ДЕРЖАВНИЙ ЕКОЛОГІЧНИЙ УНІВЕРСИТЕТ

Гідрометеорологічний інститут  
Кафедра метеорології та кліматології

**Кваліфікаційна робота бакалавра**

на тему: Аналіз просторово-часової мінливості туманів на півдні  
України

Виконав студент групи МКА-41  
Спеціальності 103 «Науки про Землю»

Чаленко Владислав Васильович  
(прізвище, ім'я, по батькові студента)

Керівник к.геогр.н., доцент  
Недострелова Лариса Василівна

Консультант \_\_\_\_\_ - \_\_\_\_\_

Рецензент к.геогр.н., доцент  
Барсукова Олена Анатоліївна

МІНІСТЕРСТВО ОСВІТИ І НАУКИ УКРАЇНИ  
ОДЕСЬКИЙ ДЕРЖАВНИЙ ЕКОЛОГІЧНИЙ УНІВЕРСИТЕТ

Гідрометеорологічний інститут

Кафедра метеорології та кліматології

Рівень вищої освіти бакалавр

Спеціальність 103 «Науки про Землю»

(шифр і назва)

Освітня програма Гідрометеорологія

(назва)

**ЗАТВЕРДЖУЮ**  
Завідувач кафедри  
метеорології та кліматології  
**Прокоф'єв О.М.**  
« 05 » травня 2021 року

**ЗАВДАННЯ**  
НА КВАЛІФІКАЦІЙНУ РОБОТУ БАКАЛАВРА

студенту Чаленко Владиславу Васильовичу

(прізвище, ім'я, по батькові)

1. Тема роботи Аналіз просторово-часової мінливості туманів на півдні України

керівник роботи Недострелова Лариса Василівна, к. геогр. н.

(прізвище, ім'я, по батькові, науковий ступінь, вчене звання)

затверджені наказом ОДЕКУ від « 18 » грудня 2020 року № 254 - С

2. Строк подання студентом роботи 10 червня 2021 року

3. Вихідні дані до роботи дані щоденних спостережень за метеорологічними явищами на метеорологічних станціях півдня України: Одеса, Миколаїв, Херсон за період 2011-2020 роки

4. Зміст розрахунково-пояснювальної записки (перелік питань, які потрібно розробити) визначити кількість днів з туманами на метеорологічних станціях півдня України за період 2011-2020 роки, зробити аналіз багаторічного, сезонного й річного розподілу кількості днів з туманами, розрахувати кліматичні показники розподілу кількості днів, виявити термічні умови формування туманів, дослідити просторовий розподіл метеорологічного явища в регіоні дослідження

5. Перелік графічного матеріалу (з точним зазначенням обов'язкових креслень) побудувати діаграми багаторічного, сезонного і річного ходу кількості днів з туманами, а також гістограми температурного режиму туманоутворення в регіоні дослідження

## 6. Консультанти розділів роботи

Розділ	Прізвище, ініціали та посада консультанта	Підпис, дата	
		завдання видав	завдання прийняв
	немає		

7. Дата видачі завдання 05 травня 2021 року

## КАЛЕНДАРНИЙ ПЛАН

№ з/п	Назва етапів кваліфікаційної роботи	Термін виконання етапів роботи	Оцінка виконання етапу	
			у %	за 4-х бальною шкалою
1.	Отримання завдання та збір вихідних даних до роботи. Ознайомлення з літературними джерелами за темою кваліфікаційної роботи бакалавра.	05.05.2021 р.- 08.05.2021 р.	80	<b>4 (добре)</b>
2	Обробка даних метеорологічних спостережень за допомогою графічно-розрахункового пакету «EXCEL»	10.05.2021 р.- 12.05.2021 р.	80	<b>4 (добре)</b>
3	Отримання та аналіз багаторічного і сезонного ходу кількості днів з туманами у пунктах дослідження	13.05.2021 р.- 15.05.2021 р.	80	<b>4 (добре)</b>
4	<b>Рубіжна атестація</b>	<b>17.05.2021 р.- 22.05.2021 р.</b>	80	<b>4 (добре)</b>
5	Отримання та аналіз річного розподілу кількості днів з туманами у пунктах дослідження	24.05.2021 р.- 27.05.2021 р.	90	<b>5 (відмінно)</b>
6	Аналіз просторового розподілу кількості днів з туманами на території України	28.05.2021 р.- 31.05.2021 р.	80	<b>4 (добре)</b>
7	Отримання та аналіз термічних умов формування туманів у пунктах дослідження	01.06.2021 р.- 04.06.2021 р.	90	<b>5 (відмінно)</b>
8	Узагальнення отриманих результатів. Оформлення остаточної електронної версії роботи та передача її на процедуру встановлення ступеня оригінальності, відсутності ознак плагіату.	05.06.2021 р.- 10.06.2021 р.	85	<b>4 (добре)</b>
9	Перевірка роботи на плагіат, складення протоколу і висновку керівника. Підписання авторського договору.	10.06.2021 р.- 12.06.2021 р.	-	-
10	Підготовка паперової версії кваліфікаційної роботи бакалавра і презентаційного матеріалу захисту.	-	-	-
	<b>Інтегральна оцінка виконання етапів календарного плану (як середня по етапам)</b>	-	<b>83,0</b>	-

Студент \_\_\_\_\_  
( підпис )

**Чаленко В.В.**  
(прізвище та ініціали)

Керівник роботи \_\_\_\_\_  
( підпис )

**Недострелова Л.В.**  
(прізвище та ініціали)

## ЗМІСТ

ВСТУП.....	4
1 ФІЗИЧНІ ХАРАКТЕРИСТИКИ ВОДИ.....	6
2 ПРОЦЕСИ ФАЗОВИХ ПЕРЕХОДІВ ВОДИ В АТМОСФЕРІ.....	12
2.1 Рівноважний та метастабільний стан .....	12
2.2 Конденсація водяної пари.....	13
2.3 Процеси сублімації .....	15
3 ОСНОВНА КЛАСИФІКАЦІЯ ТУМАНІВ.....	17
3.1 Тумани випаровування.....	18
3.2 Тумани охолодження.....	19
3.3 Тумани змішування.....	22
4 АНАЛІЗ РЕЖИМУ ТУМАНІВ НА ПІВДНІ УКРАЇНИ.....	24
4.1 Багаторічна мінливість кількості днів з туманами.....	24
4.2 Розподіл кількості днів з туманами по сезонах .....	27
4.3 Річний хід кількості днів з туманами .....	32
4.4 Термічні умови формування туманів .....	38
ВИСНОВКИ.....	42
ПЕРЕЛІК ПОСИЛАНЬ .....	44

## ВСТУП

Вода – це дивовижна речовина. Вона є єдиною сполукою, що існує в природі у трьох агрегатних станах водночас: рідкому (вода), твердому (лід), газоподібному (пара). На поверхні Землі знаходиться  $1,3 \cdot 10^{18}$  тон води, з них 99,2 % припадає на Світовий океан. В атмосфері кількість води у вигляді пари, крапель і кристалів хмар становить  $1,3 \cdot 10^{13}$  тон, з яких 95 % припадає на пару.

Вода – важлива складова частина атмосфери, оскільки випаровування і конденсація супроводжуються поглинанням і виділенням великої кількості енергії, від якої залежить багато видів рухів у атмосфері, які впливають на атмосферні процеси, а тому і на погоду. Загальна кількість опадів, які випадають з атмосфери за рік, дорівнює приблизно  $5 \cdot 10^{14}$  тон, що в 40 разів перебільшує загальний вміст води в атмосфері. Ця цифра свідчить про інтенсивність вологообміну між земною поверхнею і атмосферою.

Туман – це атмосферне явище, що полягає у скупченні продуктів конденсації водяної пари (дрібних крапель води, кристалів льоду або їхньої суміші), застиглих у повітрі безпосередньо над земною поверхнею, у приземному шарі атмосфери. Туман зменшує горизонтальну видимість до 1 км і менше, що викликано помутнінням повітря. Безперервна тривалість туманів, зазвичай, становить від кількох годин (іноді півгодини-годину) до декількох діб, особливо в холодний період року.

Тумани відносяться до числа явищ погоди, що є особливо небезпечними для руху всіх видів транспорту. Керування автомобілем в умовах туману вимагає ще більшого досвіду, ніж у дощ. Іноді туман буває таким сильним і створює таку велику небезпеку, що необхідно перервати рух і терпляче чекати зміни погоди. Туман створює небезпечні дорожні умови. В аваріях під час туману беруть участь десятки автомобілів, гинуть та

отримують травми велика кількість людей. Туман сильно зменшує зону видимості, сприяє обману зору, ускладнює орієнтування. Він спотворює сприйняття швидкості транспортних засобів і відстань до предметів. Здається, що предмет далеко (наприклад, світло фар зустрічного автомобіля), а насправді він близько. Швидкість автомобіля здається маленькою, а насправді він рухається швидко. Туман спотворює забарвлення кольору предмета, крім червоного. Тому сигнал світлофора червоний, щоб його добре було видно в будь-яку погоду. Наявність туману сильно ускладнює чи робить неможливими зліт та посадку літаків, ускладнює роботу повітряного та автомобільного транспорту, збільшує небезпеку руху на дорогах. Тому дослідження кількості днів з туманами, їх повторюваності, умов їх утворення було і є досить актуальним.

Метою роботи є аналіз режиму туманів на території України за період 2011-2020 рр. Для дослідження обрано міста, що знаходяться на півдні України, такі як Одеса, Миколаїв та Херсон. В якості вхідної інформації використовувалися дані щоденних спостережень за атмосферними явищами у визначених пунктах дослідження.

## 1 ФІЗИЧНІ ХАРАКТЕРИСТИКИ ВОДИ

Вода – дивовижна хімічна сполука. Вона є єдиною речовиною, яка існує в атмосфері водночас у трьох агрегатних станах: твердому (лід), рідкому (вода) і газоподібному (пара). На поверхні Землі (без підземних вод) знаходиться  $1,3 \cdot 10^{18}$  тон води, з них 99,2% припадає на Світовий океан. В атмосфері кількість води у вигляді пари, крапель і кристалів хмар становить  $1,3 \cdot 10^{13}$  тон, з яких 95% припадає на пару [1-3].

З точки зору погоди, вода є найважливішою складовою частиною атмосфери, оскільки випаровування і конденсація супроводжуються поглинанням і виділенням великої кількості енергії, від якої залежить багато видів рухів у атмосфері, які впливають на атмосферні процеси, а тому і на погоду. Загальна кількість опадів, які випадають з атмосфери за рік, дорівнює приблизно  $5 \cdot 10^{14}$  тон, що в 40 разів перебільшує загальний вміст води в атмосфері. Ця цифра свідчить про інтенсивність вологообміну між земною поверхнею і атмосферою [1-3].

Водяна пара на відміну від інших газів, що складають атмосферу, при температурах повітря, які спостерігаються в атмосфері, може змінювати свій агрегатний стан, переходячи у рідкий (воду), чи твердий стан (лід). Все це різні фази води, тобто фізично однорідні частини системи, які здатні переходити із одного стану в інший. Для кожного газу існує критична температура  $T_{кр}$ . Якщо  $T > T_{кр}$ , то газ не може перейти в інший фазовий стан, незважаючи на те, при якому атмосферному тиску він перебуває. Для водяної пари  $t_{кр} = 374^{\circ} C$ . Звичайно, що в атмосфері  $T < T_{кр}$ . Оскільки критична температура пари  $T_{кр} = 374^{\circ} K$ , що завжди нижче тієї температури, яка спостерігається в атмосфері, пара може переходити в рідкий або твердий стан. Ця властивість водяної пари визначає специфічні характеристики різних фаз води.

1. Густина води максимальна при температурі 4°C, при переході в твердий стан (замерзанні), густина її зменшується. Лід має густину 0,91 г/см<sup>3</sup> при температурі 0°C. Через цю властивість води водоймища не промерзають.
2. Теплоємність води  $c$  становить 4187 Дж/(кг К), що майже в два рази перебільшує теплоємність льоду  $c_{л} = 2114$  Дж/(кг К).
3. Питома теплота плавлення ( $L_{пл}$ ) і питома теплота пароутворення води ( $L$ ) аномально великі  $L_{пл} = 324$  кДж/кг,  $L = 2500$  кДж/кг.
4. Поверхневий натяг води вищий, ніж у інших відомих рідин (він дорівнює 72,8 МДж/м<sup>2</sup> при  $t = 20^\circ\text{C}$ ).
5. Вода має високу хімічну активність, вона відмінний розчинник.

Однією із характерних властивостей часток твердої або рідкої фаз є поверхневий натяг. На поверхні розділу, наприклад, води і водяної пари є шар молекул, який значно відрізняється за своїми властивостями від інших шарів молекул у воді. Молекули, що розташовуються у середині води, зазнають рівномірну дію із боку оточуючих молекул. Рівнодіюча цих молекулярних сил дорівнює нулю. Для молекулярних сил на молекули, що розташовані на границі розділу двох середовищ, суттєво відрізняється. У цьому випадку сили мають напрямок у середину поверхні. Отже, на границі двох фаз зосереджується надлишок енергії відносно енергії тих об'ємних частин, які утворюють поверхневий шар. Питома поверхнева енергія, яка відповідає роботі утворення одиниці поверхневого шару, визначається як відношення надлишку енергії до площі поверхні розділу  $F$  і називається поверхневим натягом. Він чисельно дорівнює роботі, яка потрібна, щоб витягти з води і водяної пари кількість молекул, необхідну для утворення 1 м<sup>2</sup> поверхневого шару води. Поверхневий натяг залежить від температури [1-3].

Молекули води у всіх її фазах знаходяться у русі, їхня середня кінетична енергія залежить від температури. Молекули, які мають великі



швидкості, тобто більшу кінетичну енергію, можуть вилітати з поверхні води або льоду (випаровуватись) і існувати в менш густинному стані – у вигляді пари. Інші молекули при цьому будуть повертатись в об'єм води або льоду (конденсуватись або сублімуватись). За деяких умов встановлюється рівновага між кількістю молекул, які відриваються з поверхні, і тими, які повертаються до неї, тобто переходять від рідкого (або твердого) стану в пару і навпаки.

Такий стан рівноваги відповідає насиченню пари, а тиск пари – тиску насичення, який пов'язаний із температурою. Залежність тиску насичення від температури описується рівнянням Клаузиуса-Клапейрона:

$$\frac{dE}{E} = \frac{L}{R_{\text{II}}} \frac{dT}{T^2}, \quad (1.1)$$

де  $E$  – тиск насичення,

$L$  – питома теплота пароутворення,

$R_{\text{II}}$  – питома газова стала водяної пари,

$T$  – температура, якій відповідає тиск насичення  $E$ .

Якщо проінтегрувати це рівняння і підставити значення  $T_0 = 273,15\text{K}$ ,  $E_0 = 6,1 \text{ гПа}$ ,  $R_{\text{II}} = 460 \text{ Дж/(кг К)}$ , дістанемо:

$$E = E_0 \cdot 10^{\frac{8,62t}{273,15 + t}}. \quad (1.2)$$

Цей вираз показує, що тиск насичення зростає зі збільшенням температури, тобто при високій температурі повітря здатне вмістити більше водяної пари, ніж при низькій температурі [1-3].

Значення тиску насичення, які розраховані за останньою формулою, і визначені експериментально, відрізняються.

На практиці користуються емпіричними формулами, які дістали на основі експериментальних даних; одна з них є формула Магнуса:

$$E = E_0 \cdot 10^{\frac{at}{b+t}} \quad (1.3)$$

Для води  $a_B = 7,63$ , для льоду  $a_{B'} = 9,5$ , коефіцієнт  $b_B = 241,9$ ,  $b_{B'} = 265,5$ .

Графічно залежність тиску насичення від температури показана на діаграмі рівноваги фаз (рис. 1.1).

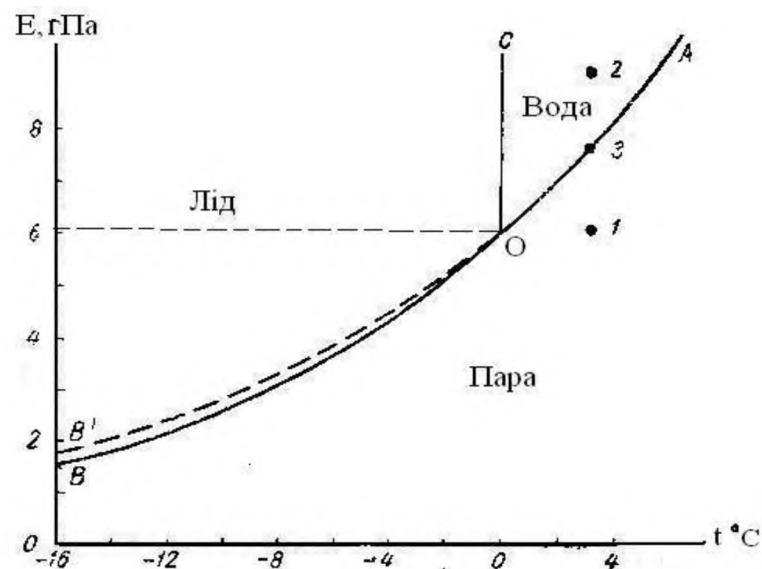


Рисунок 1.1 – Діаграма рівноваги фаз води

У точці O всі три фази води знаходяться у стані рівноваги, тому вона має назву – потрійна точка. Її координати:  $t = 0,01^\circ\text{C}$  ( $T = 273,16\text{K}$ ),  $E = 6,11$  гПа. Крива BA – графік залежності тиску насичення від температури над водою, BO – над переохолодженою водою, OA – при додатних температурах води. Крива B'O – залежність тиску насичення від температури над поверхнею льоду. Тиск насичення над поверхнею льоду

менший ніж над поверхнею переохолодженої води. Крива ОС – це крива плавлення. У точках 1 і 2 – нерівноважний стан, у точці 3 – рівноважний [1-3].

При  $t = 100^{\circ}\text{C}$  або  $T = 373,15\text{K}$  тиск насичення дорівнює  $E = 1013,2$  гПа.

Тільки тоді, коли термодинамічна система характеризується значеннями  $t$  і  $e$ , які знаходяться в точках на кривих ВА або ВО, вона знаходиться у стані рівноваги.

Кривизна поверхні, яка випаровує. Тиск насичення над поверхнями різної кривизни – плоскою, опуклою і увігнутою – різний при одній і тій же температурі. Залежність від радіуса кривизни визначається формулою Томпсона:

$$E_r = E \left( 1 + \frac{c_r}{r} \right), \quad (1.4)$$

де  $E_r$  – тиск насичення над краплею радіуса  $r$ ,

$E$  – тиск насичення над плоскою поверхнею води,

$c_r = \frac{2\sigma}{R_{II} \rho_k T}$  – величина, яку практично можна вважати сталою

( $c_r = 1,2 \cdot 10^{-7}$  см),

$\sigma$  – коефіцієнт поверхневого натягу для краплі,

$R_{II}$  – питома газова стала пари,

$\rho$  – густина краплі,

$T$  – температура краплі.

Тиск насичення над краплею більший, ніж над плоскою поверхнею води. Тиск насичення над увігнутою поверхнею (меніск змочувальної рідини) менший, ніж над плоскою [1-3]. Причиною цих відмін є радіус сфери взаємодії кожної молекули  $\text{H}_2\text{O}$  з іншими молекулами рідини. Якщо поверхня опукла, у сферу взаємодії, яка зв'язує молекули, входить менше молекул

рідини, ніж для плоскої поверхні, а якщо вона увігнута, то – більше. Це полегшує відривання молекули і виліт її в надводний простір. Стан рівноваги в такій системі настає при більшій кількості молекул, які випаровуються і конденсуються, тобто тиск насичення над опуклою поверхнею  $E_{\cap}$  виявляється більшим, ніж над плоскою поверхнею  $E_{-}$  води, а над увігнутою  $E_{\cup}$  – меншим, ніж над плоскою: тобто  $E_{\cap} > E_{-} > E_{\cup}$ .

$$\text{Наприклад, при } r = 10^{-7} \text{ см} \quad \frac{E_r}{E} = 332\%;$$

$$\text{при } r = 10^{-6} \text{ см} \quad \frac{E_r}{E} = 113\%.$$

Концентрація розчину. Тиск насичення залежить від концентрації розчину. Ця залежність описується формулою Рауля:

$$E_p = E_0 \frac{N}{N+n}, \quad (1.5)$$

де  $E_0$  – тиск насичення над хімічно чистою водою,

$$N = \frac{M}{\mu_1} \text{ – кількість молей розчинника; } M \text{ – маса розчинника,}$$

$\mu_1$  – молекулярна маса розчинника,

$$n = \frac{m}{\mu_2} \text{ – кількість молей розчинної речовини; } m \text{ – маса розчинної}$$

речовини,  $\mu_2$  – молекулярна маса розчинної речовини.

Чим більша концентрація розчину, тим менший тиск насичення цього розчину. Тиск насичення над морем менший (на декілька відсотків), ніж над прісною водою, оскільки морська вода – це по-суті сольовий розчин (середня солоність води в океані становить 35 ‰) [1-6].

## 2 ПРОЦЕСИ ФАЗОВИХ ПЕРЕХОДІВ ВОДИ В АТМОСФЕРІ

### 2.1 Рівноважний та метастабільний стан

Якщо термодинамічна система знаходиться в нестійкому (нерівноважному) стані, то вона намагається перейти у більш стійкий (рівноважний) стан. Умовою рівноваги термодинамічної системи є мінімум її термодинамічного потенціалу, тобто максимум ентропії. Замкнута термодинамічна система, яка залишилась сама по собі рано чи пізно прийде до стабільного стану – стану рівноваги. Час, протягом якого система переходить до рівноважного стану може бути різним і називається він часом релаксації стабільного стану. Якщо час релаксації стабільного стану малий порівняно з характерним часом будь-якого процесу, то цей процес буде рівноважним і оберненим. Проте, іноді перехід з нестабільного стану до стабільного може відбуватись протягом тривалого часу. У цей період система знаходиться у метастабільному стані. В атмосфері у метастабільному стані знаходяться пересичена водяна пара і переохолоджена вода [1-3].

Якщо з'явилися вже зародки нової фази (рідкої води) за рахунок флуктуацій густини водяної пари (тобто за рахунок випадкових зближень молекул водяної пари), то надалі вони можуть почати розпадатись. Це відбудеться тоді, коли витрати енергії на утворення поверхні зародка будуть більшими за енергію, яка виділяється при конденсації. Для того, щоб конденсація стала можливою, необхідно щоб енергія, яка виділяється при конденсації, була більшою, ніж витрати енергії на утворення поверхні зародка. Такі зародки називають гомофазними (без аерозольних часток). Таким чином, для утворення гомофазного зародка треба подолати деякий потенціальний бар'єр. Конденсація у цьому випадку називається гомогенною; конденсація, яка відбувається на ядрах конденсації – гетерогенною [1-3].

## 2.2 Конденсація водяної пари

Разом з процесом випаровування води і льоду в природі, як вже згадувалось, завжди відбувається і зворотній процес – перехід водяної пари в рідкий стан (конденсація) або безпосередньо у твердий стан (сублімація). Конденсація в атмосфері починається тоді, коли повітря досягло стану насичення, а це частіш за все відбувається при зниженні температури до точки роси. При подальшому зниженні температури надмірна кількість водяної пари порівняно з умовами насичення переходить у рідкий стан. Причому, конденсація в абсолютно чистому повітрі може відбутись лише при дуже великих пересиченнях (у 4 – 8 разів). Через коливання густини водяної пари утворюються комплекси молекул, які в певних умовах можуть стати зародками крапель. Такі пересичення в реальних умовах ніколи не спостерігаються, оскільки в атмосфері завжди є гігроскопічні домішки – ядра конденсації. Ще у 1893 р. на Міжнародному метеорологічному конгресі Дж. Айткен сказав, що якби не було в повітрі ядер конденсації, то не було б ні серпанку, ні туману, ні хмар, ні дощу [1-3].

Розрізняють нерозчинні (але змочувані) і розчинні ядра конденсації. До перших відносять частки ґрунту і гірських порід, частки диму, мікроорганізми. Вони утворюються також при вулканічній діяльності та згоранні метеоритів. Другим видом ядер конденсації є частки розчинних у воді речовин, наприклад, будь-якої солі або кислоти. Ці ядра конденсації надходять до атмосфери при спалюванні кам'яного вугілля, який містить в собі до 20% сірки. Розчинні ядра конденсації утворюються також з морських бризок і піни. Коли вони випаровуються, то утворюються дуже малі частинки морської солі.

Ядра конденсації поділяють за їхнім походженням:

- ядра морського походження (20%),
- продукти згорання (40%),
- частинки ґрунту (20%),

- ядра невідомої природи (20%).

За розмірами ядра конденсації поділяють на три групи:

- частинки радіусом від  $5 \cdot 10^{-7}$  до  $2 \cdot 10^{-5}$  см, які називають ядрами Айткена; це найбільш чисельна група;
- частинки аерозолей з радіусом від  $2 \cdot 10^{-5}$  до  $10^{-4}$  см – великі ядра; їх концентрація в 2 – 2,5 рази менша за концентрацію ядер Айткена;
- частинки з радіусом більшим ніж  $10^{-4}$  см – гігантські ядра; їхня концентрація мала: декілька ядер в 1 л повітря.

Кількість ядер конденсації коливається в широких межах. Середня кількість ядер в  $1 \text{ см}^3$  біля земної поверхні приблизно 150000 у великих містах, 940 – над океанами і в горах. Треба зазначити, що не всі ядра конденсації є активними і приймають участь в конденсації.

Зі збільшенням висоти кількість ядер конденсації зменшується за експоненціальним законом, зазвичай. Швидкість зменшення кількості ядер конденсації залежить від термічної стратифікації: вдень, коли переважає нестійка стратифікація і більш сильно розвинутий турбулентний обмін зменшення повільніше, ніж у ранкові години взимку, коли стратифікація стійка [1-3].

У великих містах кількість ядер конденсації над поверхнею землі помітно зменшується від зими до літа (мінімум – у червні). Причина – коливання інтенсивності турбулентного обміну. Влітку в умовах більш розвинутого обміну ядра переносяться вище, що призводить до зменшення концентрації біля земної поверхні і зростання їх на більш високих рівнях. А взимку ще й викидається більше ядер конденсації ніж влітку за рахунок опалення.

Такий же річний хід ядер конденсації спостерігається приблизно до висоти 500 м. Починаючи з висоти 750 м річний хід зворотній: максимум концентрації – влітку, мінімум – взимку, що також зумовлено турбулентним обміном.

Отже, в природних умовах утворення зародкових крапель води і кристалів льоду в пересиченій парі відбувається на ядрах конденсації ( $r = 10^{-5} - 10^{-6}$  см), які в достатній кількості завжди присутні в атмосфері).

Ядра конденсації, рухаючись, зтикаються одне з одним. Частина таких зіткнень призводить до злипання (поєднання) ядер. Цей процес називається коагуляцією. Частинки меншого розміру коагулюють швидше, ніж великі [1-3].

### 2.3 Процеси сублімації

Разом з конденсацією водяної пари в атмосфері спостерігається замерзання водяних крапель. Відомо, що поверхнева енергія на межі пара – вода менша, ніж на межі пара – лід. Тому первинним процесом за всіх температур (додатних і від’ємних) є конденсація водяної пари. Водяні краплі, які утворились при конденсації за умови від’ємної температури можуть замерзнути і утворити льодяну частку. Для утворення льодяної фази необхідно, щоб всередині водяної краплі сформувався зародок нової фази – лід. Такий фазовий перехід називають гомогенним [1-3].

Зародок нової фази може утворитись і на деякому сторонньому ядрі (наприклад, частці пилу, частці диму тощо) – ядрі кристалізації. У даному випадку має місце гетерогенний фазовий перехід.

Розглянемо умови гомогенного фазового переходу. Нехай, в середині рідини утворились зародки льодяної фази. Вони стають стійкими лише тоді, коли досягнуть певного розміру. На формування зародка необхідно витратити енергію, яка пропорційна його поверхні. У той час при виникненні льодяної фази виділяється енергія скритої теплоти замерзання. Поки зародок малий, скрита теплота менша за енергію утворення поверхні і зародок розпадається. Аби цього не відбулось, треба здійснити зовнішню роботу. Ця робота  $A$  спочатку зростає зі зростанням розміру зародка до критичного  $r_{кр}$  і



стає максимальною  $A_{макс}$ . Якщо  $r > r_{кр}$ , то подальше зростання зародка призводить до зменшення  $A$ .

Математичні вирази  $r_{кр}$  і  $A_{макс}$  мають такий вигляд:

$$r_{кр} = \frac{2\sigma_l}{\rho_l L_{пл} \ln \frac{T_0}{T}}, \quad (2.1)$$

де  $T_0 = 273,15$  К;

$L_{пл}$  – питома теплота плавлення льоду;

$\sigma_l$  – коефіцієнт поверхневого натягнення на межі лід – вода ;

$\rho_l$  – густина льоду;

$$A_{макс} = \frac{4}{3} \pi r^2 \sigma_l \quad \text{– для зародка сферичної форми,}$$

$$A_{макс} = \frac{1}{3} \sigma_l S \quad \text{– для зародка будь-якої форми,}$$

де  $S$  – поверхня зародка.

З формули для  $r_{кр}$  випливає, що критичний радіус зародка залежить від переохолодження, тобто різниці між  $T_0$  і  $T$ . Чим ця різниця більша, тим менший  $r_{кр}$ , тим легше утворитись стійкому зародку.

Процес свавільного утворення льодяних зародків у переохоложеній воді називають спонтанною кристалізацією. Імовірність утворення ядра пропорційна добутку об'єму краплі і часу, протягом якого вона знаходиться при фіксованій температурі. Зі зниженням температури ймовірність льодоутворення зростає, спочатку повільно, а потім все швидше. За температури від  $-39,0^\circ$  до  $-41,0^\circ\text{C}$  швидкість утворення льодяних зародків різко зростає, відбувається спонтанна кристалізація, коли за час 0,6 с усі краплі кристалізуються [1-3].

### 3 ОСНОВНА КЛАСИФІКАЦІЯ ТУМАНІВ

Тумани – це видиме скупчення продуктів конденсації і сублімації водяної пари, яке знаходиться у завислому стані біля земної поверхні, і погіршує видимість до 1 км [1-3, 7].

За інтенсивністю тумани поділяють на:

- сильні ( $\equiv^2$ ) – видимість менша 50 м,
- помірні ( $\equiv$ ) – видимість 50 м – 500 м,
- слабкі ( $\equiv^0$ ) – видимість 500 м – менша 1000 м.

Якщо видимість в атмосфері за рахунок завислих у повітрі продуктів конденсації і сублімації менше 10 км, то це явище називають серпанок (=).

Ще існує поняття імлі ( $\infty$ ) – це сукупність (або скупченість) завислих у повітрі твердих часток, яка погіршує видимість до  $\leq 10$  км. Імла відрізняється від туману і серпанку тим, що відносна вологість у ній, як правило, на багато менше 100%.

Найважливішою характеристикою туманів є абсолютна водність  $\delta$ . Водність туману – це маса крапель води і кристалів льоду, яка міститься в одиничному об'ємі повітря (1 м<sup>3</sup>).

Введемо нову величину  $Q$  – абсолютний вологовміст повітря:

$$Q = a + \delta,$$

де  $a$  – абсолютна вологість повітря.

Водність туману, абсолютний вологовміст і абсолютна вологість повітря мають однакові одиниці вимірювання –  $\frac{г}{м^3}$ .

До моменту утворення туману  $\delta = 0$  і  $Q = a$ . У тумані абсолютна вологість близька до тої, що насичується, –  $a_m$ , яка є функцією лише температури  $T$ . Для туману  $\delta = Q - a_m(T)$ . З наведеного рівняння видно, що водність туману може зростати під впливом збільшення абсолютного вологовмісту повітря  $Q$  і зниження температури повітря, яке призводить до зниження  $a_m(T)$ . Вологовміст  $Q$  може збільшитись внаслідок випаровування води з земної поверхні і горизонтального та вертикального переносу водяної пари.

Зменшення температури маси повітря відбувається внаслідок:

- радіаційного вихолодження (випромінювання),
- турбулентного і молекулярного теплообміну з навколишніми масами повітря і земною поверхнею,
- адіабатичного розширення маси повітря при її вертикальних рухах,
- адвекції холодного повітря.

Тумани з причин їхнього утворення поділяють на:

- тумани випаровування,
- тумани змішування,
- тумани охолодження.

### 3.1 Тумани випаровування

Тумани випаровування утворюються над поверхнею води або дуже зволоженої суші, коли температура цієї поверхні вища за температуру повітря. Частіш за все вони утворюються над відкритими від льоду ділянками води. Повітря, яке пересувається з льоду на водну поверхню, є значно холоднішим, ніж вода. Під впливом інтенсивного випаровування з водної поверхні, над нею утворюється туман. Швидкість випаровування  $W$  пропорційна різниці  $(E_0 - e)$ . Тобто, для того щоб почалось випаровування, потрібне виконання умови  $E_0 > e$ . Якщо температура поверхні, яка випаровує,

вища за температуру повітря, то  $E_0 > E$ , тобто випаровування буде тривати і після того, як водяна пара стане насиченою, коли  $e = E < E_0$  ( $E$  – тиск насичення при температурі повітря).

Повітря над водною поверхнею прогривається і розвивається інтенсивний турбулентний теплообмін і вологообмін. Але нестійкість розвивається лише в нижньому шарі. Вище цього шару інверсія зберігається. Через інверсію водяна пара затримується під нею і туман утворюється у нижньому шарі, від поверхні землі до інверсії [1-3].

### 3.2 Тумани охолодження

Тумани охолодження поділяють на:

- радіаційні,
- адвективні,
- тумани сходження або схилів.

Радіаційні тумани утворюються в результаті охолодження земної поверхні і прилеглих шарів повітря під впливом випромінювання і турбулентного перемішування. Після заходу сонця температура поверхні суші зменшується на  $1^\circ\text{C}$  за кожну годину. Зниження температури до  $\leq \tau$  призводить до конденсації водяної пари і утворення туману [1-3].

Сприятливі умови для утворення радіаційних туманів:

- відсутність хмар або наявність хмар лише верхнього ярусу (зростання кількості хмар і зменшення їхньої висоти призводить до зменшення ефективного випромінювання, що не сприяє охолодженню земної поверхні);
- висока відносна вологість у початковий момент; чим більша відносна вологість, тим менше охолодження, яке необхідне для того, щоб стан повітря став насиченим і утворився туман;
- мала швидкість вітру ( $c = 0$  або  $c = 1 - 2$  м/с).

Радіаційні тумани не бувають високими, максимум – до висоти 200 – 300 м, а частіше – менше 100 м. Розсіюються через 1,5 – 2 години після сходу сонця.

Радіаційний туман утворюється над сушею при безхмарному небі і слабкому вітрі (або штилі) в результаті охолодження повітря, коли його температура становиться нижче температури туманоутворення. Для утворення туману сприятливе слабке збільшення швидкості з висотою. Такі умови сприяють турбулентному переносу продуктів конденсації від земної поверхні вгору і підтримці у зваженому стані в приземному шарі повітря; в процесі перемішування вертикальна потужність туману збільшується [8-10].

Найбільш часто сприятливі умови для виникнення радіаційних туманів утворюються в антициклонах, їх відрогах, баричних утвореннях і сідловинах, рідше (головним чином влітку) – в полі зниженого тиску з невеликими баричними градієнтами.

Таким чином, при прогнозі радіаційних туманів необхідно враховувати тривалість нічного вихолодження, характер хмарного покриву (прогноз), швидкість і напрямок вітру (прогноз), вихідні значення температури і вологості повітря, характер стратифікації повітряної маси.

Різноманітність методів прогнозу туману обумовлена не тільки значущістю його прогнозу, але і суттєвою залежністю утворення туманів від місцевих умов. Нижче основна увага буде приділена прогнозу температури туманоутворення ( $T_T$ ), а також часу утворення і розсіювання туману, оскільки методи прогнозу туману, розроблені М.В. Петренко, О.С. Зверевим, Б.В. Кірюхіним та іншими, які знайшли найбільше застосування в практиці, детально викладені в «Практикумі з синоптичної метеорології» і «Практикумі з авіаційної метеорології» [8-10].

Адвективні тумани утворюються в результаті адвекції теплого повітря на холодну поверхню. Відбувається теплообмін між повітряною масою і підстильною поверхнею, температура повітря знижується і пара досягає стану насичення і пересичення, утворюється туман.

Сприятливі умови для утворення адвективних туманів:

- велика різниця температури  $\Delta t$  між повітряною масою і земною поверхнею,
- велика вологість повітряної маси,
- помірні швидкості вітру (2 – 5 м/с); (якщо швидкість вітру велика, то сильний турбулентний обмін зашкоджує утворенню туману. При малій швидкості вітру повітря повільно переміщується і повільно охолоджується від підстильної поверхні);
- зростання або стає значення масової частки водяної пари з висотою,
- помітно стійка стратифікація і порівняно малий турбулентний обмін. Через це охолодження від земної поверхні розповсюджується дуже повільно, тому туман утворюється в дуже тонкому шарі біля земної поверхні.

Потужність цього туману – декілька сотень метрів. Частим випадком адвективних туманів є берегові тумани. Утворюється на суші взимку при вітрі з моря. Адвективні тумани найбільш інтенсивні і займають великі площі. Вони можуть тривати декілька діб [1-3].

Адвективний туман слід очікувати в тому випадку, коли по прогнозу синоптичного положення існують умови для адвекції теплого і вологого повітря на холодну підстильну поверхню. Адвективні тумани виникають в будь-який час доби, як правило, зимою або в перехідні сезони року при помітному потеплінні. При прогнозі адвективних туманів необхідно враховувати переміщення вже наявних зон туману, адвективні зміни температури і точки роси в приземному шарі, можливість зниження хмар до поверхні землі, а також охолодження повітря в процесі нічного радіаційного охолодження [8-10].

Загальними умовами виникнення адвективних туманів є:

- дефіцит точки роси біля поверхні землі повинен бути незначним (при  $D_0 > 3$  °С тумани не утворюються);

- швидкість вітру біля поверхні землі не повинна перевищувати  $8 \text{ м} \cdot \text{с}^{-1}$  (за винятком Донецької області); при більшій швидкості вітру відбувається руйнування приземної інверсії і туману [8-10].

Тумани сходження (схилів) утворюються, коли повітряна маса піднімаючись по схилу адиабатично охолоджується, і на якійсь висоті  $z$ , де її температура стає рівною або меншою за точку роси, водяна пара конденсується і утворюється туман. При цьому стратифікація має бути стійкою, інакше замість туману будуть утворюватися купчасті хмари [1-3].

### 3.3 Тумани змішування

Вони утворюються, коли зустрічаються дві повітряні маси з різними властивостями. Для утворення туману змішування необхідно, щоб:

- різниця температури двох повітряних мас  $\geq 10^\circ\text{C}$ ,
- вологість обох повітряних мас близька до стану насичення,
- абсолютні значення температури обох повітряних мас достатньо великі.

Умови утворення туману під впливом змішення можна пояснити графічно (рис. 3.1).

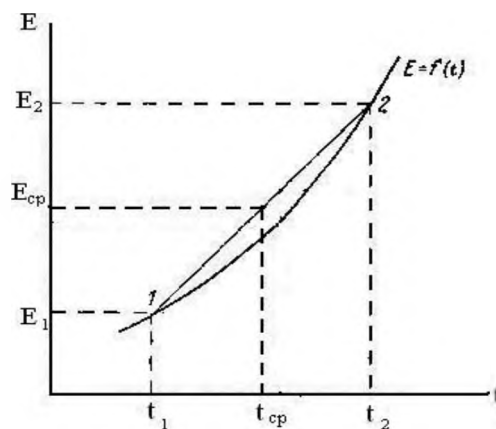


Рисунок 3.1 – Утворення туманів змішення

Крива лінія являє собою залежність тиску насичення  $E$  від температури. Точка 1 ( $E_1, t_1$ ) і точка 2 ( $E_2, t_2$ ) – це стан повітряних мас до змішування. Точка 3 – стан повітря після змішування; вона знаходиться на прямій, яка поєднує точки 1 і 2 (якщо  $m_1 = m_2$ , то точка 3 ділить пряму навпіл). Якщо значення відносної вологості обох повітряних мас достатньо великі, то  $E_{\text{ср}} > E(t)$ , то надлишок пари, більший за насичення, сконденсується – утворюється туман [1-3].



## 4 АНАЛІЗ РЕЖИМУ ТУМАНІВ НА ПІВДНІ УКРАЇНИ

### 4.1 Багаторічна мінливість кількості днів з туманами

Метою наукового дослідження є аналіз режиму туманів на півдні України за період 2011-2020 рр. В якості вихідної інформації використовувалися дані щоденних спостережень за атмосферними явищами на метеорологічних станціях півдня України: Одеса, Миколаїв, Херсон [11-13]. В ході роботи проводились розрахунки й аналіз багаторічного, сезонного і річного розподілу кількості днів з туманами. Також в роботі проведено аналіз кліматичного показника – мінливість туманів по кліматичним періодам.

В табл. 4.1 наведено багаторічний хід кількості днів з туманами за період 2011-2020 роки.

Таблиця 4.1 – Багаторічний розподіл кількості днів з туманами на півдні України за період 2011-2020 рр.

Станції	2011	2012	2013	2014	2015	2016	2017	2018	2019	2020	Всього
Одеса	27	23	36	46	31	22	23	34	37	34	313
Миколаїв	31	42	53	53	38	31	29	44	58	43	422
Херсон	27	25	42	44	37	42	39	41	38	28	363
Всього	85	90	131	143	106	95	91	119	133	105	1098

З таблиці видно, що на станції Одеса за досліджуваний період спостерігалось 313 днів з туманами. Найбільшу кількість визначено в 2014 році, яка становить 46 днів. Велика кількість також спостерігається в 2019, 2013, 2018 і 2020 роках і дорівнює 37, 36 і по 34 випадки відповідно. Мінімальні значення виявлено в 2016 році, цей показник дорівнює 22 дні.

Невелику кількість зафіксовано і в 2012 та 2017 роках, де спостерігалось по 23 дні з туманами (рис. 4.1).

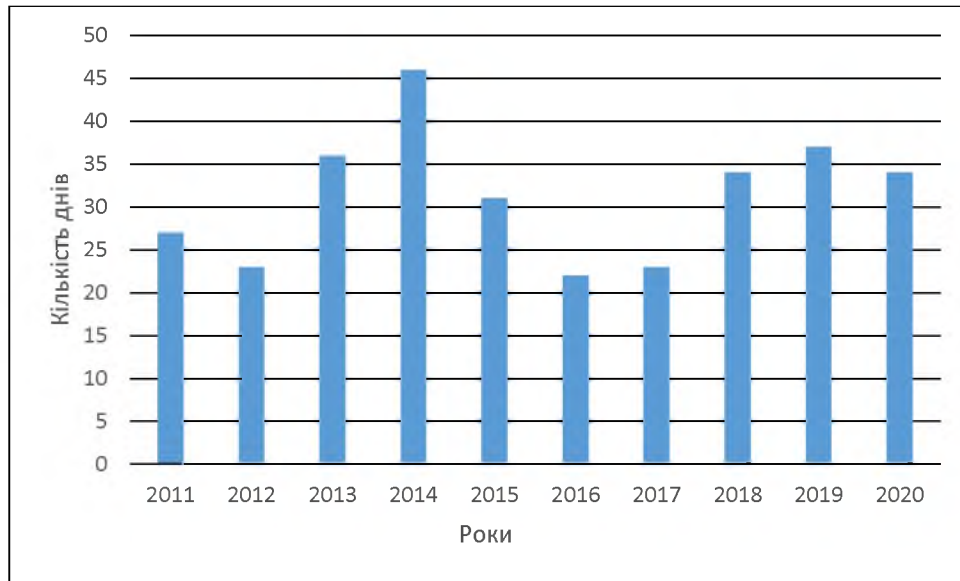


Рисунок 4.1 – Багаторічний хід кількості днів з туманами в Одесі за період 2011-2020 рр.

На станції Миколаїв за досліджуваний період спостерігалось 422 дні з туманами. Найбільшу кількість визначено в 2019 році, яка становить 58 днів. Велика кількість також спостерігається в 2013 і 2014 роках і дорівнює 53 випадки відповідно. Мінімальні значення виявлено в 2017 році, цей показник дорівнює 29 днів. Невелику кількість зафіксовано і в 2011 та 2016 роках, коли спостерігалось по 31 дні з туманами (рис. 4.2).

На станції Херсон за досліджуваний період спостерігалось 363 дні з туманами. Найбільшу кількість визначено в 2014 році, яка становить 44 дні. Велику кількість також зафіксовано в 2013 і 2016 роках, яка дорівнює по 42 випадки. Мінімальні значення виявлено в 2012 році, цей показник дорівнює 25 днів. Невелику кількість зафіксовано і в 2011 році, в якому спостерігалось 27 днів з туманом (рис. 4.3).

За період з 2011 по 2020 роки на станціях Одеса, Херсон, Миколаїв виявлено 1098 днів з туманами. З наведених результатів видно, що найбільшу

кількість днів з туманами виявлено в Миколаєві – 422 дні, в Херсоні спостерігалось 363 дні і найменшу кількість зафіксовано в Одесі – 313 днів за 10-річний період.

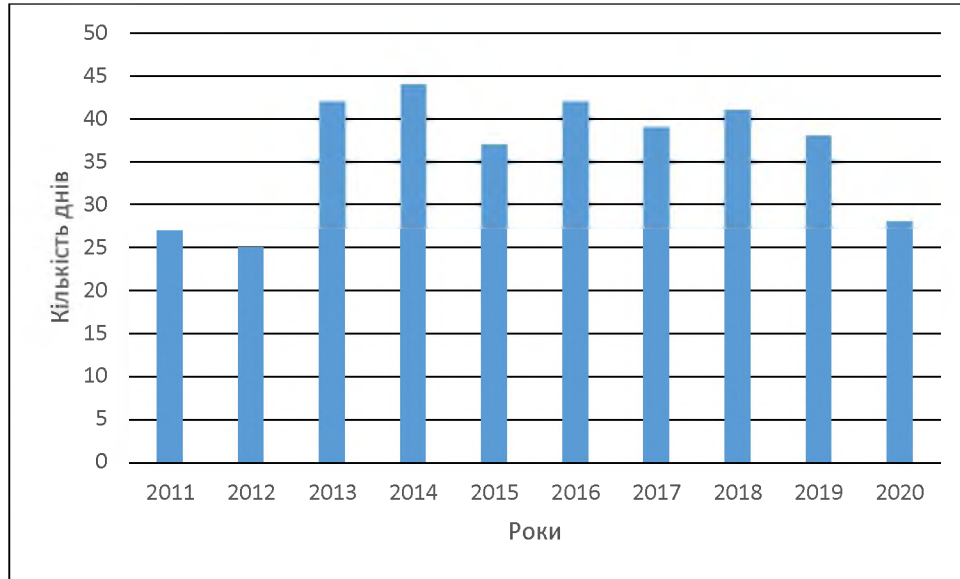


Рисунок 4.2 – Багаторічний хід кількості днів з туманами в Херсоні за період 2011-2020 рр.

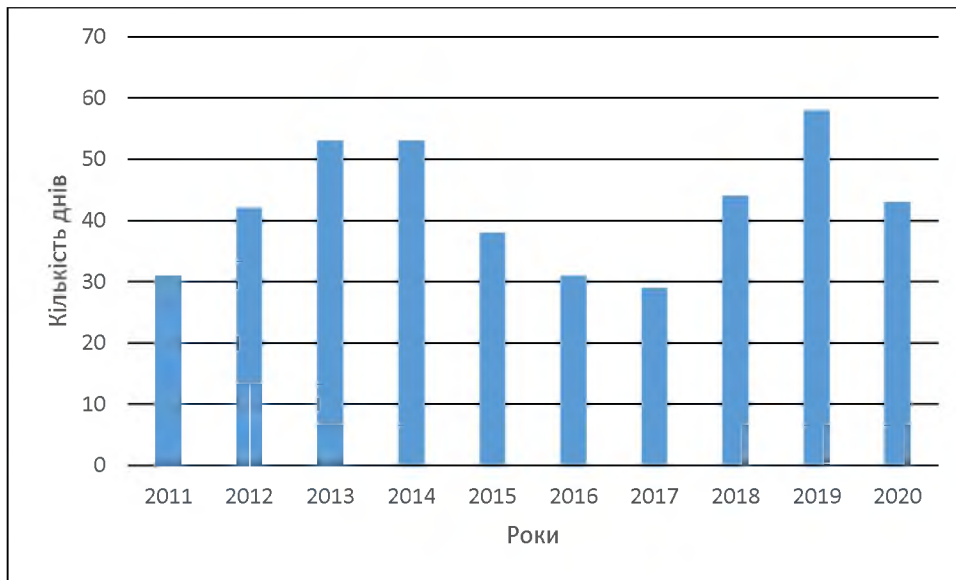


Рисунок 4.3 – Багаторічний хід кількості днів з туманами в Миколаєві за період 2011-2020 рр.

З рис. 4.4 можна зробити припущення, що розподіл кількості туманів за роками має коливальний характер з амплітудою коливань 5 років.

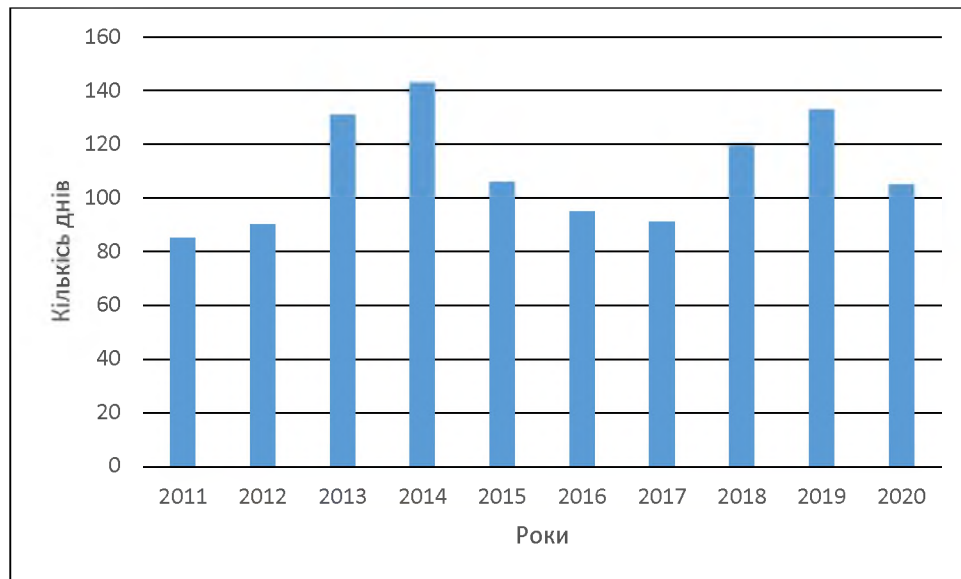


Рисунок 4.4 – Багаторічний хід кількості днів з туманами на півдні України за період 2011-2020 рр.

Максимальну кількість випадків зафіксовано в 2014 році – це 143 дні з туманами. Велика кількість днів з туманами спостерігається в 2019 і 2013 роках – 133 й 131 день відповідно. Мінімальну кількість визначено в 2011 році, що становить 85 днів. В 2012 та 2017 роках даний показник дорівнює 90 і 91 день відповідно.

#### 4.2 Розподіл кількості днів з туманами по сезонах

Для режиму туманів характерною особливістю є сезонна мінливість, аналіз якої був наступним кроком у дослідженні. В таблицях 4.2-4.4 представлено розподіл туманів по сезонах на станціях за період дослідження.

На станції Одеса взимку максимальна кількість днів спостерігалась в 2014 році та становила 25 днів, а також достатньо велику кількість

зафіксовано у 2013 та 2019 роках – по 19 та 21 днів. Найменшу кількість було визначено протягом 2012 та 2016 років – 8 та 10 днів відповідно. Весною максимум днів виявлено в 2014 та 2018 роках – по 13 епізодів, а мінімум зафіксовано в 2012 році, який становить 5 днів. Невелику кількість можна спостерігати в 2020 році – 6 днів з туманами. Влітку максимальна кількість спостерігалась у 2020 році – 4 днів, в 2011 та 2012 роках визначено по 2 дні з туманами. Протягом 20013 та 2019 років влітку туманів не зафіксовано. Восени максимум визначено у 2020 році – 10 днів, а мінімальна кількість спостерігається у 2011 році – 1 день. Достатньо велику кількість зафіксовано в 2013 і 2019 роках, яка становить по 9 днів в кожному з наведених років. Протягом 2015-2018 років виявлено невелику кількість – 2-3 дні.

Таблиця 4.2 – Сезонна мінливість кількості днів з туманами в Одесі за період 2011-2020 рр.

Сезон	2011	2012	2013	2014	2015	2016	2017	2018	2019	2020	Всього
Зима	13	8	19	25	18	10	12	18	21	14	158
Весна	11	5	8	13	10	10	8	13	7	6	91
Літо	2	2	0	0	0	0	0	0	0	4	8
Осінь	1	8	9	8	3	2	3	3	9	10	56
Всього	27	23	36	46	31	22	23	34	37	34	313

Сезонний розподіл кількості днів з туманами свідчить, що найбільша за період дослідження кількість спостерігалась взимку – 158 днів, що становить більше 50 % від загальної кількості. Весною було зафіксовано в Одесі за період в 10 років 91 день з туманами. Наступним по кількості туманів є осінній сезон, протягом якого було виявлено 56 випадків. Мінімальну кількість визначено влітку – 8 днів.

Для Херсону характерним є наступний розподіл туманів за сезонами (табл. 4.3). Взимку максимальна кількість днів спостерігалась в 2015 році і становила 24 дні. Велика кількість днів з туманами зафіксована в 2014, 2016

та 2018 роках – 22, 20 та 21 випадок відповідно. Найменшу кількість було визначено в 2012 та 2017 роках – по 11 днів. Весною максимум днів виявлено в 2014 році 14 днів, а мінімум зафіксовано в 2015 – 2 дні. Протягом 2020 року жодного дня не виявлено. Влітку максимальна кількість спостерігалась у 2017 році та становить 8 днів, по 2 дні з туманами виявлено в 2016 й 2020 роках. Мінімальна кількість в 1 день зафіксована у 2011 році, а з 2012 по 2015 та з 2018 по 2019 роки туманів взагалі не виявлено. Восени максимум визначено в 2013 році – 20 днів, а мінімум у 2011 році – 7 днів.

Таблиця 4.3 – Сезонна мінливість кількості днів з туманами в Херсоні за період 2011-2020 рр.

Сезон	2011	2012	2013	2014	2015	2016	2017	2018	2019	2020	Всього
Зима	14	11	17	22	24	20	11	21	16	13	169
Весна	5	5	5	14	2	11	7	9	10	0	68
Літо	1	0	0	0	0	2	8	0	0	2	13
Осінь	7	9	20	8	11	9	13	11	12	13	113
Всього	27	25	42	44	37	42	39	41	38	28	363

Дослідження сезонного ходу кількості днів з туманами дає можливість стверджувати, що найбільша кількість туманів формується взимку – 169 днів, що становить більше половини від загального розподілу. Восени цей показник має значення 113 випадків, весною він складає 68 днів. Мінімальне число випадків було виявлено влітку – 13 днів.

Взимку в Миколаєві (табл. 4.4) максимальна кількість спостерігалась в 2014 році і становила 30 днів. Велика кількість днів з туманами зафіксована в 2015 й 2019 роках – 26 і 27 днів відповідно. Найменшу кількість було визначено в 2017 році – 11 днів. Весною максимум днів виявлено в 2018, 2016 і 2014 роках – 15 й по 13 днів відповідно, а мінімум зафіксовано в 2017 році – 4 дні і по 5 днів у 2011 й 2015 роках. Влітку максимальна кількість спостерігалась у 2017 і 2020 роках та становить по 2 дні. Мінімальна кількість в 1 день зафіксована у з 2011 по 2014 та в 2018 році. В 2015, 2016

та в 2019 роках туманів взагалі не зафіксовано. Восени максимум визначено 2013 та 2019 роках по 23 випадки, а мінімум у 2016 році – 2 дні. Дослідження сезонного ходу кількості днів з туманами дає можливість стверджувати, що найбільша кількість за період 2011-2020 рр. спостерігалась взимку – 210 днів, що становить половину від загального розподілу. Восени цей показник має значення 119 випадків, весною він складає 84 дні. Мінімальне число випадків було виявлено влітку – 9 днів.

Таблиця 4.4 – Сезонна мінливість кількості днів з туманами в Миколаєві за період 2011-2020 рр.

Сезон	2011	2012	2013	2014	2015	2016	2017	2018	2019	2020	Всього
Зима	18	16	23	30	26	16	11	21	27	22	210
Весна	5	8	6	13	5	13	4	15	8	7	84
Літо	1	1	1	1	0	0	2	1	0	2	9
Осінь	7	17	23	9	7	2	12	7	23	12	119
Всього	31	42	53	53	38	31	29	44	58	43	422

В табл. 4.5 наведено інформацію про сезонний розподіл режиму туманів на півдні України. На станції Одеса найбільша кількість днів спостерігається взимку і становить 158 випадків. Весною та восени зафіксовано 91 і 56 днів з туманами відповідно. Сезон, в якому виявлено мінімум даного показника – літо. Кількість днів з туманами влітку становить 8.

На станції Миколаїв найбільшу кількість днів зафіксовано взимку і становить 210 випадків. Восени та весною визначено 119 і 84 дні з туманами відповідно. Сезон, в якому виявлено мінімум даного показника – літо. Кількість днів з туманами влітку становить 9.

На станції Херсон максимум кількості днів спостерігається взимку і становить 169 випадків. Восени та весною зафіксовано 113 і 68 днів з туманами відповідно. Сезон, в якому виявлено мінімум даного показника – літо. Кількість днів з туманами влітку становить 13.

За період з 2011 по 2020 роки на станціях Одеса, Херсон, Миколаїв зафіксовано 1098 днів з туманами. Максимальну кількість випадків по досліджуваних станціях визначено взимку – 537 днів з туманами. Велика кількість випадків притаманна осінньому сезону. В цей період зафіксовано 288 днів з туманами. Весною виявлено 243 дні з туманами. Сезон, в якому визначено мінімум даного показника – літо. Кількість днів з туманами влітку становить 21 епізод за період дослідження.

Таблиця 4.5 – Сезонна мінливість кількості днів з туманами на півдні України за період 2011-2020 рр.

Станції	Зима	Весна	Літо	Осінь	Всього
Одеса	158	91	8	56	313
Миколаїв	210	84	9	119	422
Херсон	169	68	13	113	363
Всього	537	243	30	288	1098

Цікавим питанням в дослідженні режиму туманів є розподіл даного явища за періодами, що визначається як кліматичний показник. В табл. 4.6 наведено результати розрахунків кількості днів з туманами за теплий і холодний періоди.

Таблиця 4.6 – Кількість днів з туманами на півдні України за холодний і теплий періоди

Період	Одеса	Херсон	Миколаїв	Всього
ХП	239	260	307	806
ТП	74	103	115	292
Всього	313	363	422	1098

Кількість днів з туманами за холодний і теплий період суттєво не відрізняються для кожної станції тому, що просторово знаходяться в одному



регіоні. Відповідно характеризуються майже схожістю даного показника. В холодний період (ХП – листопад-березень) найбільшу кількість днів з туманами зафіксовано на станції Миколаїв – 307 випадків. На станціях Херсон і Одеса в холодний період явище виявлено протягом 260 і 239 днів відповідно. В теплий період (ТП – квітень-жовтень): максимальне значення є характерним для Миколаєва – 115 днів. На станції Херсон також спостерігається достатньо велика кількість випадків – 103 дні. Мінімум днів в теплий період визначено для Одеси – це 74 епізоди.

Протягом 2011-2020 років на досліджуваній території в холодний період виявлено 806 днів з туманами, що становить 73 % від загальної кількості. В теплий період зафіксовано 292 дні з досліджуваним явищем.

#### 4.3 Річний хід кількості днів з туманами

Наступним завданням роботи є аналіз кількості днів з туманами за розподілом по місяцях. В табл. 4.7-4.9 приведено результати розрахунків річної мінливості кількості днів з туманами для кожної станції за період дослідження.

В табл. 4.7 представлено річний розподіл кількості днів з туманами на станції Одеса. За період дослідження в січні зафіксовано 57 днів з туманами. Найбільшу кількість випадків виявлено в 2011 році, що становить 10 днів. По 9 днів спостерігалось в 2015 і 2019 роках. Протягом 2013 й 2020 років в Одесі визначено по 6 днів з туманами. Для 2014 й 2016 років характерно по 5 випадків. Мінімум епізодів спостерігалось в 2018 і 2012 роках – 4 і 3 дні відповідно. Протягом 2017 року в січні на станції Одеса тумани не зафіксовано. В лютому за період 2011-2020 рр. максимум днів з туманами визначено в 2014 році, в якому виявлено 11 випадків. Протягом 2017 року в Одесі зафіксовано 9 днів з явищем. В 2015 й 2018 роках спостерігається по 7 випадків. Найменшу кількість днів з туманом виявлено в 2020 році, що становить 1 день. Впродовж 2011 й 2012 років в Одесі в лютому не визначено

жодного дня з туманами. За період дослідження в лютому зафіксовано 49 днів з туманами.

Таблиця 4.7 – Річний розподіл кількості днів з туманами в Одесі за період 2011-2020 рр.

Одеса	2011	2012	2013	2014	2015	2016	2017	2018	2019	2020	Всього
I	10	3	6	5	9	5	0	4	9	6	57
II	0	0	5	11	7	4	9	7	5	1	49
III	5	0	7	8	5	5	7	8	0	3	48
IV	4	5	1	4	2	3	1	4	3	0	27
V	2	0	0	1	3	2	0	1	4	3	16
VI	1	0	0	0	0	0	0	0	0	2	3
VII	1	2	0	0	0	0	0	0	0	0	3
VIII	0	0	0	0	0	0	0	0	0	2	2
IX	0	0	0	0	0	0	0	0	0	2	2
X	0	3	4	4	0	1	1	1	4	3	21
XI	1	5	5	4	3	1	2	2	5	5	33
XII	3	5	8	9	2	1	3	7	7	7	52
Всього	27	23	36	46	31	22	23	34	37	34	313

В березня за період 2011-2020 рр. виявлено 48 днів з туманом. Максимум спостерігався в 2014 і 2018 роках і складав по 8 випадків. Мінімум має місце в 2020 році – 3 днів. Протягом 2012 та 2019 років жодного туману в березні не виявлено. В квітні за період дослідження зафіксовано 27 днів з туманом. Максимальна кількість спостерігалась в 2012 році – 5 днів. Мінімальне значення має місце в 2013 і 2017 роках і становить по 1 дню за рік. В 2020 році в квітні тумани не утворювалися. Протягом травня за період 2011-2020 рр. зафіксовано 16 днів з туманом. Максимум спостерігався в 2014 році і складав 4 дні. По 1 випадку виявлено в 2014 й 2018 роках. В 2012, 2013 й 2017 роках протягом періоду дослідження в Одесі в травні тумани не формувалися.

Впродовж червня в період 2011-2020 рр. виявлено всього 3 дні з туманом. Максимум спостерігався в 2020 році – 2 дні, мінімум зафіксовано в 2011 році, що становить 1 день. В період з 2012 по 2019 роки тумани в Одесі

в червні не утворювались. В липні за 10 років сформувались тумани всього впродовж 3 днів. Максимум спостерігався в 2012 році і становив 2 дні. Мінімум в 2011 році і складав 1 день. В період з 2013 по 2020 роки жодного туману в Одесі в липні не виявлено. В серпні в період 2011-2020 рр. спостерігалось 2 дні з туманом. Максимум цих значень припав на 2020 рік в кількості 2 днів. В інші роки періоду дослідження в серпні не визначено жодного туману.

В вересні в період 2011-2020 рр. спостерігалось 2 дні з туманом. Максимум цих значень припав на 2020 рік в кількості 2 днів. В інші роки періоду дослідження в серпні не визначено жодного туману. В жовтні в період 2011-2020 рр. спостерігається 21 день з туманом. Максимальна кількість спостерігалась 2013, 2014 та 2019 роках по 4 дні. Мінімум визначено з 2016 по 2018 роки, по 1 випадку в рік. В 2011 й 2015 роках в жовтні в Одесі тумани не формувалися. В листопаді за період 2011-2020 рр. виявлено 33 дні з туманом. Максимум визначено в 2012, 2013, 2019 та 2020 роках, по 5 днів за рік. Мінімум у 2011 й 2016 роках, по 1 випадку. В грудні в період 2011-2020 рр. спостерігалось 52 дні. Велику кількість зафіксовано в 2013 й 2014 роках, по 8 і 9 днів відповідно. Мінімум виявлено в 2016 році і це 1 випадок.

Річну мінливість туманів в Херсоні представлено в таблиці 4.8. В січні за період 2011-2020 рр. спостерігалось 66 днів. Максимум визначено в 2015 році, що становить 14 днів. Мінімум зафіксовано у 2017 році і дорівнює 3 дні. В лютому виявлено 51 випадок. Максимальну кількість днів з туманами визначено в 2016 році – 10днів, мінімум у 2012 році – 1 день. В 2011 році в Херсоні в лютому тумани не утворювались.

В березні в період 2011-2020 рр. спостерігалось 38 випадків. Максимум днів з туманами визначено в 2014 і 2018 роках, по 8 днів. Мінімум визначено у 2015 році, що становить 2 дні. В 2012 й 2020 роках протягом березня в Херсоні тумани не формувалися. У квітні виявлено 15 днів, максимум з яких припадає на 2012, 2016 й 2019 році, по 3днів в місяці. Мінімум у 2011, 2013,

2014, 2018 роках, виявлено по 1 випадку. В травні в період 2011-2020 рр. спостерігалось 15 випадків. Максимум днів з туманами визначено в 2014 році, що становить 5 днів. Мінімум зафіксовано у 2011 році і це 1 випадок. В 2013, 2015, 2017, 2018 і 2020 роках тумани в Херсоні в травні не утворювалися.

Таблиця 4.8 – Річний розподіл кількості днів з туманами в Херсоні за період 2011-2020 рр.

Херсон	2011	2012	2013	2014	2015	2016	2017	2018	2019	2020	Всього
I	8	4	7	5	14	5	3	7	7	6	66
II	0	1	5	8	5	10	4	6	9	3	51
III	3	0	4	8	2	4	5	8	4	0	38
IV	1	3	1	1	0	3	2	1	3	0	15
V	1	2	0	5	0	4	0	0	3	0	15
VI	0	0	0	0	0	2	1	0	0	2	5
VII	1	0	0	0	0	0	7	0	0	0	8
VIII	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
IX	2	2	3	0	2	0	3	1	2	3	18
X	4	1	7	0	4	2	3	4	10	7	42
XI	1	6	10	8	5	7	7	6	0	3	53
XII	6	6	5	9	5	5	4	8	0	4	52
Всього	27	25	42	44	37	42	39	41	38	28	363

Впродовж червня за період 2011-2020 рр. зафіксовано 5 днів, максимум становить 2 дні і спостерігається в 2016 й 2020 роках, по 2 дні. Мінімум має місце у 2017 році і складає 1 випадок. В інші місяці жодного туману не зафіксовано. В липні визначено 8 випадків. Максимум днів з туманами визначено в 2017 році і це 7 днів. Мінімум сформувався в 2011 році і становить 1 випадок. В серпні за період дослідження не утворилося жодного туману.

В вересні спостерігалось 18 днів з туманами. Найбільшу кількість визначено в 2013, 2017 й 2020 роках, що становить по 3 дні в місяці. Мінімум спостерігається у 2018 році і становить 1 випадок. В 2014 і 2016

роках тумани в вересні не утворювалися. В жовтні мають місце 42 дні. Максимум днів з туманами визначено в 2019 році, становить 10 днів. Мінімум фіксується у 2012 році і це 1 випадок. Жодного туману не спостерігалось в 2014 році. В листопаді спостерігалось 53 дні. Максимум днів з туманами визначено в 2013 році, 10 днів. Мінімум у 2011 році, 1 випадок. В 2019 році туманів в листопаді не виявлено. В грудні в період 2011-2020 рр. спостерігалось 52 дні. Максимум днів з туманами визначено в 2014 році, 9 днів. Мінімум у 2017 й 2020 роках, по 4 випадки. Жодного туману не зафіксовано в 2019 році.

В табл. 4.9 зведено інформацію для станції Миколаїв. В січні за період 2011-2020 рр. зафіксовано 72 дні з туманами. Найбільше значення виявлено в 2015 році, що становить 13 днів. Найменшу кількість визначено у 2017 році і це 1 випадок. В лютому спостерігалось 49 днів. Максимум має місце в 2014 році і складає 13 днів. Мінімум виявлено у 2012 році, 1 випадок. В 2011 році в лютому в Миколаєві тумани не формувалися.

Таблиця 4.9 – Річний розподіл кількості днів з туманами в Миколаєві за період 2011-2020 рр.

Миколаїв	2011	2012	2013	2014	2015	2016	2017	2018	2019	2020	Всього
I	7	7	10	6	13	7	1	3	9	9	72
II	0	1	4	13	4	9	0	8	6	4	49
III	5	0	3	7	3	4	3	13	2	2	42
IV	0	7	2	3	1	5	1	1	2	1	23
V	0	1	1	3	1	4	0	1	4	4	19
VI	0	1	0	0	0	0	2	0	0	2	5
VII	1	0	0	0	0	0	0	1	0	0	2
VIII	0	0	1	1	0	0	0	0	0	0	2
IX	1	3	3	0	1	0	1	0	1	2	12
X	5	6	9	2	4	2	3	2	13	6	52
XI	1	8	11	7	2	0	8	5	9	4	55
XII	11	8	9	11	9	0	10	10	12	9	89
Всього	31	42	53	53	38	31	29	44	58	43	422

В березні зафіксовано 42 дні з туманами. Максимальну кількість визначено в 2018 році, що дорівнює 13 дням. Мінімум спостерігається в 2019 й 2020 роках, по 2 випадки в місяці. В 2012 році в даному місяці не утворилося жодного туману. В квітні мають місце 23 дні з туманами, з яких 7 днів визначено в 2012 році і це є максимальне значення. Мінімум у 2015, 2017, 2018 та 2020 роках, по 1 випадку в місяці. В 2011 році в квітні в Миколаєві тумани не формувалися. У травні в період 2011-2020 рр. спостерігалось 19 днів. Максимум днів з туманами визначено в 2016, 2019 та 2020 роках, по 4 дні. Мінімум у 2012, 2013, 2015 й 2018 роках, по 1 випадку. В 2011 та 2017 роках тумани не утворювалися.

В червні зафіксовано 5 днів з туманами. По 2 дні визначено в 2017 та 2020 роках і 1 день в 2012 році. В інші роки періоду дослідження тумани в Миколаєві в цьому місяці не формувалися. В липні спостерігалось 2 випадки: по 1 дню в 2011 і 2018 роках. В інші роки тумани не утворювалися. В серпні тумани мали місце тільки по 1 дню в 2013 й 2014 роках. В інші роки тумани не зафіксовані.

В вересні в період 2011-2020 рр. спостерігалось 12 днів з туманами. Визначено в 2012 та 2013 роках по 3 дні. По 1 дню зафіксовано у 2011, 2015, 2017 та 2019 роках. Протягом 2014, 2016 й 2018 років тумани в даному місяці не утворювалися. В жовтні виявлено 52 дні з туманами. Найбільше їх зафіксовано в 2019 році, що становить 13 днів. Мінімум має місце у 2014, 2016 і 2018 роках по 2 випадки в місяці. В листопаді спостерігалось 55 днів з туманами. Визначено максимум 11 випадків в 2013 році. Мінімум зафіксовано у 2011 році, що становить 1 випадок. Жодного туману не виявлено в листопаді 2016 року. В грудні визначено 89 днів з туманами. Максимум зафіксовано в 2019 році – 12 днів, в 2011 та 2014 роках спостерігається по 11 днів. Мінімум має місце у 2012 році і становить 8 днів. В грудні не утворювалися тумани в Миколаєві в 2016 році.

#### 4.4 Термічні умови формування туманів

Відомо, що на формування туманів особливо впливає температурний режим атмосфери і підстильної поверхні. Тому одним із завдань роботи є аналіз термічних умов туманоутворення. На рис. 4.5-4.8 наведено результати розрахунків температурного режиму для кожної станції і для досліджуваного регіону в цілому.

На рис. 4.5 наведено результати дослідження термічних умов туманоутворення на станції Одеса за період 2011-2020 роки.

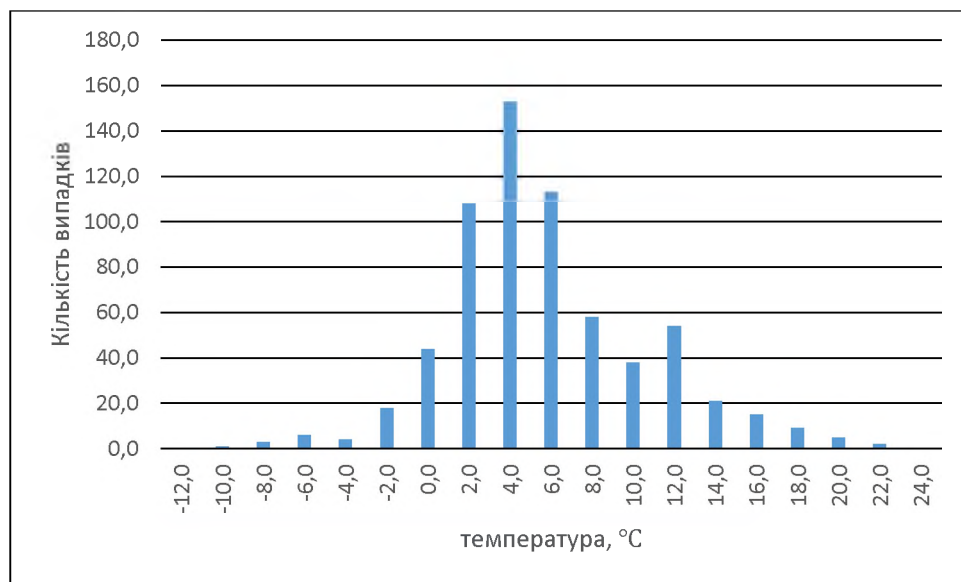


Рисунок 4.5 – Розподіл температури при утворенні туманів в Одесі за період 2011-2020 рр.

Аналіз результатів показав, що формування туманів в Одесі відбувається при температурі повітря від  $-10,2\text{ }^{\circ}\text{C}$  до  $20,5\text{ }^{\circ}\text{C}$ . Загальна кількість випадків за період дослідження дорівнює 652 епізодам. Максимум виявлено в градації  $2,1-4,0\text{ }^{\circ}\text{C}$ , який становить 153 випадки, тобто 23 % від загальної кількості туманів. Формування туманів при від'ємних температурах відбувається в 76 епізодах, що становить 12 % від загальної кількості

значень. Необхідно зауважити, що процеси туманоутворення найчастіше спостерігаються при температурах від  $0,1\text{ }^{\circ}\text{C}$  до  $6,0\text{ }^{\circ}\text{C}$ , що складає 374 випадки, тобто 57 % від загальної кількості. Середня температура процесів туманоутворення в Одесі становить  $4,8\text{ }^{\circ}\text{C}$ .

На рис. 4.6 наведено результати дослідження термічних умов туманоутворення на станції Херсон за період 2011-2020 роки.

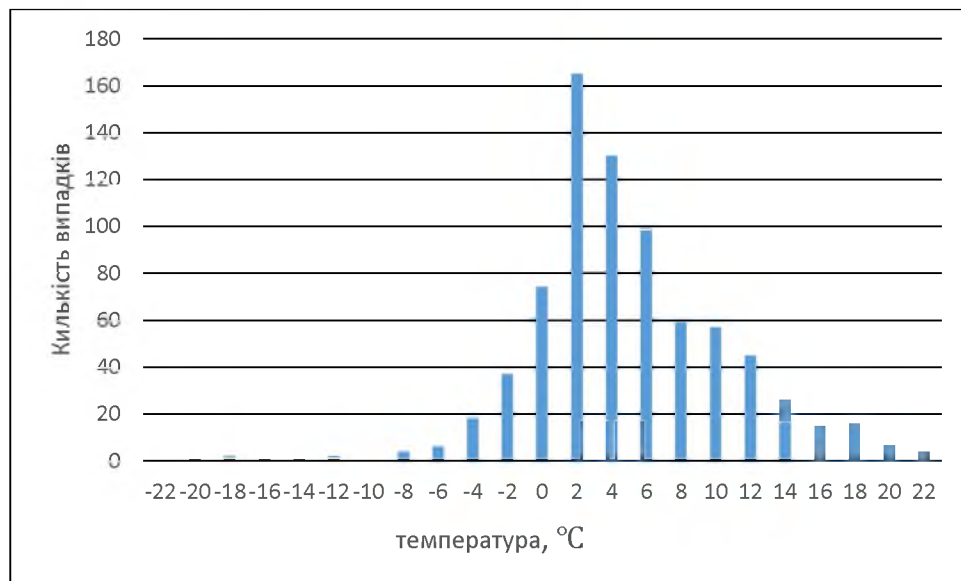


Рисунок 4.6 – Розподіл температури при утворенні туманів в Херсоні за період 2011-2020 рр.

Аналіз результатів показав, що формування туманів в Херсоні відбувається при температурі повітря від  $-20,8\text{ }^{\circ}\text{C}$  до  $21,0\text{ }^{\circ}\text{C}$ . Загальна кількість випадків за період дослідження дорівнює 768 епізодам. Максимум виявлено в градації  $0,1-2,0\text{ }^{\circ}\text{C}$ , який становить 165 випадки, тобто 21 % від загальної кількості туманів. Формування туманів при від'ємних температурах відбувається в 146 епізодах, що становить 23 % від загальної кількості значень. Необхідно зауважити, що процеси туманоутворення найчастіше спостерігаються при температурах від  $0,1\text{ }^{\circ}\text{C}$  до  $6,0\text{ }^{\circ}\text{C}$ , що складає 393



випадки, тобто 51 % від загальної кількості. Середня температура процесів туманоутворення в Херсоні становить 4,0 °С.

На рис. 4.7 наведено результати дослідження термічних умов туманоутворення на станції Миколаїв за період 2011-2020 роки. Аналіз результатів показав, що формування туманів в Херсоні відбувається при температурі повітря від -18,3 °С до 26,3 °С. Загальна кількість випадків за період дослідження дорівнює 1010 епізодам. Максимуми виявлено в градаціях 0,1-2,0 °С і 2,1-4,0 °С, які дорівнюють 197 й 195 випадкам відповідно, тобто 39 % від загальної кількості туманів. Формування туманів при від'ємних температурах відбувається в 170 епізодах, що становить 17 % від загальної кількості значень. Необхідно зауважити, що процеси туманоутворення найчастіше спостерігаються при температурах від 0,1 °С до 8,0 °С, що складає 601 випадок, тобто 60 % від загальної кількості. Середня температура процесів туманоутворення в Миколаєві становить 4,2 °С.

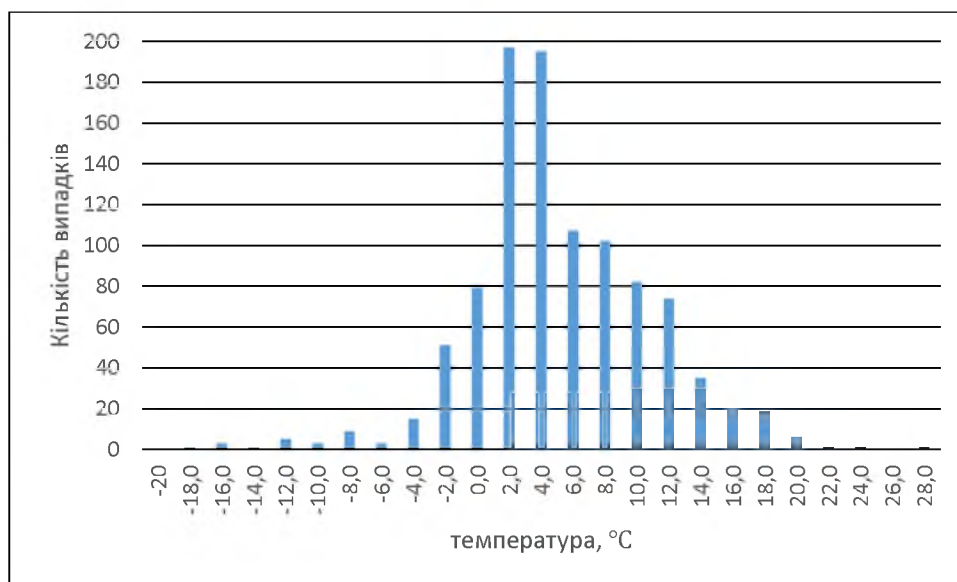


Рисунок 4.7 – Розподіл температури при утворенні туманів в Миколаєві за період 2011-2020 рр.

На рис. 4.8 наведено результати дослідження термічних умов туманоутворення на півдні України за період 2011-2020 роки. Аналіз результатів показав, що формування туманів в регіоні дослідження відбувається при температурі повітря від  $-20,8^{\circ}\text{C}$  до  $26,3^{\circ}\text{C}$ . Загальна кількість випадків за період дослідження дорівнює 2430 епізодам: найбільше тумани утворюються в Миколаєві – 1010 випадків, мінімум виявлено в Одесі – 652 епізоди. В Херсоні зафіксовано 768 туманів. Найчастіше тумани утворюються при температурах  $0,1-12,0^{\circ}\text{C}$ , що становить 76 % від загальної кількості туманів.

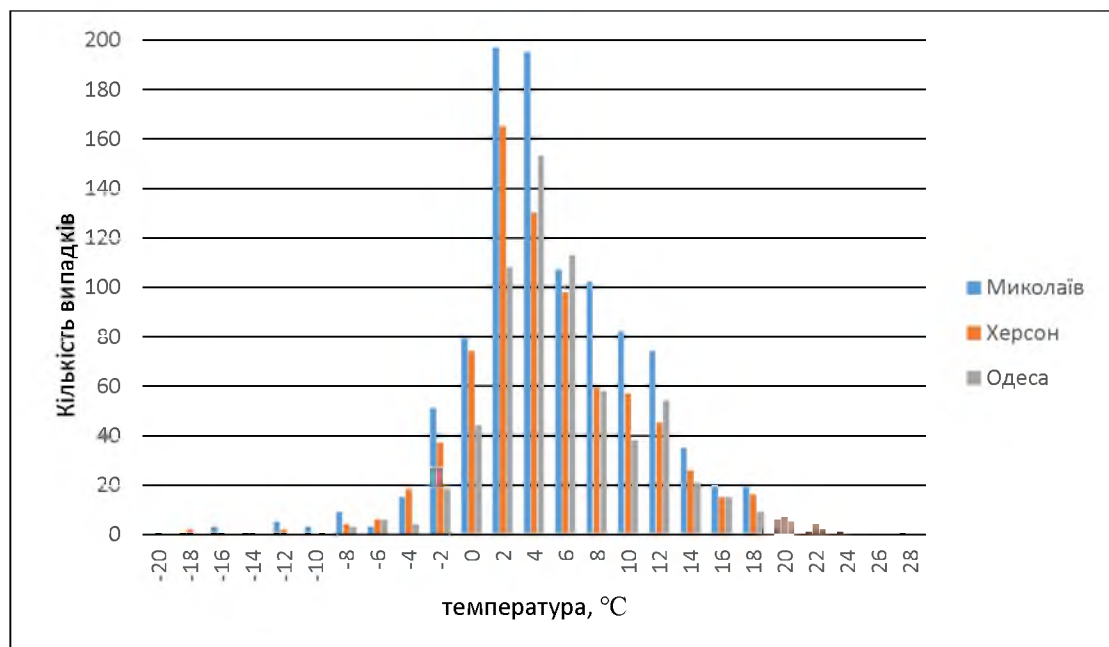


Рисунок 4.8 – Розподіл температури при утворенні туманів на півдні України за період 2011-2020 рр.

Формування туманів при від'ємних температурах відбувається в 392 епізодах, тобто 16 % від загальної кількості значень. Середня температура процесів туманоутворення становить  $4,3^{\circ}\text{C}$ .

## ВИСНОВКИ

Аналіз режиму туманоутворення на півдні України за період 2011-2020 роки дає можливість зробити наступні висновки.

За період дослідження на станціях Одеса, Херсон, Миколаїв виявлено 1098 днів з туманами: найбільшу кількість днів виявлено в Миколаєві – 422 дні, в Херсоні спостерігалось 363 дні і найменшу кількість зафіксовано в Одесі – 313 днів. Розподіл кількості туманів за роками має коливальний характер з амплітудою коливань 5 років. Максимальну кількість випадків зафіксовано в 2014 році – це 143 дні з туманами. Велика кількість днів спостерігається в 2019 і 2013 роках – 133 й 131 день відповідно. Мінімальну кількість визначено в 2011 році, що становить 85 днів. В 2012 та 2017 роках даний показник дорівнює 90 і 91 день відповідно.

Аналіз сезонної мінливості показав, що максимальну кількість випадків на півдні України визначено взимку – 537 днів з туманами. Велика кількість випадків притаманна осінньому сезону. В цей період зафіксовано 288 днів з туманами. Весною виявлено 243 дні з туманами. Сезон, в якому визначено мінімум даного показника – літо. Кількість днів з туманами влітку становить 30 епізодів за період дослідження.

Результати розрахунків кількості днів з туманами за теплий і холодний періоди, який є кліматичним показником, показали, що в холодний період виявлено 806 днів з туманами, що становить 73 % від загальної кількості. В теплий період зафіксовано 292 дні з досліджуваним явищем.

Річний хід процесів туманоутворення вказує, що найінтенсивніше тумани формуються в січні й грудні – 195 і 193 дні з туманами відповідно.

Дослідження термічного режиму утворення туманів відбувалося на 2430 випадках туманів за 10-річний період, які було виявлено в досліджуваному регіоні. Формування туманів фіксується при температурі повітря від  $-20,8^{\circ}\text{C}$  до  $26,3^{\circ}\text{C}$ . Найчастіше тумани утворюються при

температурах 0,1-12,0 °С, що становить 76 % від загальної кількості туманів. Утворення при від'ємних температурах відбувається в 392 епізодах, тобто 16 % від загальної кількості значень. Середня температура процесів туманоутворення становить 4,3 °С.

## ПЕРЕЛІК ПОСИЛАНЬ

1. Школьний Є.П. Фізика атмосфери: підручник. Київ: КНТ, 2007. 486 с.
2. Борисова С.В., Катеруша Г.П. Метеорологія і кліматологія: конспект лекцій. Одеса: «Екологія», 2008. 152 с.
3. Матвеев Л.Т. Курс общей метеорологии. Физика атмосферы. Ленинград: Гидрометеиздат, 1984. 751 с.
4. Мазин, И.П. Облака. Строение и физика образования. Ленинград: Гидрометеиздат, 1983. 279 с.
5. Сторм, Д. Атлас погоды: атмосферные явления и прогнозы: пер. с англ. Санкт-Петербург: Амфора, 2010. 191 с.
6. Задачник по общей метеорологии. Под ред. В. Г. Морачевского. Ленинград: Гидрометеиздат, 1984. С. 237.
7. Дроздов О.А. Климатология. Ленинград: Гидрометеиздат, 1989. С. 568.
8. Івус Г.П. Спеціалізовані прогнози погоди: підручник. Одеса. 2010. 407 с.
9. Практикум з синоптичної метеорології. Під ред. Івус Г.П., Іванової С.М. Одеса: ТЕС, 2004. 419 с.
- 10.Руководство по прогнозированию метеорологических условий для авиации. Ленинград: Гидрометеиздат, 1985. 302 с.
- 11.Фасій В.В., Недострелова Л.В. Дослідження часової мінливості кількості днів з туманами в Одесі. Вестник ГМЦ ЧАМ. Випуск № 23. 2019. С. 17-25.
- 12.Фасій В.В., Недострелова Л.В. Тумани як небезпечний фактор життєдіяльності сучасної людини. Тези доповідей Міжнародної науково-технічної конференції «Перспективні технології для забезпечення безпеки життєдіяльності та довголіття людини», ОНМУ, 14-15 травня 2020 року, м. Одеса. С. 59-61.

13.Чаленко В.В., Недострелова Л.В. Аналіз кількості днів з туманами на півдні України. Збірник статей за матеріалами студентської наукової конференції ОДЕКУ. Одеса, 2021 р.