

УДК 551.510.522: 551.509

№ 0111U000590

Інв. №

**МІНІСТЕРСТВО ОСВІТИ І НАУКИ УКРАЇНИ
ОДЕСЬКИЙ ДЕРЖАВНИЙ ЕКОЛОГІЧНИЙ УНІВЕРСИТЕТ
ОДЕКУ**

65016 м. Одеса, вул. Львівська, 15; тел. 63-62-08, факс 63-63-08

ЗАТВЕРДЖУЮ
Проректор по НР ОДЕКУ
_____ **д.г.н., Тучковенко Ю.С.**

**ЗВІТ
ПРО НАУКОВО-ДОСЛІДНУ РОБОТУ
РЕЖИМ ОПАДІВ ПО РЕГІОНАХ УКРАЇНИ НАПРИКІНЦІ ХХ-го ТА НА
ПОЧАТКУ ХХІ-го СТОЛІТЬ**

(заключний)

**Науковий керівник НДР
Кандидат географічних наук,
доцент**

О.В. ВОЛОШИНА

2014

СПИСОК АВТОРІВ

Науковий керівник,
к.г.н.,доцент

О.В. Волошина
(Вступ, Висновки, Розділ
3)

Доцент, к.геогр.н.
Доцент, к.геогр.н.

О.О. Врублевська
Г.П. Катеруша
(Розділ 1)

Доцент, к.геогр.н.

Л.Д. Гончарова
(Розділ 2)

Старший науковий
співробітник, к.ф-м.
наук

О.Л. Казаков
(Розділ 3)

Доцент, к.геогр.н.

І.А. Хоменко
(Розділ 4,5)

Старший викладач, к.геогр.н.

Л.В. Недострелова
(Розділ 6)

Нормаконтролер

С.В. Малацковська

РЕФЕРАТ

Звіт про Н.Д.Р., 263 с.; табл. 77; рис. 128; кількість джерел 73.

Об'єкт дослідження – кліматологічні ряди атмосферних опадів на основних метеорологічних станціях України за багаторічний період спостережень.

Мета дослідження – дослідження просторово-часових змін в режимі температури та опадів, визначення основних кліматичних характеристик рядів опадів по території України

Метод дослідження – статистичний аналіз метеорологічних рядів и полів опадів, використання кластерного та кореляційного аналізу.

КЛІМАТ, ПЕРІОД ГЛОБАЛЬНОГО ПОТЕПЛІННЯ, РЕЖИМ ОПАДІВ, ДОБОВІЙ ТА РІЧНИЙ ХІД, ГОЛОЛЕДНО-ПАМОРОЗЕВІЄ ЯВИЩА, СНІГОВИЙ ПОКРИВ.

Умови одержання звіту: за договором ОДЕКУ, м. Одеса, вул. Львівська,15.

ЗМІСТ

Перелік умовних позначень, символів, одиниць, скорочень і термінів....	7
ВСТУП.....	9
1 ДОСЛІДЖЕННЯ ЧАСОВИХ ЗМІН РЕЖИМУ ОПАДІВ ПО ТЕРИТОРІЇ УКРАЇНИ У ПЕРІОД ГЛОБАЛЬНОГО ПОТЕПЛІННЯ....	11
1.1 Часові зміни річної і періодної кількості опадів на території України.....	11
1.2 Співвідношення кількості опадів теплого і холодного періодів як показник континентальності клімату.....	13
1.3 Особливості динаміки режиму опадів на півдні України.....	18
1.3.1 Зміни режиму опадів у Причорноморській зоні України протягом XX сторіччя.....	18
1.3.2 Аналіз однорідності рядів річної кількості опадів методом ступінчастого тренду.....	29
1.3.3 Особливості змін режиму опадів у Причорноморській зоні України на рубежі XX і XXI століть (за даними Одеської та Миколаївської областей) частина.....	38
1.3.4 Зміни режиму опадів на Кримському півострові.....	49
1.4 Деякі прикладні аспекти використання даних про опади.....	58
1.4.1 Загальні відомості.....	58
1.4.2 Просторовий розподіл індексу скісного дощу, визначеного на основі річної кількості опадів.....	60
1.4.3 Місячна кількість опадів на вертикальні поверхні на території України.....	70
1.4.4 Режим зволоження стін різної орієнтації.....	77
2 РЕЖИМ ОПАДІВ НА ТЕРИТОРІЇ ОЛІВОБЕРЕЖНОЇ УКРАЇНИ НАПРИКІНЦІ XX ТА НА ПОЧАТКУ XXI СТОЛІТЬ.....	82
2.1 Методика дослідження.....	82
2.1.1 Розкладання метеорологічних об'єктів за допомогою природних ортогональних функцій.....	82
2.1.2 Дослідження статистичної структури нестационарних часових рядів.....	85
2.1.3 Алгоритм універсального адаптивного ітераційного методу кластерного аналізу (УАІМКА).....	89
2.2 Динаміка місячної кількості опадів протягом XX та на початку XXI століть на території лівобережної України.....	92
2.2.1 Динаміка атмосферних опадів впродовж XX століття.....	92
2.2.2 Дослідження змін середньомісячної температури повітря та опадів на ст. Харків за перше десятиріччя XXI століття.	100
2.2.3 Частота випадання опадів різних градацій на ст. Харків....	104

2.3	Районування території лівобережної України за основними кліматичними характеристиками.....	107
2.3.1	Параметризація полів температури повітря, опадів та атмосферного тиску за допомогою компонентного аналізу.	107
2.3.2	Районування території лівобережної України за даними кліматичних полів.....	115
3	УМОВИ ВИНИКНЕННЯ ОПАДІВ НА ТЕРИТОРІЇ ЗАХІДНОЇ УКРАЇНИ ТА БЕССАРАБІЇ.....	122
3.1	Стихійні метеорологічні явища на території України.....	122
3.2	Статистичні характеристики сильного дощу на території Західної України.....	125
3.2.1	Дослідження аеросиноптичного матеріалу для випадків сильного дощу, що спостерігається на території Західної України.....	134
3.3	Синоптичні умови виникнення сильних дощів на західній території України.....	139
3.4	Порівняльна оцінка характеристик опадів по території Бессарабії	145
3.4.1	Порівняльна оцінка характеристик опадів по території Бессарабії по даним різних довідних видань.....	145
4	МЕТЕОРОЛОГІЧНІ УМОВИ ВИПАДІННЯ ЗИМОВИХ ОПАДІВ БІЛЯ ПОВЕРХНІ ЗЕМЛІ І НА ВИСОТАХ В РАЙОНІ М. ЛЬВІВ.....	155
4.1	Умови та механізми утворення зимових опадів.....	155
4.2	Характеристика використаних матеріалів і методика їх обробки...	158
4.3	Часовий розподіл зимових опадів в районі Львова.....	160
4.4	Метеорологічні умови випадіння зимових опадів в районі Львова.	167
4.5	Розподіл повторюваності температури та вітру при зимових опадах у Львові.....	171
4.6	Термодинамічна структура атмосфери при випадінні зимових опадів.....	175
5	РЕЖИМНІ ХАРАКТЕРИСТИКИ ОЖЕЛЕДНО-ПАМОРОЗЕВИХ ЯВИЩ НАД УКРАЇНОЮ.....	178
5.1	Типи льодових та снігових відкладень в атмосфері.....	178
5.2	База даних.....	180
5.3	Просторово-часовий розподіл ожеледно-паморозевих та снігових відкладень на території України.....	180
5.4	Розподіл повторюваності температури та вітру при ожеледно-паморозевих та снігових відкладеннях в Україні.....	192
6	МЕТЕОРОЛОГІЧНІ ТА КЛІМАТИЧНІ УМОВИ ФОРМУВАННЯ СНІГОВОГО ПОКРИВУ.....	201
6.1	Загальні положення.....	201
6.1.1	Вплив снігового покриву на формування клімату.....	202

6.1.2	Розподіл снігового покриву.....	203
6.1.3	Чинники, що визначають розподіл і характеристики снігового покриву.....	204
6.1.4	Мінливість снігового покриву.....	207
6.1.5	Методика спостережень за сніговим покривом.....	208
6.2	Синоптичні ситуації, що сприяють утворенню та зберіганню снігового покриву.....	210
6.2.1	Основні синоптичні процеси, що протікають на Україні	210
6.2.2	Синоптичні процеси, що сприяють утворенню та зберіганню снігового покриву на території Одеської області.....	212
6.3	Кліматичні показники розподілу снігового покриву.....	215
6.3.1	Висота снігового покриву.....	216
6.3.2	Періоди з різним станом снігового покриву.....	217
6.3.3	Кліматичні показники розподілу снігового покриву на території Одеської області.....	218
6.3.4	Кліматичні показники розподілу снігового покриву на території Херсонської області.....	226
6.4	Динаміка кліматичних показників снігового покриву на території Одеської та Херсонської областей.....	236
	ВИСНОВКИ.....	251
	ПЕРЕЛІК ПОСИЛАНЬ.....	259

ПЕРЕЛІК УМОВНИХ ПОЗНАЧЕНЬ, СИМВОЛІВ, ОДИНИЦЬ, СКОРОЧЕНЬ І ТЕРМІНІВ

C	– показник континентальності клімату
$X_{\text{сер}}$	– середнє значення
X_{min}	– мінімальне значення
X_{max}	– максимальне значення
σ_x	– середній квадратичний відхил
C_v	– коефіцієнт варіації
A	– амплітуда
T	– період
ω	– фаза
A_{kp}	– статистика Колмогорова
n_k	– кількість номерів у градації
D_v	– дисперсія
ν	– число ступенів волі
t_{kp}	– критична точка критерію Стюдента
U_x	– число інверсій по X
U_y	– число інверсій по Y
X_e	– індекс скісних дощів
p	– повторюваність швидкостей вітру
P_B	– середня багаторічна кількість рідких опадів, які випадають на вертикальну поверхню за місяць
P_Γ	– середня багаторічна кількість рідких опадів, які випадають на горизонтальну поверхню за місяць
ν_B	– середня багаторічна швидкість вітру у дні з опадами за місяць
ν_n	– середня швидкість рівноважного падіння крапель дощу
I	– інтенсивність дощу
R_x	– n -вимірна матриця кореляції
λ_i	– власне значення матриці кореляції
W_i	– i -тий ортонормований власний вектор
$\sigma_{Z_i}^2$	– дисперсія i -тої складової вектора ортогональної компоненти
N	– кількість членів ряду
A_k	– амплітуда k -тої гармоніки
ω_k	– Частота k -тої гармоніки
φ_k	– початкова фаза
$\tilde{A}(\omega_i)$	– фільтр Тьюккі
T_k	– період гармонічного коливання в одиницях часу
УАІМКА	– Універсальний адаптивний ітераційний метод кластерного аналізу

СГЯ	– стихійні метеорологічні явища
TD850	– точка роси на рівні 850 гПа
SKT850	– швидкість вітру на 850 гПа поверхні у вузлах
SKT500	– швидкість вітру на 500 гПа поверхні у вузлах
T850	– температура на рівні 850 гПа
T500	– температура на баричній поверхні 500 гПа
DIR500	– напрямок вітру на рівні 500 гПа
DIR850	– напрямок вітру на рівні 850 гПа
LCLT	– температура на висоті рівню конденсації
LCLP	– значення тиску на рівні конденсації
T700	– температура на рівні 700 гПа
TD700	– значення точки роси на 700 гПа
ОДЕКУ	Одеський державний екологічний університет

ВСТУП

Дослідники всього світу зійшлись на думці, що глобальне потепління клімату відбувається. Важливим його екологічним наслідком є трансформація не тільки поля температури, але і поля атмосферних опадів. Це призвело до появи таких катастрофічних явищ, як повені та зсуви, які порушили умови життєдіяльності та побуту багатьох мешканців Земної кулі, і не тільки в Південно-Східній Азії, але і в Україні. З другого боку, зменшення кількості опадів, особливо в тепле півріччя при значному підвищенні температури повітря, яке мало місце в 2010 році, сприяє розповсюдженню такого надзвичайного явища, як пожежі.

Мета роботи – дослідження просторово-часових змін в режимі температури та опадів, визначення основних кліматичних характеристик рядів опадів по території України.

Актуальність роботи зумовлена тим, що проблема змін клімату – одна з найактуальніших проблем сучасності. Стосується вона вчених всіх наукових напрямків, тому що має не тільки науковий і практичний інтерес, але й соціальний: зміни клімату призведуть до зміни звичних умов життя і діяльності людини. І щоб розробити державну програму адаптації суспільства до очікуваних змін клімату треба детально вивчити причини, характер і можливі наслідки цих змін.

Дослідження часових змін в режимі температури і опадів не перестають бути актуальними. Але якщо за усіма існуючими сценаріями змін клімату передбачається подальше потепління, то характер змін в режимі опадів, особливо на регіональному рівні, до кінця не з'ясовано. Тому будь-які спроби виконати подібну оцінку за допомогою додаткових показників і різних методів дослідження не можна відхиляти. Особливий інтерес представляє в цьому сенсі останній період, на межі XX і XXI століть, який визнається екстремальним, перш за все, в режимі температури. Так, найтеплішими наприкінці XX століття визнано 1998 рік, а на початку XXI ст. – 2010 рік. При цьому період з 1998 по 2008 роки вважається таким, коли інтенсивність змін глобальної температури була найменшою.

Дослідження В.М.Волощука та інших авторів [2] доводять про специфічний ефект сезонно-географічного вирівнювання атмосферних опадів, яке відбувається протягом минулого століття на території України в умовах глобального потепління. Цей ефект проявляється в тому, що за останні сто років в районах з недостатнім зволоженням (це південно-східні області України) їх річна сума суттєво збільшилась, а в районах з надлишковим зволоженням (це північно-західні області України) – зменшилась. До того ж автори вказують на значний внесок в ці зміни опадів холодного півріччя. Багато хто з них говорить і про зміни континентальності клімату України.

Наведені висновки мають важливе соціальне значення, бо можуть передбачити або визначити економічну сторону життя окремих регіонів України в майбутньому. Тому подальше вивчення цього питання і перевірка встановлених висновків не втрачають актуальність.

В цій роботі наводяться результати дослідження характеру змін в режимі опадів в другій половині XX століття і на межі XX і XXI століть як в цілому на території України, так і в окремих її регіонах з використанням багаторічних даних кліматичних довідників різних років видання, а також даних фактичних спостережень за опадами 85 метеорологічних станцій України. Підлягало розгляданню питання про вплив цих змін на трансформацію континентальності клімату України.

1 ДОСЛІДЖЕННЯ ЧАСОВИХ ЗМІН РЕЖИМУ ОПАДІВ ПО ТЕРИТОРІЇ УКРАЇНИ У ПЕРІОД ГЛОБАЛЬНОГО ПОТЕПЛІННЯ

1.1 Часові зміни річної і періодної кількості опадів на території України

Дослідження українських вчених вказують на зміни у режимі опадів на території України, які відбувались наприкінці ХХ сторіччя [1-3]. Для з'ясування цього питання використовуються різні показники режиму зволоження і різні методи дослідження. У даному розділі зроблена спроба відповісти на це питання за допомогою співставлення багаторічної кількості опадів, що розраховані за різні періоди усереднення, а саме за період з 1891 по 1965 рр. [4] і за період 1961-1990 рр. [5]. Співставленню підлягали річна кількість опадів, а також їх сума за теплий і холодний періоди.

Наведена на рис.1.1 різниця багаторічної кількості опадів за рік свідчить про їх зростання від попереднього періоду до наступного. Для значної території України це збільшення становило 50-100 мм. Окремими осередками розташовані зони (південний захід і район Карпат), де це збільшення перевищує 100 мм. І тільки на північному заході і північному сході, а також на південному сході і крайньому півдні підвищення кількості опадів відбулось у межах 25-50 мм.

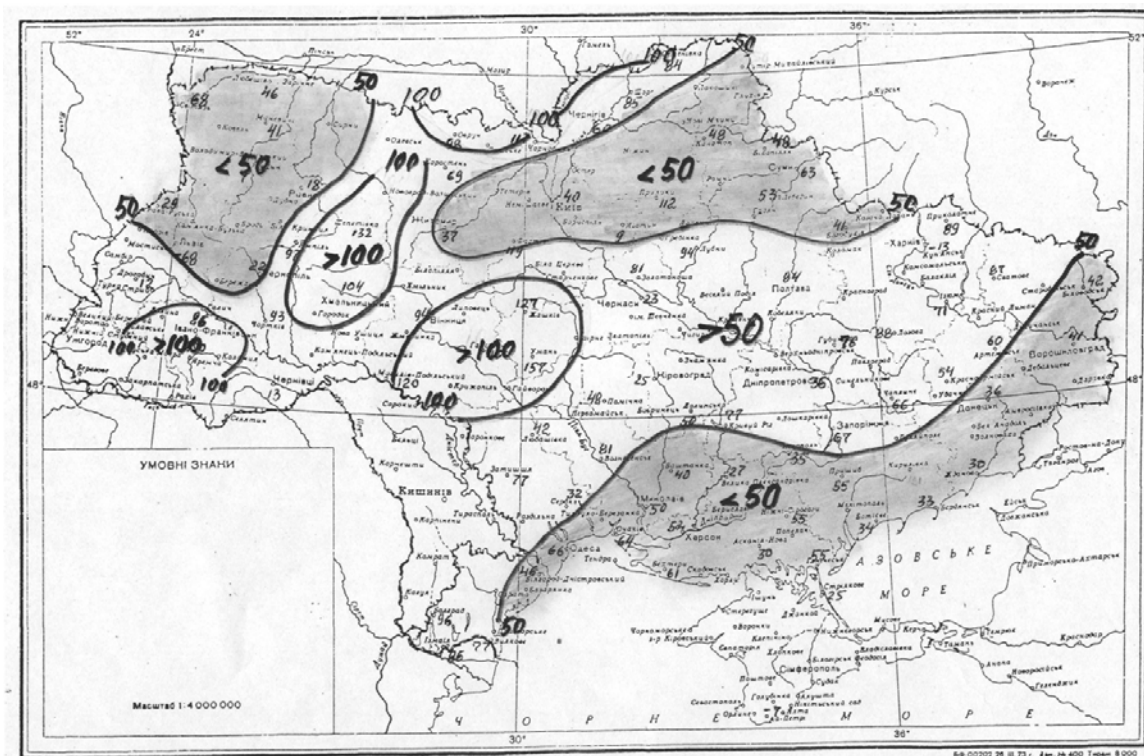


Рисунок 1.1 – Різниця між багаторічною кількістю опадів (мм) за різні періоди усереднення. Рік

Співставлення різниць кількості опадів теплого і холодного періодів за різні відрізки часу (рис. 1.2 і 1.3) вказують на більш значний внесок у зміни річної їх кількості саме опадів холодного періоду: майже на всій території України у холодний період опади наприкінці сторіччя збільшились в середньому на 50 мм. У теплий період більш суттєвий внесок у зміни річної кількості опадів відбувається лише у західному регіоні України, за винятком району Карпат (тут внесок теплого і холодного періодів майже однаковий).

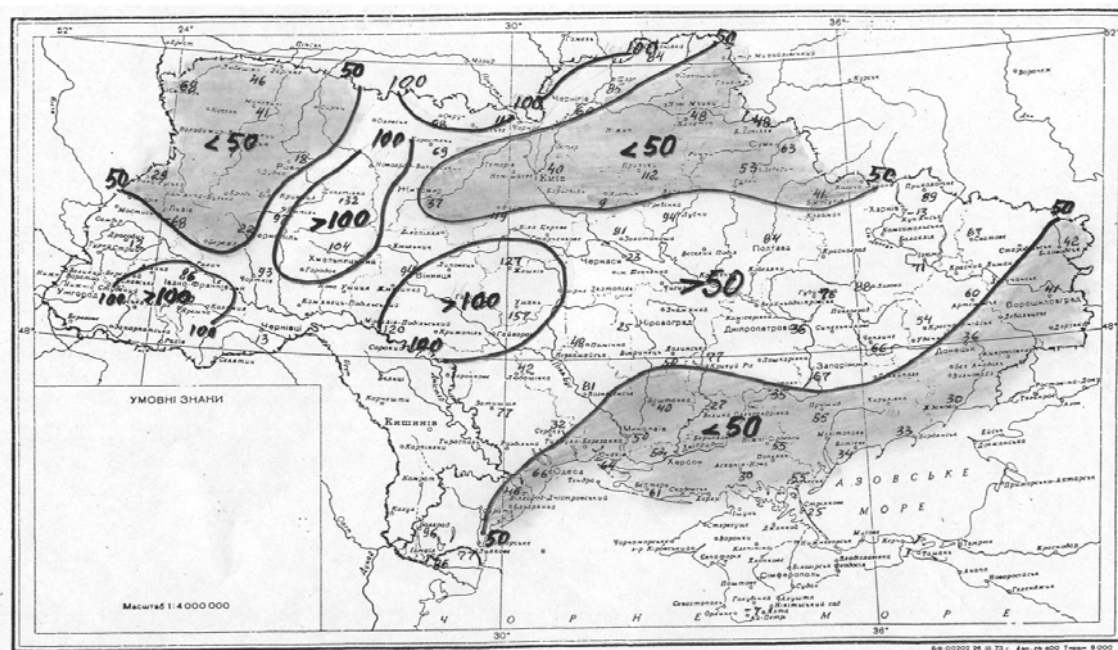


Рисунок 1.2 – Різниця між багаторічною кількістю опадів (мм) за різні періоди усереднення. Тепле півріччя

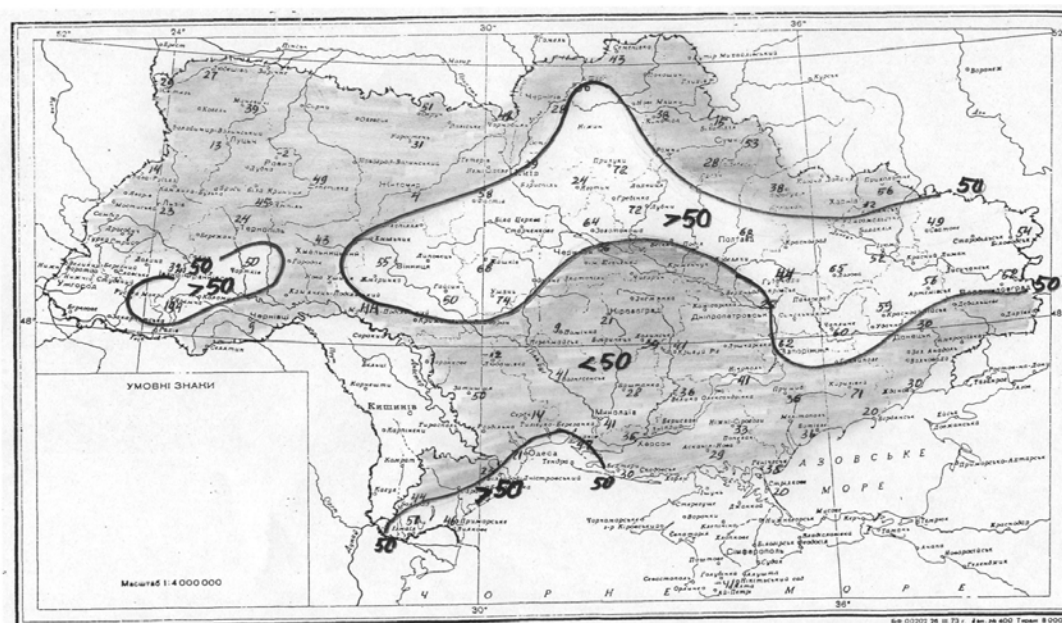


Рисунок 1.3 – Різниця між багаторічною кількістю опадів (мм) за різні періоди усереднення. Холодне півріччя

Таким чином, протягом XX сторіччя відбувались помітні зміни у режимі опадів на території України, але з різною їх інтенсивністю як в окремих регіонах, так і в окремі періоди. Останнє призводить до змін у співвідношенні опадів теплого і холодного періодів, найбільшої та найменшої їх місячної кількості у році, тобто до змін їх річного ходу.

1.2 Співвідношення кількості опадів теплого і холодного періодів як показник континентальності клімату

Для вивчення характеру розподілу опадів протягом року, а також для оцінки ступеню континентальності клімату, як і для температури повітря, використовується їх річна амплітуда. І для рішення задачі, яка поставлена у роботі, розраховані і зіставлені річні амплітуди опадів за різні періоди усереднення (1891-1965 і 1961-1990 рр.).

В якості річної амплітуди опадів використовується різниця між їх кількістю у місяці з максимальною і мінімальною (протягом року) сумою опадів у багаторічному розрізі.

На рис. 1.4 і 1.5 представлено амплітуди опадів, визначені за даними 85 метеорологічних станцій, рівномірно розташованих по території країни.

Аналіз просторового розподілу амплітуди опадів за даними до 1965 року вказує на те, що ізолінія 40 мм амплітуди поділяє територію України на дві майже рівні частини з помітно різним річним ходом опадів: на захід від неї річний хід виражений більш помітно з різницею в районі Карпат 80-100 мм; на схід річний хід більш згладжений. Річна амплітуда тут, як правило, не перевищує 30 мм і знижується до 14-20 мм в узбережних районах (рис.1.4).

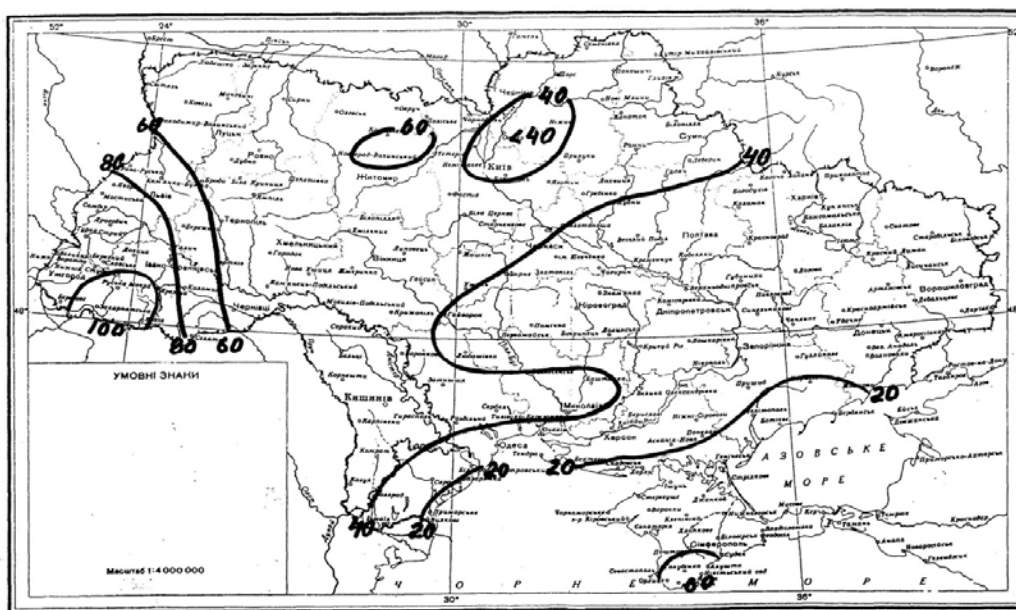


Рисунок 1.4 – Річна амплітуда кількості опадів (мм) за період (1891-1965рр.)

За даними після 1960 року спостерігається значне зміщення на схід ізолінії з кількістю опадів 40 мм, тобто збільшення території, на якій посилюється контраст між найбільшими і найменшими місячними сумами опадів у річному ході (рис. 1.5).

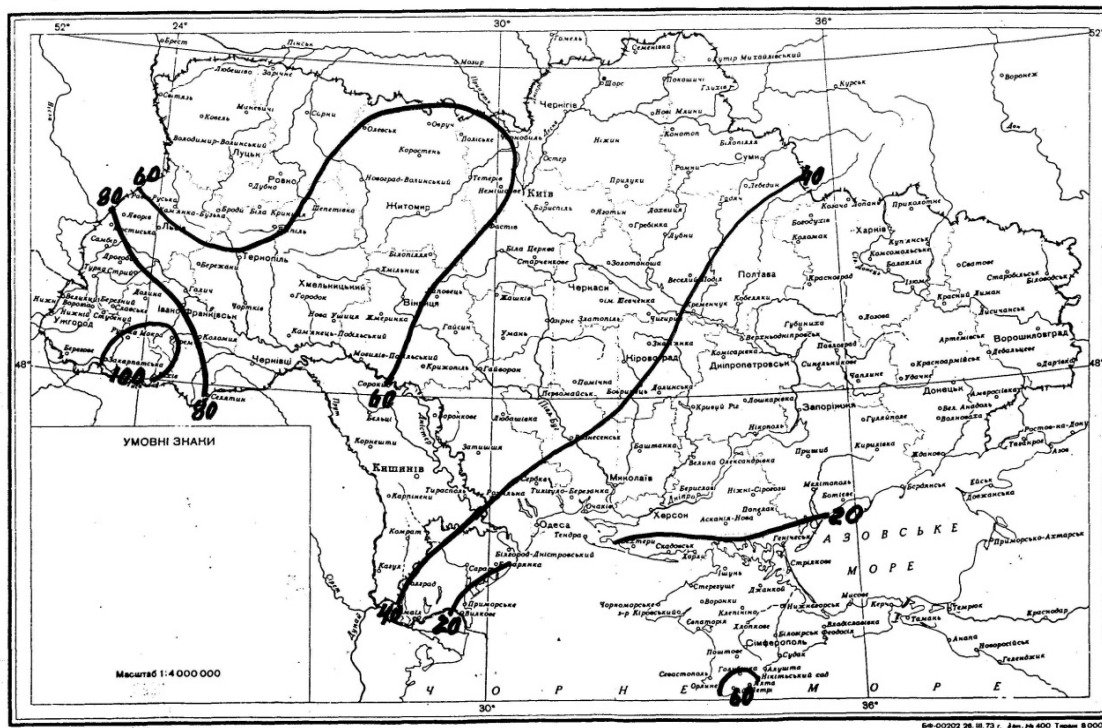


Рисунок 1.5 – Річна амплітуда кількості опадів (мм) за період (1961-1990рр.)

Збільшується річна амплітуда і у західних районах України, де вона здебільшого перевищує 60 мм, досягаючи в Карпатах 117 мм (ст. Яремча). Майже незмінними залишаються амплітуди в узбережних районах. І тільки в районі Ялти амплітуда зменшилась на 16 мм (від 77 до 61 мм).

Співставлення річних амплітуд опадів, розрахованих за даними різних періодів усереднення, підтверджують вказані вище тенденції у змінах режиму опадів. Аналіз просторового розподілу різниць між річними амплітудами опадів дозволяє виявити деяку закономірність у цьому розподілі: спостерігається чергування зон зі збільшенням і зменшенням значень річних амплітуд від попереднього періоду до наступного. Для Правобережної України (за виключенням південно-західних регіонів) переважним є збільшення річної амплітуди опадів. У Лівобережній Україні, за винятком Приазовського регіону) переважним є зменшення річної амплітуди опадів, тобто спостерігається згладження річного ходу опадів (рис. 1.6) і таким чином можливо відбувається зміна у континентальності клімату.

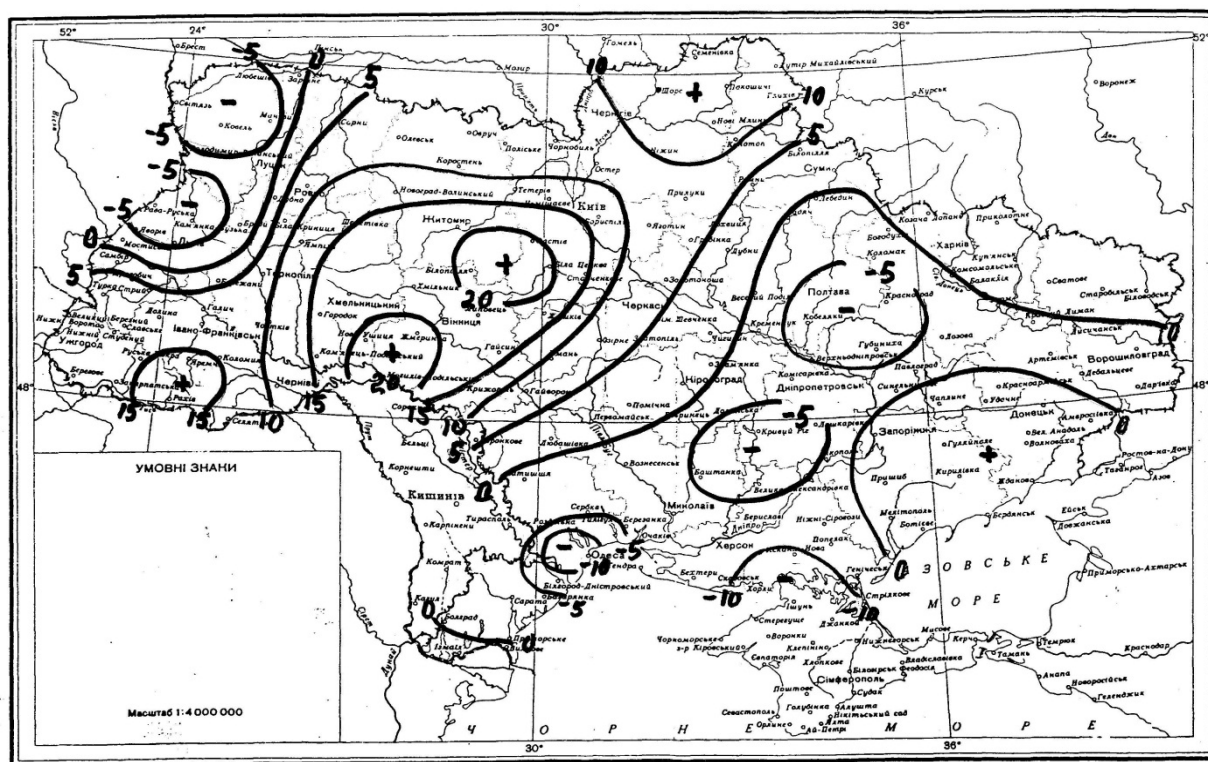


Рисунок 1.6 – Різниця значень річної амплітуди кількості опадів (мм) за різні періоди усереднення.

Однак, слід зазначити, що річна амплітуда кількості опадів, на відміну від річної амплітуди температури повітря, не завжди узгоджується з континентальністю клімату: у районах з різним типом річного ходу опадів абсолютні значення річної амплітуди кількості опадів можуть співпадати. Але цю величину все ж можна використати для оцінки континентальності, якщо її надати у співставленні з річною кількістю опадів. Така відносна річна амплітуда за пропозицією Горчинського була названа пльовіметричним відношенням, яке надається у %. Цей показник добре відбиває нормований фон річної амплітуди опадів. Його просторовий розподіл надано на рис. 1.7 і 1.8. Співставлення їх за різні періоди підтверджують раніше отримані висновки: відбувається посилення контрастів між максимальними і мінімальними місячними сумами у річному ході на значній території Правобережжя і згладження річного ходу опадів на більшій частині Лівобережжя.

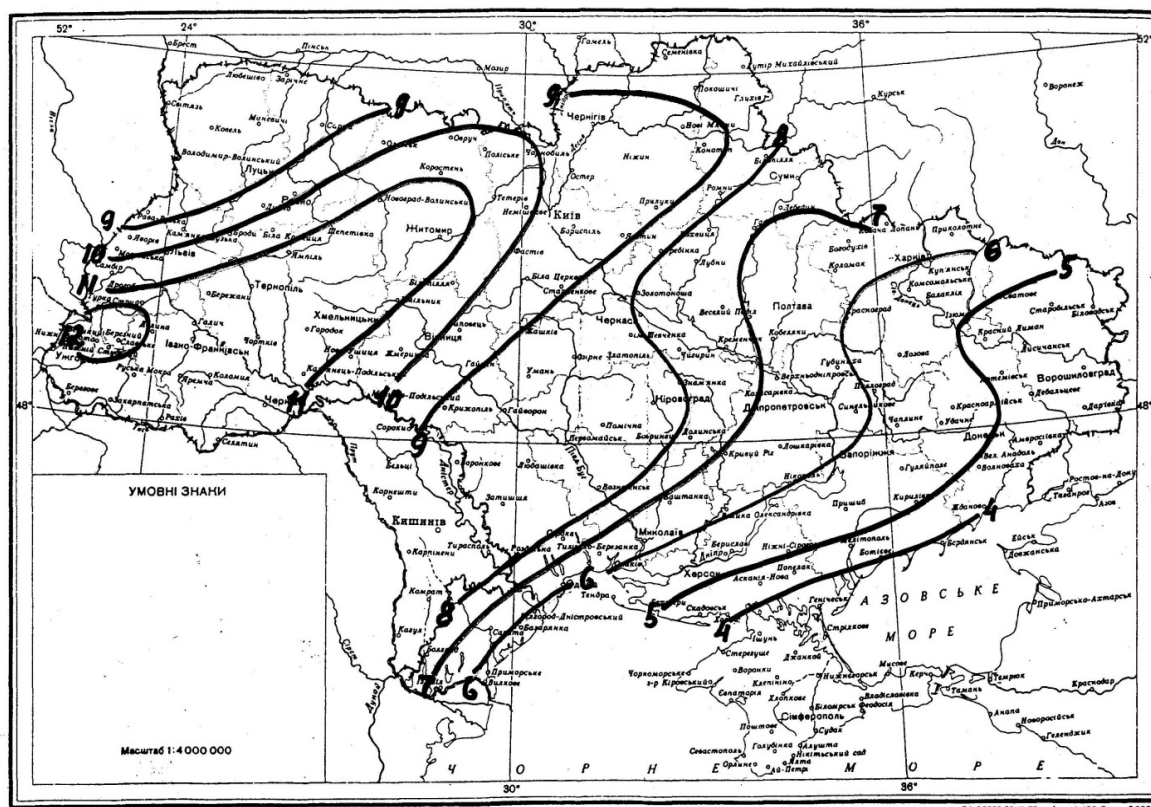


Рисунок 1.7 – Плівиометричне відношення (1891-1965рр.)

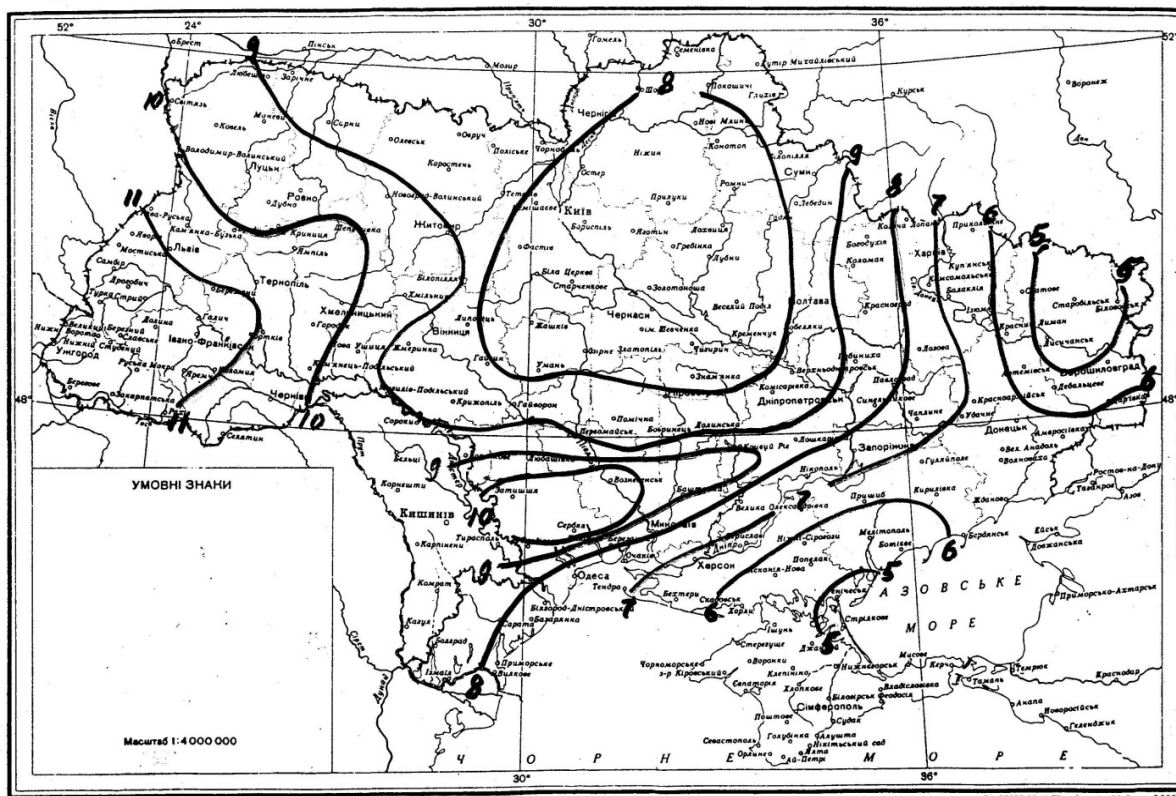


Рисунок 1.8 – Плівиометричне відношення (1961-1990рр.)

У подальшому при аналізі режиму опадів було використано ще один показник континентальності клімату C , який запропонувала Ц.А.Швер [6] при дослідженні опадів на території колишнього СРСР. Цей показник враховує співвідношення опадів у місяці весняно-літнього $\Sigma X_{(III-VIII)}$ і осінньо-зимового сезонів $\Sigma X_{(IX-II)}$ та дорівнює:

$$C = \frac{\Sigma X_{(III-VIII)}}{\Sigma X_{(IX-II)}}. \quad (1.1)$$

У залежності від величини C виділяють різні типи річного ходу опадів, які відбивають ступінь континентальності, а саме:

- не континентальний $C < 1,0$
- напівконтинентальний $1,75 > C \geq 1,0$
- континентальний $3,5 \geq C > 1,75$
- різкоконтинентальний $C > 3,5$

Для аналізу режиму опадів на території України ця рекомендація була використана відносно їх кількості для теплого і холодного періодів (у відповідності до прийнятого у кліматології поділу року на періоди з врахуванням переважання твердих і рідких опадів у місяці).

Розподіл цього показника по території країни показав, що у відповідності до його значень значна частина України характеризується континентальним типом клімату. За даними до 1965 року напівконтинентальний тип клімату був притаманний тільки крайнім південно-східним регіонам (рис. 1.9).

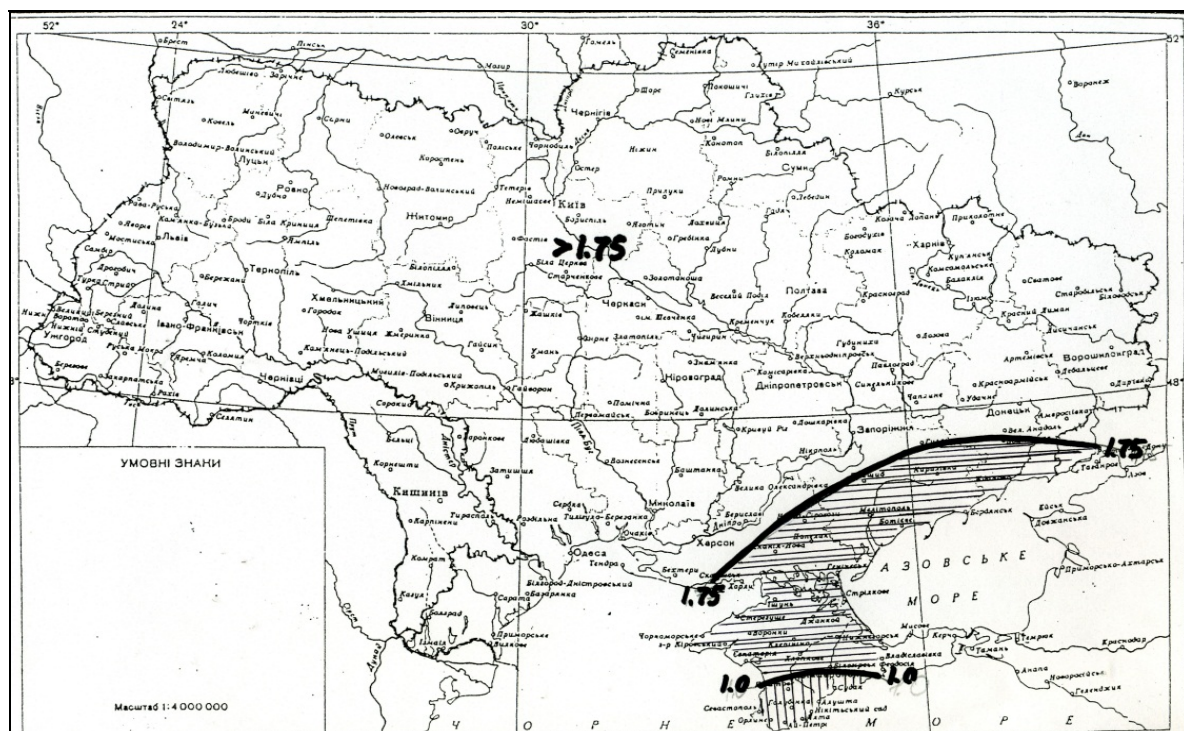


Рисунок 1.9 – Коефіцієнт континентальності (1961-1990 рр.)

За даними після 1960 року площа з континентальним кліматом зменшується і напівконтинентальний тип клімату поширюється на захід і на південні регіони (рис.1.10).

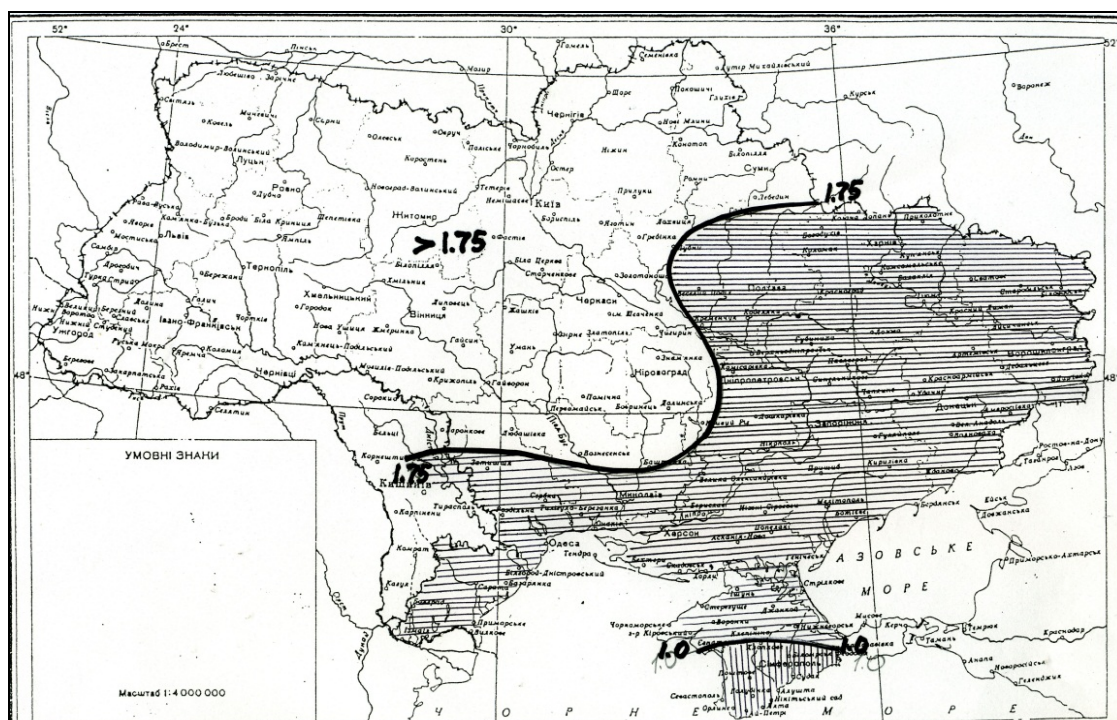


Рисунок 1.10 – Коефіцієнт континентальності (1961-1990 pp.)

Таким чином, протягом XX сторіччя відбувались помітні зміни в режимі опадів на території України, але з різною їх інтенсивністю як в окремих регіонах, так і в окремі періоди. Останнє призводить до змін в співвідношенні опадів теплого і холодного періодів, найбільшої та найменшої їх місячної кількості в році, тобто до змін їх річного ходу. Це свідчить про зменшення континентальності клімату України наприкінці XX сторіччя.

1.3 Особливості динаміки режиму опадів на півдні України

1.3.1 Зміни режиму опадів у Причорноморській зоні України протягом XX сторіччя

Клімат на нашій планеті кардинально змінюється і це вже ні у кого не викликає сумніву. Багато вчених застерігають людство від глобального потепління, інші ж запевнюють, що Землю очікує новий льодовиковий період. Ще більш складно вирішується питання про майбутні зміни режиму опадів як на глобальному, так і регіональному рівні. І це пов'язано з багатьма факторами, які визначають режим зволоження: причинами його формування, складним характером просторового і річного розподілу опадів, значною мінливістю їх

кількості. Останнє притаманне опадам на території України і особливо її південним регіонам. У даному параграфі викладено результати оцінки цих змін на крайньому півдні України, які проведено на основі кліматологічних і статистичних методів з використанням даних кількості опадів різного часового розв'язання (рік, півріччя, сезони, місяці) за період більш ніж 100 років (1867-2002 рр.) на станції Одеса, обсерваторія.

Дослідження часової мінливості кількості опадів різного часового розв'язання передбачає оцінку основних статистичних характеристик їх розподілення (табл. 1.1).

Таблиця 1.1 – Основні статистичні характеристики рядів кількості опадів (мм) різного часового розв'язання

Часове розв'язання	Статистичні характеристики				
	$X_{\text{сер}}$	X_{min}	X_{max}	σ_x	$C_v, \%$
Рік	405.1	198.0	692.0	106.2	26
Хол.період	191.9	66.2	421.0	73.2	38
Тепл.період	213.3	94.0	445.0	71.3	35
Зима	88.2	16.0	274.7	49.4	55
Весна	89.7	15.0	275.0	41.7	47
Літо	123.6	27.0	313.0	52.5	42
Осінь	103.6	11.0	275.0	55.1	53
I	28.3	0.0	139.0	23.1	82
II	25.2	1.0	135.4	21.5	86
III	25.7	0.0	91.2	18.3	71
IV	28.5	0.0	137.7	20.2	71
V	35.5	0.0	134.5	25.0	70
VI	48.7	1.0	164.0	30.6	63
VII	40.8	1.0	143.0	31.5	77
VIII	34.1	0.0	150.5	29.8	88
IX	33.5	0.0	166.5	33.1	99
X	33.1	1.0	196.0	28.1	86
XI	37.0	0.0	150.0	28.7	78
XII	34.7	0.0	132.0	25.7	75

Багаторічна річна кількість опадів за весь період дослідження дорівнює 405 мм. В окремі ж роки вони досягали 600-650 мм: це 1875, 1952, 1970 и 1997 роки. У 1879 році зафіксована максимальна за весь період їх кількість – 692 мм. Проте мали місце і роки, коли ці суми були менші за 200-250 мм: це 1867, 1913, 1920 и 1983 роки; мінімальна їх річна сума спостерігалась у 1899 році становила 198 мм (рис. 1.11). При цьому проглядається тенденція чергування років з сумами опадів помітно вище і нижче норми.

Багаторічна норма опадів за теплий і холодний періоди року становила відповідно 213 мм і 192 мм. Протягом року найбільш вологим в Одесі є літній сезон (124 мм), внесок якого у суму опадів за тепле півріччя перевищує 58%; найбільш сухими – зима і весна з багаторічними сумами близько 90 мм. Серед місяців року найбільшою місячною нормою відрізняється *червень*, мінімальна кількість опадів зазвичай випадає в *лютому* і *березні*.

Судження про часову мінливість складових вихідного ряду, тобто про відхилення кількості опадів кожного року від багаторічної норми, дозволяє визначити середній квадратичний відхил σ_x . Однак за величиною σ_x при різних середніх значеннях рядів, що порівнюються, робити висновок про їх мінливість важко. У такому випадку більш інформативною характеристикою може бути коефіцієнт мінливості C_v (коефіцієнт варіації), який являє собою відношення середнього квадратичного відхилення до середнього значення ряду. Його значення ($C_v = 100\%$) показують, що найбільш нестійкий режим опадів у вересні, коли середній квадратичний відхил дорівнює середньому значенню ряду. Найбільш стійкі ряди місячних сум опадів у червні.



Рисунок 1.11 – Часовий розподіл фактичної річної кількості опадів

Узагальнюючи попереднє відзначимо, що для рядів кількості опадів усіх місяців і сезонів характерна їх значна часова мінливість, що взагалі притаманне режиму опадів: середній квадратичний відхил для сезонів досягає 50% норми, а для місяців C_v може перевищувати 70% (табл.1.1).

Значний розкид даних від року до року ускладнює оцінку динаміки процесу, що досліджується. І це природно, тому що будь-який часовий ряд

метеорологічної величини $x(t)$, як правило, складається з суперпозиції трьох компонент: $x_1(t)$ – детермінована основа процесу, $x_2(t)$ – випадкова корельована складова і $x_3(t)$ – випадкова не корельована складова типу «білий шум»:

$$x(t) = x_1(t) + x_2(t) + x_3(t). \quad (1.2)$$

Детермінована основа у свою чергу складається з трендів і довгоперіодних коливань, які відбивають (в залежності від періоду усереднення величин, що складають часовий ряд) хід процесу (віковий, річний, сезонний або добовий) [7].

Тобто характер змін у часі метеорологічної величини, що досліджується, найбільш чітко простежується за його детермінованою основою. Для її виділення можуть бути використані різні операції згладження: за допомогою простої ковзкої середньої або більш теоретично обгрунтованих методів згладження.

З метою виявлення періодичностей, характерних для часових рядів кількості опадів різного часового розв'язання, виконано дослідження періодичностей, які приховані у випадкових часових рядах. Цей етап роботи реалізовано за допомогою мови програмування СІ SHARP. У програмі передбачається: виявлення за допомогою перетворення Фур'є періодичностей процесу та їх аналіз, виділення детермінованої основи процесу шляхом експоненціального згладження за допомогою тригонометричного фільтра з врахуванням періодичності процесу і його початкової фази, перетворення нестационарного ряду до квазістационарного.

У результаті перетворення Фур'є отримана залежність амплітудних коливань від частоти, яка називається амплітудно-частотною характеристикою часового ряду. Для виключення випадкових піків амплітуд проводиться згладження амплітудно-частотної характеристики за допомогою фільтра Тьюкке. В якості приклада на рис. 1.12 наводиться періодограма (амплітудно-частотна характеристика) часового ряду річної кількості опадів, а у табл. 1.2 – характеристики статистично значущих амплітуд деяких часових послідовностей.

Встановлено, що в усіх часових рядах, що досліджуються, мають місце 3-4 статистично значущих амплітуди, яким у ряду річних опадів відповідають періоди коливань у 4, 12 і 26 років. У рядах меншого часового розв'язання таким амплітудам відповідають періоди коливань у 3, 5, 12, 18 років. Найменші періоди коливань виявлено в осінній сезон (близько трьох років), а найбільші періоди можливі у літній сезон (від 2 до 25 років).

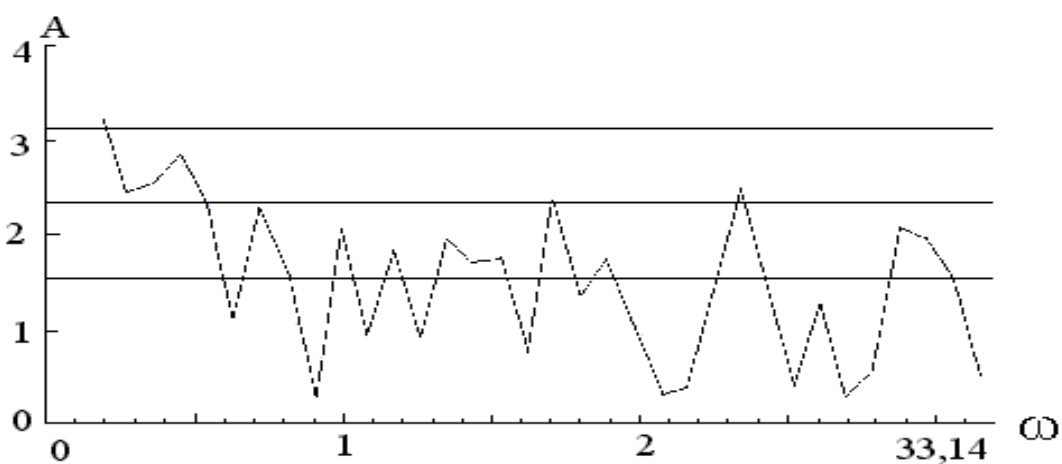


Рисунок 1.12 – Амплітудно-частотна характеристика річної кількості опадів

Таблиця 1.2 – Характеристики періодичностей часових рядів кількості опадів різного часового розв'язання

Часове розв'язання	A	T	ω	Макс, рік
Рік	3,26	25,87	0,51	1919
	2,85	12,25	0,04	1919
	2,44	3,54	0,31	1919
	2,51	2,61	1,20	1919
Холодне півріччя	4,4	12,3	0,53	1909
	4,1	8,0	-0,26	1909
	5,4	2,6	0,85	1909
	4,7	2,1	-0,60	1909
Тепле півріччя	5,01	18,88	-1,33	1912
	4,22	12,25	-0,47	1915
	4,74	5,97	-1,10	1909
	4,06	2,14	-0,36	1911
Осінь	8,9	3,2	-0,27	1907
	7,8	2,6	-0,98	1907
	6,8	2,4	-1,28	1907
Зима	5,6	12,3	0,64	1908
	5,2	3,5	-0,20	1908
	4,9	3,2	0,62	1908
Весна	4,81	18,88	-1,15	1911
	5,84	14,86	0,54	1910
	5,07	3,54	0,28	1910
Лето	6,72	25,87	0,38	1921
	5,87	18,88	-1,32	1912
	6,98	9,07	-1,46	1907
	5,64	2,14	-0,51	1907

Примітка. A – амплітуда; T – період; ω – фаза.

Для визначення основних закономірностей часового розподілу кількості опадів різного часового розв'язання і встановлення характеру змін в режимі опадів за більш ніж 100 річний період (1867-2002 рр.) і виділення детермінованої основи проведено за допомогою найпростішого статистичного фільтру: фільтруючою функцією була ковзна середня з рівною вагою, яка розраховується шляхом підсумовування n послідовних величин часового ряду і діленням отриманої суми на n .

Наявність в усіх рядах періодичностей, близьких до 5 і 10 років, дозволило використати їх у подальшому для виділення детермінованої основи процесу. На рис. 1.13 надано згладжений по 5-ти і 10-ти ковзним середнім ряд річних сум опадів. Навіть він вказує на чітко виражений характер коливань опадів не тільки від року до року, але й від періоду до періоду: добре виділяються різні за тривалістю відрізки часу з більш високим і більш низьким фоном опадів. При цьому для періодів з опадами вище норми притаманна тривалість у 18-30 років (1876-1893, 1957-1991 роки). Період з опадами нижчими за норму є вельми тривалим (до 58 років) і охоплює роки від кінця 19 століття до середини 20 століття (з 1897 до 1953 року). Слід зазначити, що сам по собі цей період є надто неоднорідним, тому що в ньому присутні коливання річних сум опадів від величин близьких до норми до значно нижчих за норму. В середньому тривалість таких періодів складала 10 років при помітно меншій амплітуді коливань кількості опадів.



Рисунок 1.13 – Згладжений часовий ряд річної кількості опадів:

Для другої половини 20 століття показовою є тенденція на збільшення річної кількості опадів, яка знову намітилась (після нетривалого періоду їх зменшення у 1990-1995 роках) до початку XXI століття.

Кількість опадів річного розв'язання зручно використовувати для оцінки загальної тенденції їх змін на значних відрізках часу (наприклад, століття), але за них важко скласти уявлення про внесок і характер цих змін в окремі півріччя, сезони, місяці. Тому аналогічний аналіз було проведено за кількістю опадів сезонного розв'язання та за півріччями.

Відзначимо, що в кліматології рік поділяють на теплий і холодний періоди не за температурними характеристиками, а з врахуванням переважання у місяцях року твердих або рідких опадів. І теплий період, у такому разі, включає у себе місяці з квітня по жовтень, а холодний – з листопада по березень. Нами ж розглядалися два календарних періоди, теплий і холодний, в які входять по два сезони, відповідно весна і літо, осінь і зима.

Ясна річ, що зміни, які відбуваються у рядах річної кількості опадів, зумовлені характером їх змін за півріччями. Однак внесок кожного з півріч у цей процес не однаковий.

Наведені на рис. 1.14 і 1.15 графіки згладжених часових рядів кількості опадів холодного та теплого півріччя дозволяють позначити, що часовий розподіл опадів за холодний період досить добре узгоджується з розподілом їх річної кількості, хоча абсолютна синхронність не має місця.

Тут, як і у розподілі річних опадів, можна виділити два періоди з підвищеним відносно норми рівнем опадів (1878-1894, 1958-1990 роки). Між ними знаходиться вельми тривалий відрізок часу (54 роки), коли опади холодного періоду були близькими або нижчими норми. Кількісна оцінка цієї узгодженості виконана за допомогою коефіцієнта кореляції, який становив 0,88 – 0,90 відповідно для 5-ти и 10-ти річних усереднень.



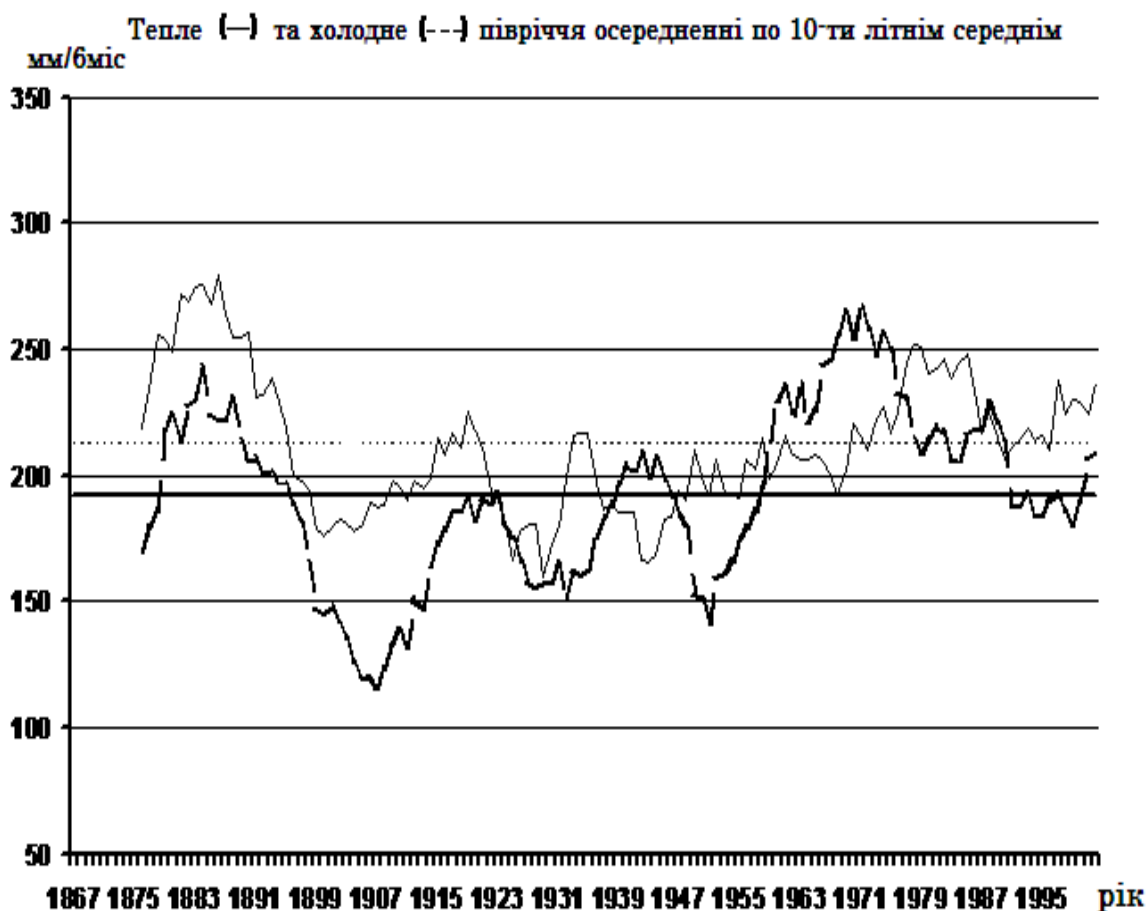
Рисунок 1.14 – Згладжений часовий ряд кількості опадів. Холодний період.



Рисунок 1.15 – Згладжений часовий ряд кількості опадів. Теплий період.

Більш складно виявити узгодженість між часовим розподілом річних опадів і їх кількістю за тепле півріччя, що підтверджується і більш низьким значення коефіцієнта кореляції (0,76-0,78). Це говорить, на наш погляд, про деякі розбіжності у характері часових змін опадів холодного і теплого півріч та їх різний внесок у часовий розподіл річних опадів протягом минулого століття.

Наведені на рис. 1.16 графіки 10-тирічних ковзних середніх сум опадів теплового і холодного періодів свідчать про відсутність повної синхронності в їх часовому розподілі, інколи вони навіть знаходяться у протифазі, тобто значним опадам у тепле півріччя відповідає їх мала кількість у холодний період і навпаки. Коефіцієнт кореляції, як показник узгодженості між ними, дорівнює 0,40.



..... – багаторічна середня теплового періоду,

□□□□ – багаторічна середня холодного періоду

Рисунок 1.16 – Згладжений часовий ряд кількості опадів теплового (1) і холодного (2) періодів за 10-тирічним усередненням

Для з'ясування того, який з сезонів року є визначним у формуванні характеру часових змін річних сум опадів, методом ковзного усереднення проаналізовано часовий розподіл опадів за весну, літо, осінь, зиму (рис. 1.17).

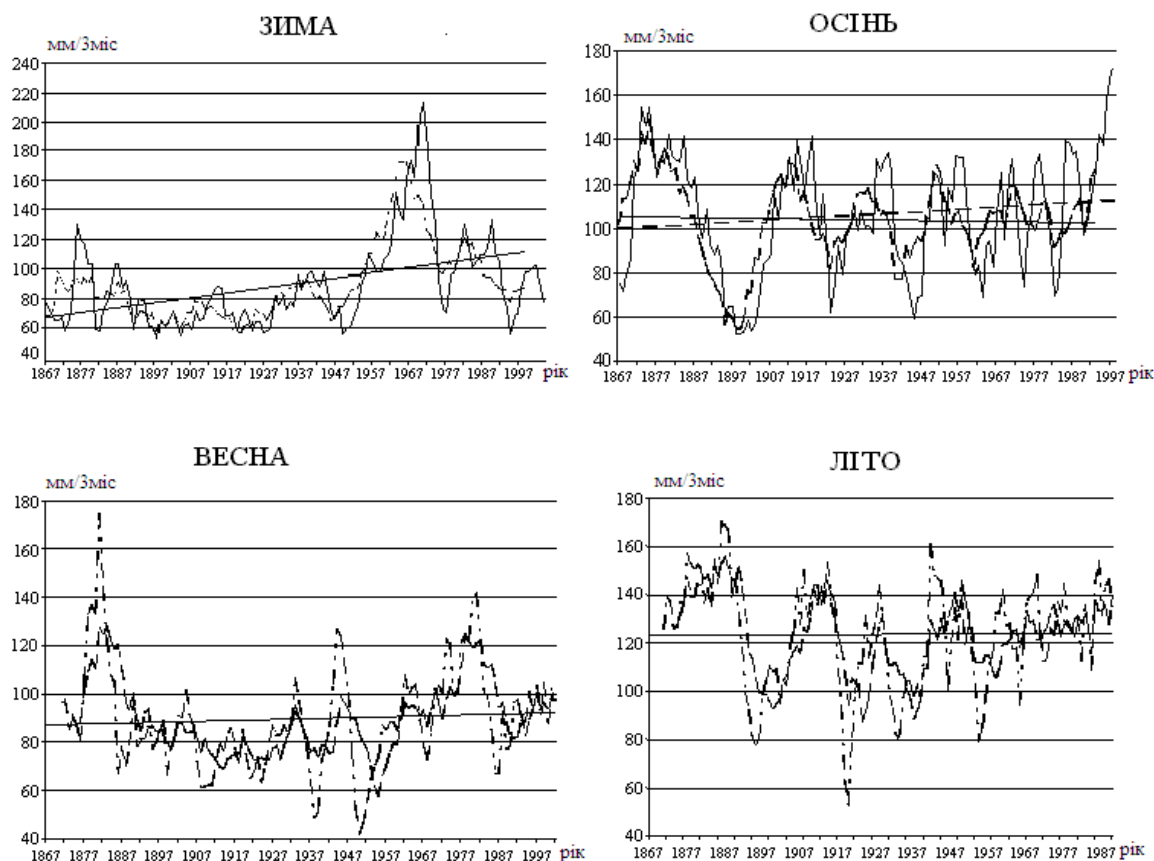


Рисунок 1.17– Згладжені часові ряди кількості опадів за сезонами року (позначення ті ж)

Встановлено, що часовий розподіл опадів у *холодний* період визначено, головним чином, режимом їх змін у *зимовий* сезон. Часовий розподіл опадів *восени* значно відрізняється від їх розподілу взимку і у холодне півріччя. Тут має місце виразний характер коливань їх кількості біля норми з поступовим зменшенням до кінця періоду дослідження цих коливань як за амплітудою, так і за тривалістю періодів з опадами вище і нижче норми.

У часовому розподілі опадів *весною* можна спостерігати їх найбільшу кількість на початку періоду, що розглядається, і зменшення без помітних коливань від року до року в середині (до 60-х років 20 століття) і наступним незначним збільшенням до кінця століття.

Для *літнього* ж сезону характерні більш значні коливання опадів зі зміною їх періодичності від 15-16 років на початку періоду дослідження до 3-5 років у кінці століття.

Щоб встановити переважну тенденцію у віковому ході опадів проведена оцінка трендової характеристики процесу, як складової детермінованої основи. Тренд – це деяка кліматична тенденція, яка характеризує рівне монотонне зростання чи зменшення *середнього* значення величини, що досліджується, за період спостережень.

Розглядаючи суму опадів як функцію років побудовано рівняння регресії (табл. 1.3), які відбивають спрямованість змін цього процесу у часі. Зазначимо, що ця оцінка виконана за фактичними даними і за згладженими рядами. Вона є орієнтовною, бо проведена у припущенні лінійного тренду.

Наведені на рисунках трендові складові дозволяють зазначити, що в усіх випадках проявляється тенденція збільшення річної кількості опадів від середини 19-го до кінця 20-го століть. У середньому швидкість цих змін за 100 років сктановить за фактичними даними 39 мм, за згладженими рядами – це 33-34 мм відповідно до 5-ти і 10-тирічного усереднення.

Оцінка цієї тенденції за сумами опадів теплого і холодного піврічч вказує на те, що зміна річних опадів у часі визначається їх збільшенням у *холодне* півріччя: в цілому за 100 років воно досягає 37 мм за фактичними даними, і 31-34 мм за згладженими рядами.

Внесок у річну трендову складову опадів *теплого* півріччя фактично відсутній: при такій же помітній, як і в холодне півріччя, їх мінливості від року до року, їх збільшення за 100 річний період за фактичними даними становило лише 2 мм, а за згладженими рядами проглядається навіть тенденція їх зменшення на 4-6 мм.

Встановлено, що виявлені зміни опадів *холодного* періоду зумовлені їх змінами у *зимовий* сезон: збільшення за 100 років становить майже 30 мм. Менш ваговий внесок опадів *осіннього* сезону: за 100 років вони зросли тільки на 7 мм.

Таблиця 1.3 – Рівняння трендової складової кількості опадів різного часового розв'язання

Часове розв'язання	Рівняння трендової складової		
	за факт. даними	за 5-тирічн. середн.	за 10-тирічн. середн.
Рік	$y = 0,40x + 377,7$	$y = 0,34x + 383,4$	$y = 0,3498x + 421,63$
Холод. півріччя	$y = 0,37x + 166,3$	$y = 0,34x + 169,8$	$y = 0,313x + 172,33$
Тепле півріччя	$y = 0,02x + 211,4$	$y = -0,01x + 213,4$	$y = -0,0297x + 213,67$
Осінь	$y = 0,07x + 99,3$	$y = 0,10x + 99,8$	$y = -0,0253x + 105,56$
Зима	$y = 0,30x + 67,7$	$y = 0,33x + 67,6$	$y = 0,3464x + 67,243$
Весна	$y = 0,04x + 87,1$	$y = 0,03x + 87,6$	$y = 0,0331x + 87,551$
Літо	$y = -0,01x + 123,4$	$y = -0,04x + 125,7$	$y = -0,0626x + 126,55$
I	$y = 0,04x + 32,2$	$y = 0,12x + 20,9$	$y = 0,1177x + 20,929$
IV	$y = 0,03x + 26,7$	$y = 0,04x + 26,2$	$y = 0,0349x + 26,413$
VII	$y = -0,01x + 41,4$	$y = -0,004x + 41,7$	$y = -0,0184x + 42,85$
X	$y = -0,10x + 108,0$	$y = -0,09x + 38,9$	$y = -0,1031x + 39,34$

Незначні зміни в кількості опадів у *тепле* півріччя визначено деяким їх збільшенням *весною*: їх зростання за 100 років становило лише 9 мм; для літнього ж сезону характерним є відсутність таких змін: тут присутні тільки коливання менших масштабів.

1.3.2 Аналіз однорідності рядів річної кількості опадів методом ступінчастого тренду

Вище викладене свідчить про значну часову мінливість рядів річної кількості опадів не тільки від року до року, але й від періоду до періоду, що вказує на їх значну неоднорідність у часі. Для перевірки цього положення було використано метод ступінчастого тренду, розробленого Л.П. Наумовою у ГГО [8]. Суть його полягає у наступному. Відомо, що часовий ряд можна представити у вигляді

$$X(T) = M(T) + \sigma(T) * \xi(T) \quad (1.3)$$

де $X(T)$ – процес змінювання метеорологічної величини X ;

$M(T)$ – і $\sigma(T)$ математичне сподівання і середній квадратичний відхил процесу відповідно;

$\xi(T)$ – нормований стаціонарний випадковий процес з нульовим математичним сподіванням і одиничною дисперсією.

Математичне сподівання $M(T)$ характеризує тенденцію зміни метеорологічної величини, тобто тренд. Якщо M і σ сталі ($M(t) = \text{const} = M$; $\sigma(t) = \text{const} = \sigma$), то щільність розподілу величини $\xi \rightarrow P_\xi$ та щільність розподілу випадкової величини $X \rightarrow P_X$ мають співпадати і процес є однорідним (стаціонарним). Якщо ж ці щільності не співпадають, то процес нестаціонарний. Таким чином, формулюється нульова гіпотеза про відповідність щільності розподілу P_X і P_ξ , яка перевіряється за допомогою критерію Колмогорова. Причому, щоб можна було використати цей критерій до рядів, яким властива внутрішньорядна кореляція, ряд значень величини замінюють рядом номерів цих значень у ряду. Члени ряду нумеруються від 1 до N : порядкові номери надають всім членам ряду незалежно від того, що за якийсь рік або декілька років спостереження відсутні. Потім весь діапазон значень величин ряду розбивають на рівні градації. Число градацій ряду k визначаються за формулою:

$$k = \sqrt{N}. \quad (1.4)$$

Значення метеорологічних величин розносяться по градаціях послідовно, а потім кожне з них замінюється відповідним номером хронологічного ряду. У

кожній градації, таким чином, утворюється група номерів, що зростають. Якщо різниця між номерами невелика, тобто менше критичного значення $d_{кр}$, то ряд можна вважати однорідним. $d_{кр}$, визначається для кожної градації за формулою

$$d_{кр} = \frac{\lambda_{кр} \cdot N_k}{\sqrt{n_k}}, \quad (1.5)$$

де $\lambda_{кр}$ – статистика Колмогорова;

N_k – останій номер, який попав у цю градацію;

n_k – кількість номерів у градації.

Значення критерію узгодження Колмогорова $\lambda_{кр}$ вибирається в залежності від заданої ймовірності. Зазвичай, її задають такою, що дорівнює 95%, тоді $\lambda_{кр} = 0,52$.

Якщо різниця між сусідніми номерами більше $d_{кр}$, то це вказує на порушення однорідності ряду. Щоб встановити початок періоду порушення однорідності, треба зіставити такі порушення по всіх градаціях.

Порівняння пари номерів, різниця між якими перевищує $d_{кр}$, зручніше проводити графічно.

З усіх градацій вибираються пари номерів, різниця між якими перевищує $d_{кр}$, і розташовують на числовій осі, при чому наноску здійснюють різною розміткою. Перший член пари наноситься круглою, а другий – квадратною дужкою. Далі послідовно розглядають всі нанесені на числову вісь квадратні дужки і вибирають тільки ті з них, перед якими знаходяться хоча б одна кругла дужка. Порядковий номер, що відповідає квадратній дужці першої пари, являє собою перший рік порушення однорідності. Наступна по порядку квадратна дужка, яка має перед собою круглу, показує друге порушення однорідності і т. ін.

Після того, як визначено всі стаціонарні ділянки, проводиться осереднення значень метеорологічної величини в межах кожної ділянки і будується ступінчатий графік («ступінчастий тренд»).

Ця робота проведена на базі річних сум опадів на станціях Сімферополь і Херсон відповідно за періоди 1900-1997 і 1900-1999 роки (табл. 1.4 і 1.5). Порядок виконання роботи наведено нижче.

Таблиця 1.4 – Річна сума опадів (мм). Сімферополь

Рік	г, мм	Рік	г, мм	Рік	г, мм	Рік	г, мм	Рік	г, мм
1900	630	1920	353	1940	602	1960	464	1980	630
1901	299	1921	539	1941	534	1961	511	1981	449
1902	544	1922	514	1942	534	1962	377	1982	498
1903	427	1923	491	1943	416	1963	520	1983	359
1904	401	1924	754	1944	673	1964	496	1984	540
1905	818	1925	526	1945	447	1965	542	1985	483
1906	413	1926	518	1946	476	1966	526	1986	612
1907	593	1927	416	1947	408	1967	481	1987	633
1908	533	1928	469	1948	465	1968	532	1988	445
1909	796	1929	514	1949	531	1969	623	1989	399
1910	465	1930	709	1950	394	1970	374	1990	459
1911	764	1931	594	1951	505	1971	593	1991	604
1912	599	1932	726	1952	387	1972	720	1992	313
1913	566	1933	416	1953	500	1973	385	1993	298
1914	614	1934	531	1954	724	1974	360	1994	573
1915	504	1935	582	1955	608	1975	328	1995	533
1916	571	1936	661	1956	439	1976	549	1996	832
1917	346	1937	570	1957	435	1977	493	1997	488
1918	644	1938	724	1958	566	1978	534		
1919	483	1939	728	1959	674	1979	659		

Таблиця 1.5 – Річна сума опадів (мм). Херсон

Рік	г, мм	Рік	г, мм	Рік	г, мм	Рік	г, мм	Рік	г, мм
1900	329	1920	335	1940	441	1960	546	1980	556
1901	418	1921	174	1941	554	1961	372	1981	528
1902	400	1922	447	1942	324	1962	460	1982	405
1903	366	1923	310	1943	382	1963	309	1983	372
1904	261	1924	279	1944	419	1964	359	1984	441
1905	363	1925	461	1945	206	1965	458	1985	636
1906	482	1926	401	1946	260	1966	521	1986	382
1907	239	1927	302	1947	341	1967	375	1987	403
1908	320	1928	309	1948	304	1968	381	1988	606
1909	291	1929	273	1949	379	1969	409	1989	283
1910	447	1930	556	1950	372	1970	491	1990	433
1911	298	1931	423	1951	252	1971	337	1991	370
1912	493	1932	476	1952	557	1972	379	1992	355
1913	321	1933	545	1953	382	1973	467	1993	308
1914	528	1934	255	1954	391	1974	463	1994	327
1915	482	1935	410	1955	392	1975	359	1995	542
1916	393	1936	335	1956	428	1976	470	1996	294
1917	441	1937	374	1957	319	1977	629	1997	680
1918	449	1938	472	1958	295	1978	510	1998	498
1919	518	1939	546	1959	367	1979	554	1999	467

Розрахунки для ст. Сімферополь. За описаним вище алгоритмом визначались однорідні ділянки досліджуваного ряду опадів. Кількість градації опадів становила 10, частковий інтервал градації – 53 мм. У табл. 1.6 наведено ліву і праву межі всіх градації і порядкові номери років відповідних градацій.

Таблиця 1.6 – Згрупований ряд опадів

Градації, мм		Порядкові номери років
298	350	2, 18, 76, 93, 94
351	403	5, 21, 51, 53, 63, 71, 74, 75, 84, 90
404	456	4, 7, 28, 34, 44, 46, 48, 57, 58, 82, 89
457	509	11, 16, 20, 24, 29, 47, 49, 52, 54, 65, 68, 78, 83, 86, 91, 98
510	562	3, 9, 14, 21, 22, 23, 26, 27, 30, 35, 42, 43, 50, 62, 64, 66, 67, 69, 77, 79, 85, 96
563	615	8, 13, 17, 32, 36, 38, 41, 56, 59, 72, 87, 92, 95
616	668	1, 15, 19, 37, 61, 70, 80, 81, 88
669	721	31, 45, 60, 73
722	774	12, 25, 33, 39, 40, 55
775	827	6, 10, 97
		$\lambda = 0,52$ з $P = 95\%$

Далі розраховувалось $d_{кр}$ за наведеною формулою (1.4). Порядок визначення $d_{кр}$ та його значення наведено у табл. 1.7.

Таблиця 1.7 – Розраховані значення $d_{кр}$

Градації, мм		N_k	$d_{кр}$
298	351	5	22
351	404	10	15
404	457	11	15
457	510	16	13
510	563	21	11
563	616	13	16
616	669	9	15
669	722	4	19
722	775	6	12
775	828	3	30

Позначені у табл. 1.6 пари номерів, різниця між якими перевищує $d_{кр}$ у кожній градації, як вже згадувалось, розташовувались на числовій осі круглими і квадратними дужками і визначались роки можливих порушень однорідності

та стаціонарні ділянки, в межах яких проводилось осереднення кількості опадів (табл. 1.8) і будувався ступінчастий графік річної кількості опадів (рис 1.18).

Таблиця 1.8 – Середні значення кількості опадів в межах однорідної ділянки

№ п/п	Роки початку і закінчення однорідних ділянок	Середні значення r , мм
1	1900-1919	551
2	1920-1924	530
3	1925-1935	546
4	1936-1945	589
5	1946-1949	470
6	1950-1959	523
7	1960-1997	506

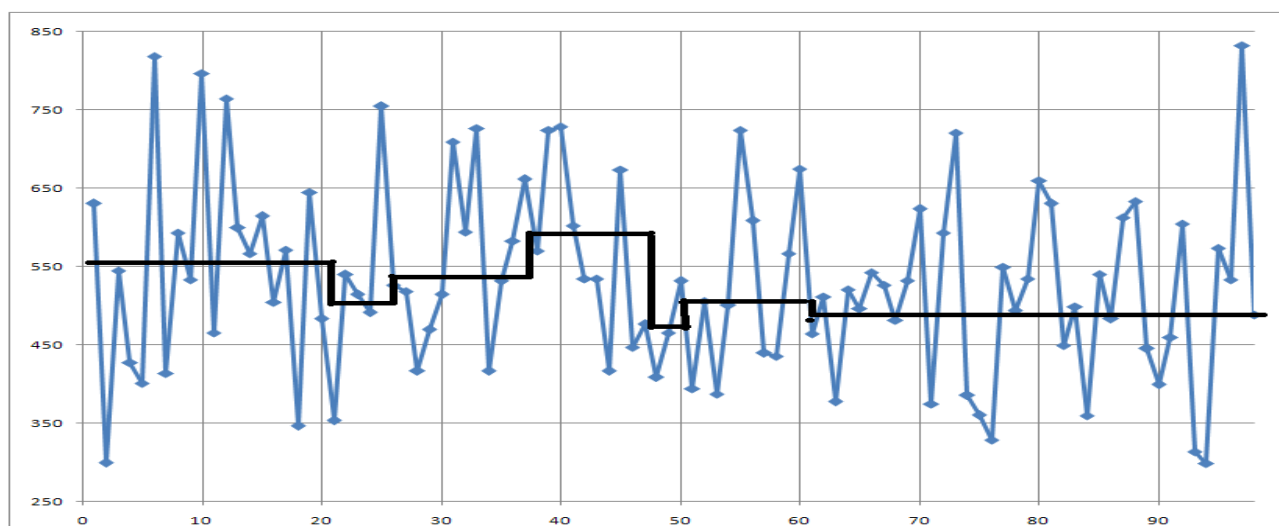


Рисунок 1.18 – Графік «ступінчастого тренда» ряду річної кількості опадів за період 1900-1998 рр. Сімферополь

З рис. 1.18 видно, що у досліджуваному ряді річної кількості опадів можна виділити сім однорідних ділянок. Величина кожної сходинки дозволяє кількісно судити про ступінь неоднорідності ряду. Слід зазначити, що твердження про неоднорідність не є категоричним, а має деяку заздалегідь встановлену ймовірність. Вибір ймовірності визначається задачею, для розв'язання якої використовується кліматичні характеристики ряду з урахуванням відповідної функції ризику. Таким чином, при виборі кількості інтервалів значення ряду об'єднуються в найбільш однорідні групи.

Далі за допомогою критерію Вілкоксона виконувалась перевірка гіпотези про належність виявлених сусідніх стаціонарних ділянок до одної й тої ж

генеральної сукупності на рівні значущості $\alpha = 0,05$ [7]. У табл. 1.9 наведено результати такої перевірки.

Таблиця 1.9 – Алгоритм проведення перевірки на однорідність

Номери ділянок	M_v	D_v	v	$t_{кр}$	U_x	U_y	Границі допустимих значень сумарної кількості інверсій	
							ліва	права
1-2	50	217	23	2,07	57	43	19,6	80,4
2-3	28	78	14	2,14	24	31	4,8	50,2
3-4	55	202	19	2,09	37	73	25,3	84,7
4-5	20	50	12	2,20	6	34	4,4	35,6
5-6	20	50	12	2,20	24	16	4,4	35,6
6-7	190	1552	46	2,01	204	176	110,8	269,2

Примітка. M_v – математичне сподівання, D_v – дисперсія, v – число ступенів волі, $t_{кр}$ – критична точка критерію Стюдента, U_x – число інверсій по X , U_y – число інверсій по Y

Результати розрахунків показали, що ряди річної кількості опадів першої і другої, другої і третьої, третьої і четвертої, четвертої і п'ятої, п'ятої і шостої, шостої і сьомої однорідних ділянок належать до одної і тої ж генеральної сукупності на рівні значущості 0,05. Тому при подальшому вивченні властивостей ряду річної кількості опадів його можна обробляти як єдиний ряд.

На рис. 1.19 представлено часову зміну річної кількості опадів за досліджуваний період 1900-1997 рр..

З наведеного рисунка видно, що від року до року відбуваються суттєві коливання кількості опадів, а за весь досліджуваний період можна помітити загальну тенденцію на зниження річної кількості опадів (за століття приблизно на 50 мм).

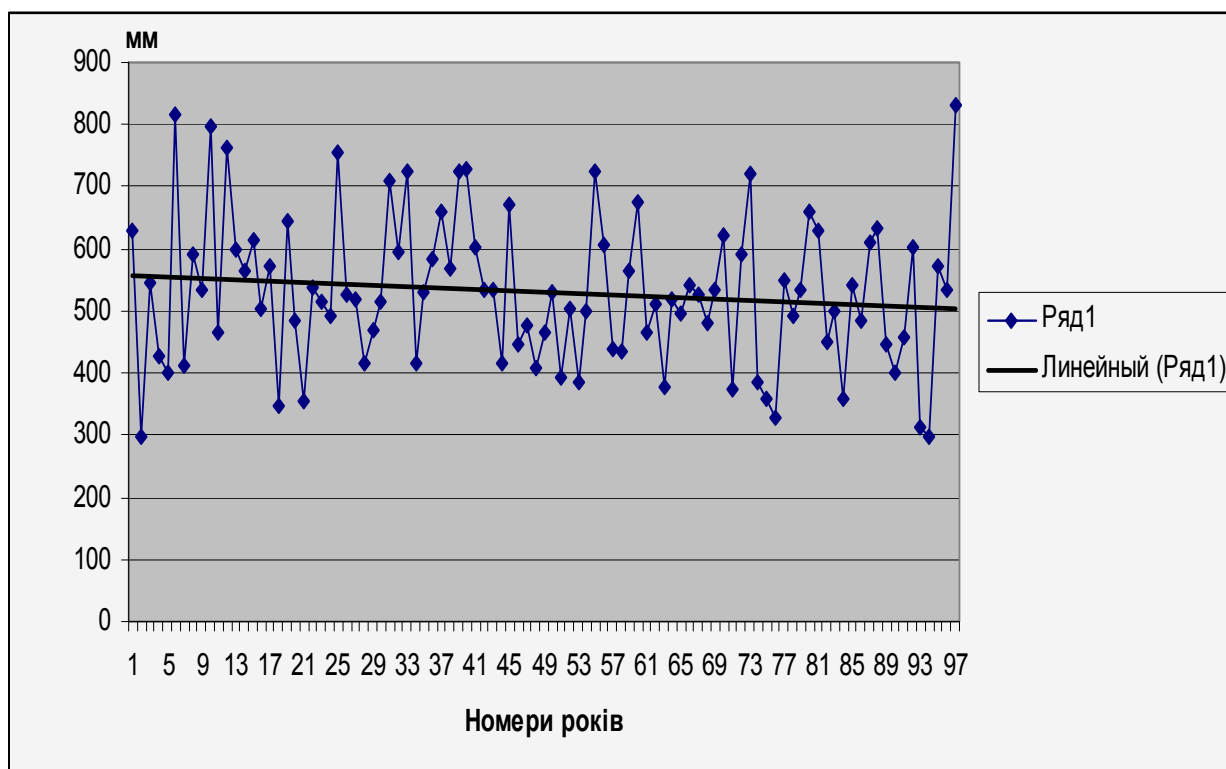


Рисунок 1.19 – Часова зміна кількості опадів з лінійним трендом

Розрахунки для ст. Херсон. Кількість градації опадів становила 10, шаг градації 53 мм. У табл. 1.10 наведено ліву і праву межі всіх градації і порядкові номери років відповідних градацій.

Таблица 1.10 – Згрупований ряд опадів

Градації, мм		Порядкові номери років
174	226	22, 46
227	279	5, 8, 25, 30, 35, 47, 52
280	332	9, 10, 12, 14, 24, 28, 29, 43, 49, 58, 59, 64, 90, 94, 95, 97
333	385	1, 4, 6, 21, 37, 38, 44, 48, 50, 51, 54, 60, 62, 65, 68, 69, 72, 73, 76, 84, 87, 92
386	438	2, 3, 17, 27, 32, 36, 45, 55, 56, 57, 70, 83, 88, 91
439	491	7, 11, 16, 18, 19, 23, 26, 33, 39, 41, 63, 66, 71, 74, 75, 77, 85, 100
492	544	13, 15, 20, 67, 79, 82, 96, 99, 101
545	597	31, 34, 40, 42, 53, 61, 80, 81
598	650	78, 86, 89
651	703	98
$\lambda_{кр} = 0,52$ з $P = 95\%$		

Далі розраховувалось $d_{кр}$ за формулою (1.5). Порядок визначення $d_{кр}$ та його значення наведено у табл. 1.11.

Таблиця 1.11 – Розраховані значення $d_{кр}$

Градації, мм		N_k	$d_{кр}$
174	226	2	17
227	279	7	10
280	332	16	13
333	385	23	10
386	438	14	13
439	491	18	12
492	544	9	18
545	597	8	15
598	650	3	27
651	703	1	51

Позначені у табл. 1.10 пари номерів, різниця між якими перевищує $d_{кр}$ у кожній градації, як вже згадувалось, розташовувались на числовій осі круглими і квадратними дужками і визначались роки можливих порушень однорідності та стаціонарні ділянки, в межах яких проводилось осереднення кількості опадів (табл. 1.12) і будувався ступінчастий графік річної кількості опадів (рис 1.20).

Таблиця 1.12 – Середні значення кількості опадів в межах однорідної ділянки

№ п/п	Роки початку і закінчення однорідних ділянок	Середні значення r , мм
1	1900-1915	226
2	1916-1919	279
3	1920-1924	332
4	1925-1946	385
5	1947-1961	438
6	1962-1965	491
7	1966-1978	544
8	1979-1988	597
9	1989-1999	650

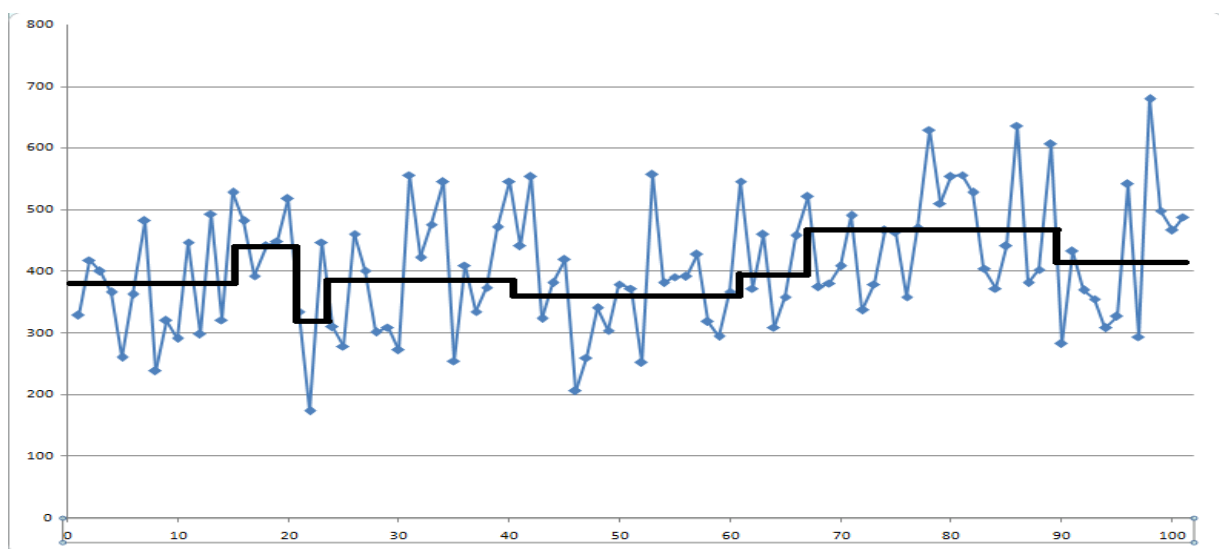


Рисунок 1.20 – Графік «ступінчастого тренда» ряду річної кількості опадів за період 1900-1998 рр. Херсон.

Далі за допомогою критерію Вілкоксона виконувалась перевірка гіпотези про належність виявлених сусідніх стаціонарних ділянок до одної і тої ж генеральної сукупності на рівні значущості 0,05 (табл. 1.13).

Результати розрахунків показали, що ряди річної кількості опадів першої і другої, другої і третьої, третьої і четвертої, четвертої і п'ятої, п'ятої і шостої, шостої і сьомої однорідних ділянок належать до одної і тої ж генеральної сукупності на рівні значущості 0,05. Тому при подальшому вивченні властивостей ряду річної кількості опадів його можна обробляти як єдиний ряд.

Таблиця 1.13 – Алгоритм проведення перевірки на однорідність

Номери ділянок	M_v	D_v	v	$t_{кр}$	U_x	U_y	Границі допустимих значень сумарної кількості інверсій	
							ліва	права
1-2	32	112	18	2,06	13	47	9,7	54,3
2-3	10	17	7	2,36	18	5	0,3	30,1
3-4	55	257	25	2,06	32	78	22,0	88,0
4-5	165	1045	35	2,03	157	143	99,4	230,6
5-6	30	100	17	2,11	26	34	8,9	51,1
6-7	26	78	15	2,13	13	39	7,3	44,7
7-8	65	260	21	2,08	46	84	31,5	98,5
8-9	55	202	19	2,09	30	79	25,3	84,7

На рис. 1.21 представлено часову зміну річної кількості опадів за досліджуваний період 1900-1999 рр..

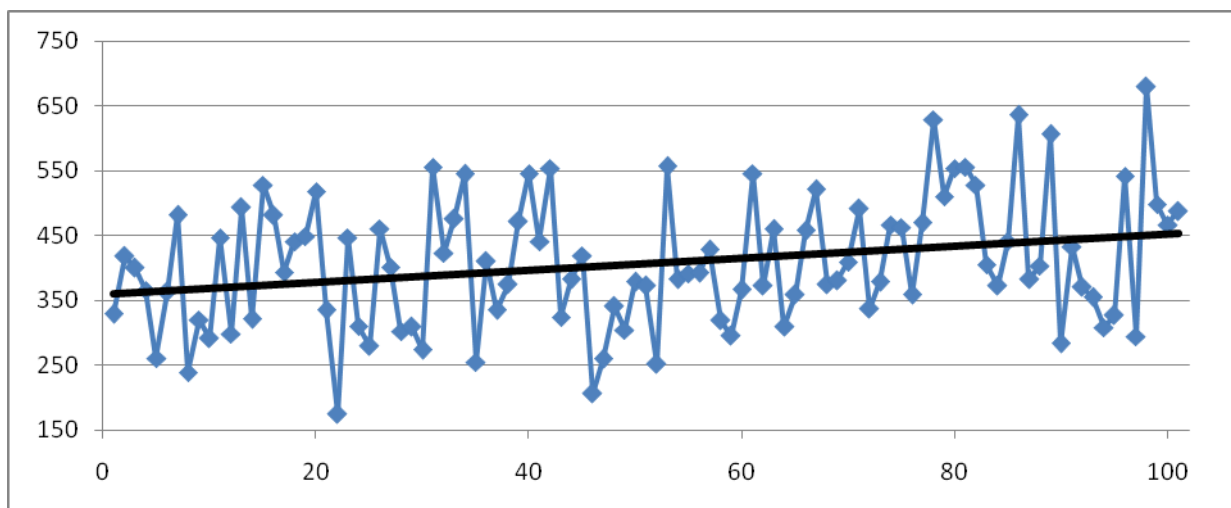


Рисунок 1.21 – Графік та тренд ряду річної кількості опадів за період 1900-1999 рр. Херсон.

З наведеного рисунка видно, що від року до року відбуваються суттєві коливання кількості опадів, а за весь досліджуваний період помітна добре виражена загальна тенденція на зростання річної кількості опадів (за століття приблизно на 100 мм).

1.3.3 Особливості змін режиму опадів у Причорноморській зоні України на рубежі XX і XXI століть (за даними Одеської та Миколаївської областей) частина

У даній частині розділу наводяться результати дослідження змін у режимі опадів у Причорноморській зоні України на межі століть. Для розв'язання цієї задачі, тобто для визначення тенденції змін кількості опадів за останні роки відносно середнього рівня було використано базовий період Всесвітньої Метеорологічної Організації 1961-1990 рр. і фактичні дані з опадів 15 станцій Одеської і Миколаївської областей за період з 1990 по 2009 роки. Це дало можливість порівняти характеристики з опадів цього періоду з кліматичною стандартною нормою, виявити певні особливості режиму зволоження за двадцятирічний період на межі століть, а також проаналізувати режим опадів кожного десятиріччя в цьому періоді. Використовуючи деякі кількісні характеристики континентальності клімату, визначені за даними по опадах, проаналізована тенденція змін у ступені континентальності клімату в районі дослідження за період більш ніж 100 років.

Як відзначалось, протягом XX і на початку XXI століть, у режимі опадів України намітились суттєві зміни. Але вони не однакові за напрямком і за

інтенсивністю. Ці відмінності характерні як для окремих територій, так і для сезонів року. Найбільш помітні і різноспрямовані зміни в режимі опадів відбувались в останнє двадцятиріччя.

Десятиріччя кінця XX і початку XXI століть відзначалось як екстремальне у порівнянні з минулими роками. Так, найтеплішими наприкінці XX ст. визнано 1998 рік, а на початку XXI ст. – 2009 рік. Інтерес представляють зміни, які відбуваються і в режимі опадів на межі цих двох століть.

Графік часового розподілу річної кількості опадів і їх сум за тепле і холодне півріччя, наведений на рис. 1.22 і 1.23, свідчить про те, що навіть на цьому незначному відрізку часу вони помітно змінюються від року до року. На станції Одеса, найбільша річна їх кількість припадає на 1997 рік (716 мм), досить значними вони були і у 2004 році (596 мм) (рис. 1.22). Найменшими сумами відрізняється 1992 рік, а в Миколаєві – 1994 рік, коли їх річні суми становили відповідно тільки 301 мм і 255 мм відповідно (рис. 1.22 і 1.23).

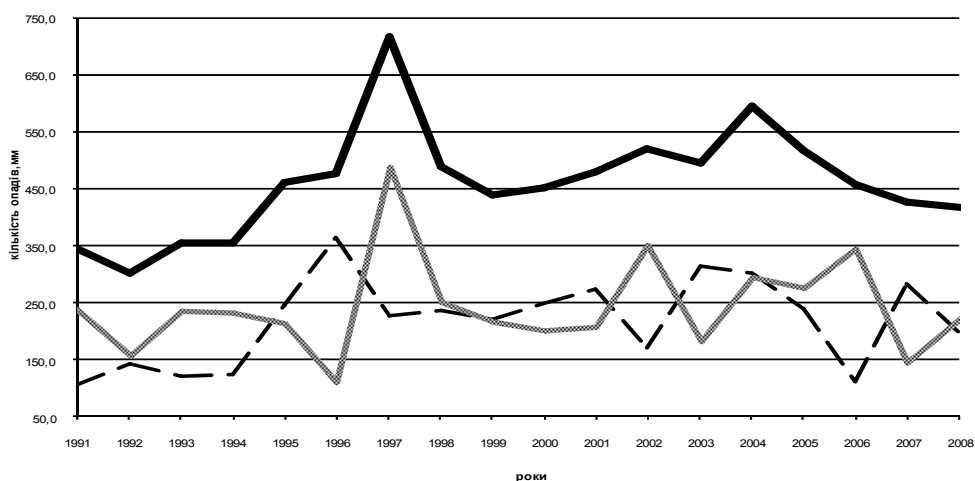


Рисунок 1.22 – Часовий розподіл кількості опадів. Одеса. 1990-2009рр.

Співставлення режиму опадів на півдні України на межі століть зі стандартними кліматичними нормами за період 1961-1990 рр. на основі різниць між ними дозволили встановити, що за останній 20-річний період на всій території дослідження, за винятком центральних районів Одеської області, у протилежність процесу, що відбувався протягом століття, спостерігаємо зменшення річної кількості опадів. Воно найбільш помітним було на півдні Одеської області, а також на сході і північному сході Миколаївської області: зменшення річної кількості опадів тут становило майже 40-50 мм. На решті території це зменшення коливалося від 5 до 10 мм. (рис. 1.24).

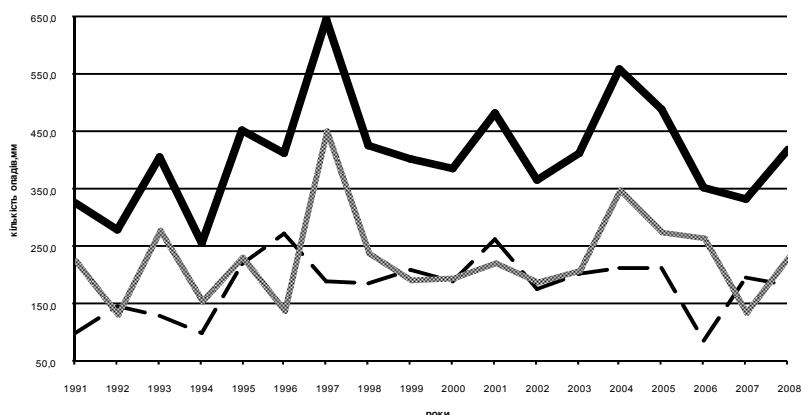


Рисунок 1.23– Часовий розподіл кількості опадів. Миколаїв. 1990-2009рр.

Для з'ясування внеску змін опадів окремих періодів у зміни їх річної кількості проведено аналогічне співставлення режиму опадів як теплого, так і холодного періодів. Встановлено, що у тепле півріччя на всій території дослідження, як і у річному розрізі, мало місце зменшення кількості опадів (рис. 1.25), а у холодному півріччі переважним було їх збільшення (рис. 1.26). Тобто загальна картина річної динаміки опадів формувалась за рахунок їх змін у теплий період. Але різноспрямованість цих тенденцій у тепле і холодне півріччя роблять оцінки змін опадів на основі їх річної кількості не показовими.

Найбільш помітним зменшенням опадів у теплий період відрізнялись південні і північні райони території дослідження (до -60 мм); у центральних районах Одеської області це зменшення не перевищувало 20 мм (рис. 1.25). У холодний період у протилежність теплому у центральних районах Одеської області відбувалось найбільше підвищення опадів, де воно досягало 60-70 мм. На схід і на північний схід інтенсивність цих змін значно менша: збільшення опадів становило тут 20-30 мм. І тільки на півночі Одеської області намітилась тенденція їх зменшення (рис. 1.26).

Співставлення середньої кількості опадів кожного з десятиріч з багаторічною середньою за все двадцятиріччя свідчить про суттєві їх розбіжності. Для першого десятиріччя притаманним було зменшення річної кількості опадів на значній території Одеської і Миколаївської областей (у межах 10-40 мм). І тільки південь Одеської області відрізняється їх збільшенням (рис. 1.27). У другому десятиріччі за характером змін територія дослідження поділилась на дві майже однакові частини: східні райони відрізнялись перевищенням річної кількості опадів на 20-40 мм в порівнянні з двадцятиріччям, а західні – їх зменшенням в середньому на 20 мм (рис. 1.28).

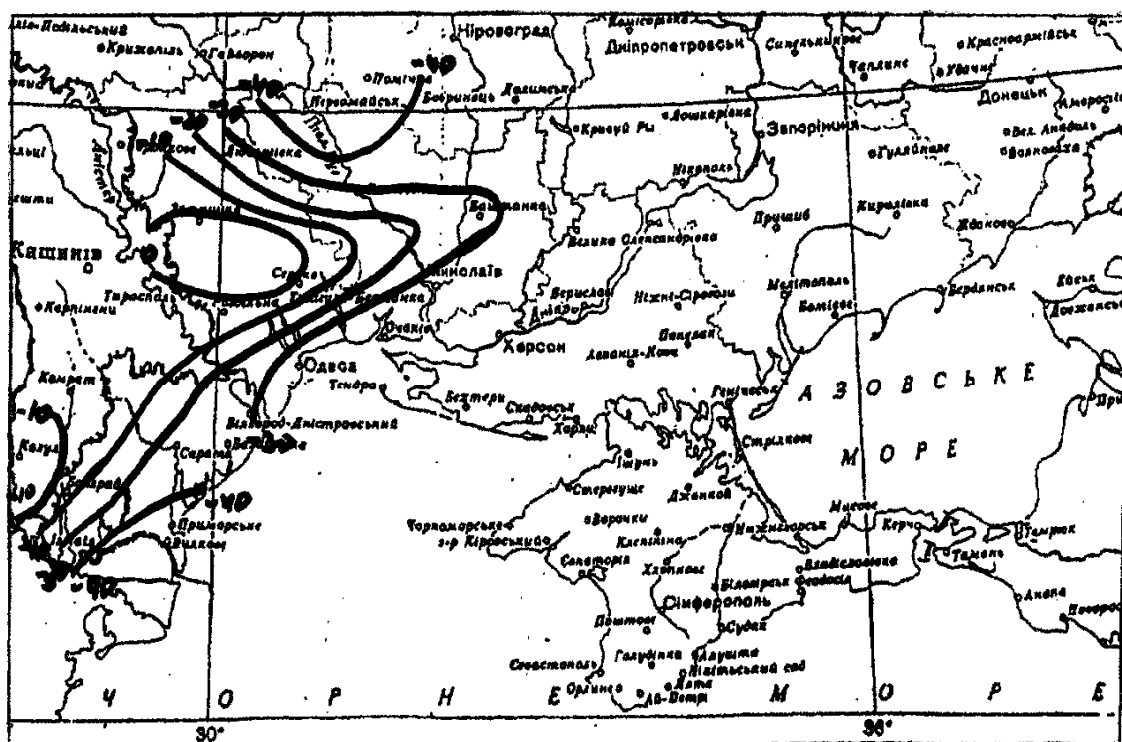


Рисунок 1.24 – Просторовий розподіл різниць багаторічної кількості опадів (мм) за різні періоди усереднення. Рік

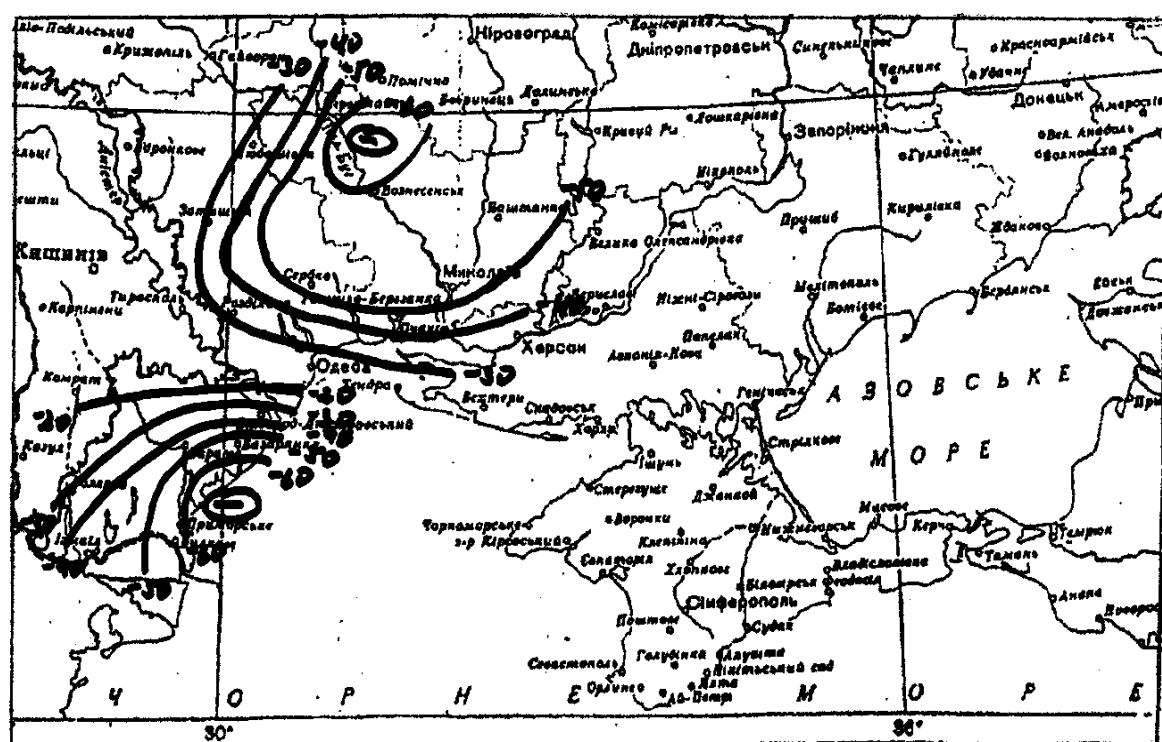


Рисунок 1.25 – Просторовий розподіл різниць багаторічної кількості опадів (мм) за різні періоди усереднення. Тепле півріччя

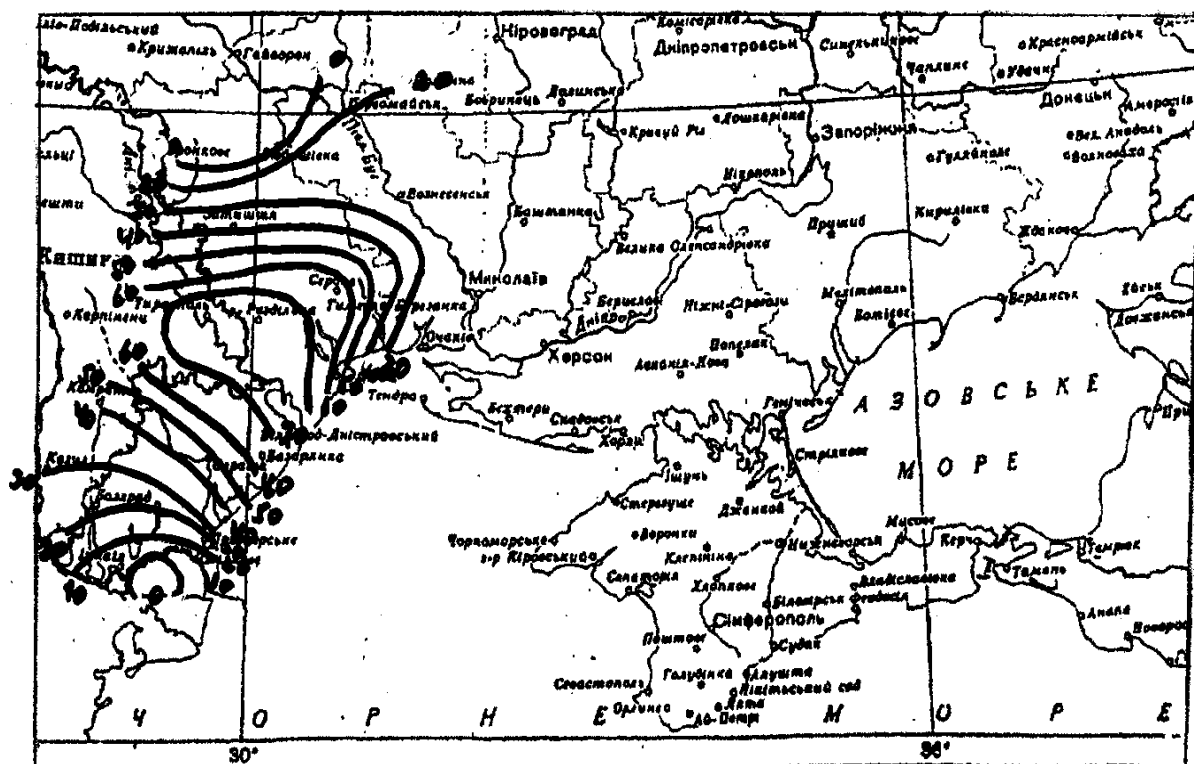


Рисунок 1.26 – Просторовий розподіл різниць багаторічної кількості опадів (мм) за різні періоди усереднення. Холодне півріччя

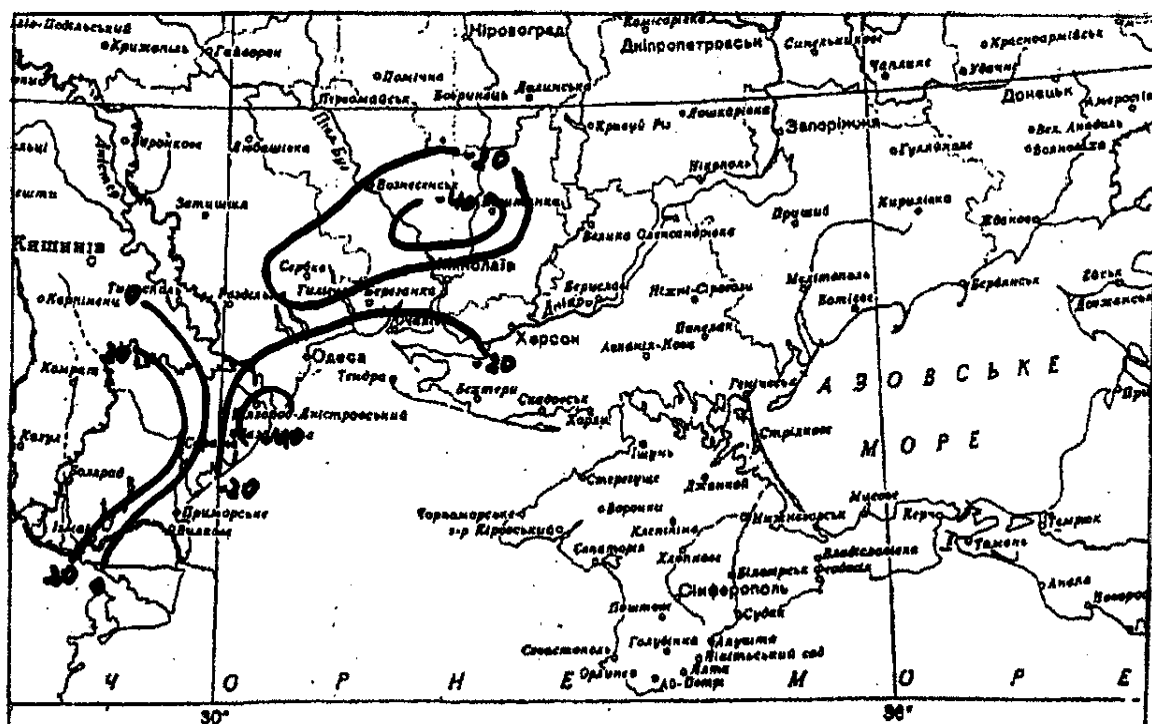


Рисунок 1.27 – Просторовий розподіл різниць багаторічної кількості опадів (мм) за перше десятиріччя (1990-1999рр.). Рік.

Характер змін опадів в тепле півріччя в першому десятиріччі протилежний змінам їх річної кількості: тут на значній території переважало їх збільшення. В другому десятиріччі характер змін опадів в теплий період майже співпадає з характером їх змін за рік (рис. 1.29 і 1.30).

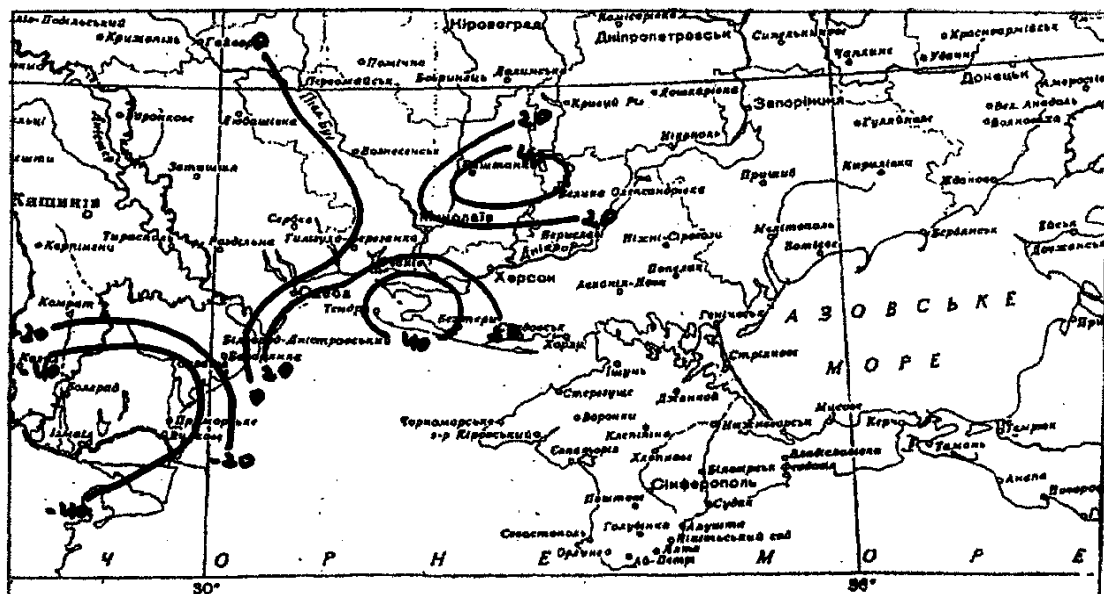


Рисунок 1.28 – Просторовий розподіл різниць багаторічної кількості опадів (мм) за друге десятиріччя (2000-2009рр.). Рік

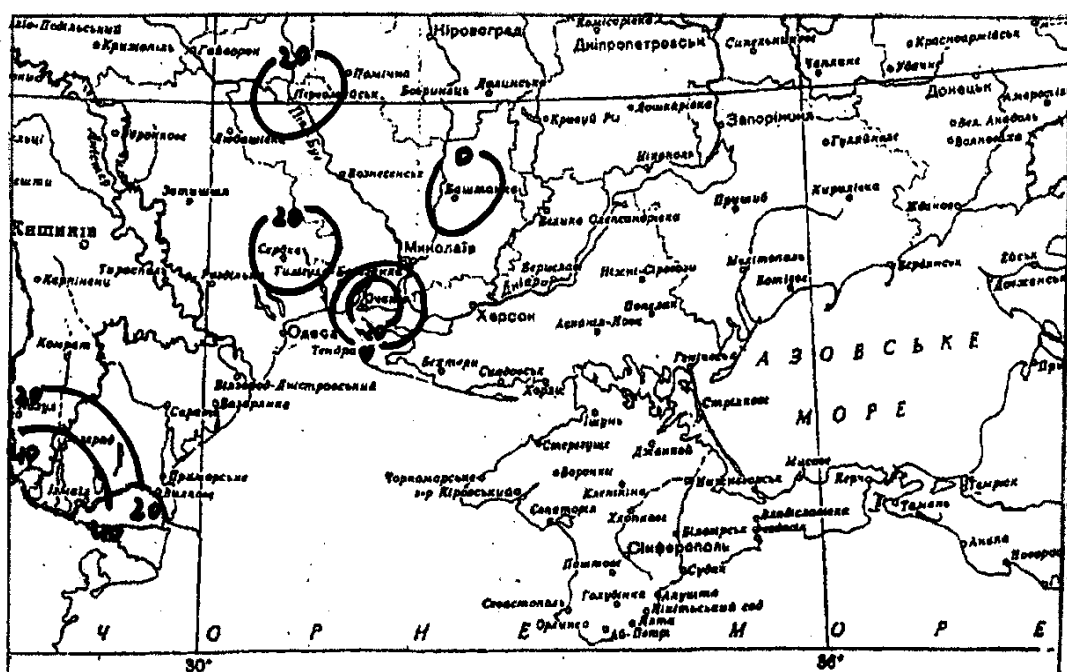


Рисунок 1.29 – Просторовий розподіл різниць багаторічної кількості опадів (мм) за перше десятиріччя (1990-1999рр.). Теплий період.

У холодний період по кожному окремому десятиріччю зміни кількості опадів схожі із змінами річних опадів. У перше десятиріччя у цей період відбувалось помітне зменшення опадів на сході і незначне збільшення в окремих районах на заході території дослідження (рис. 1.31).

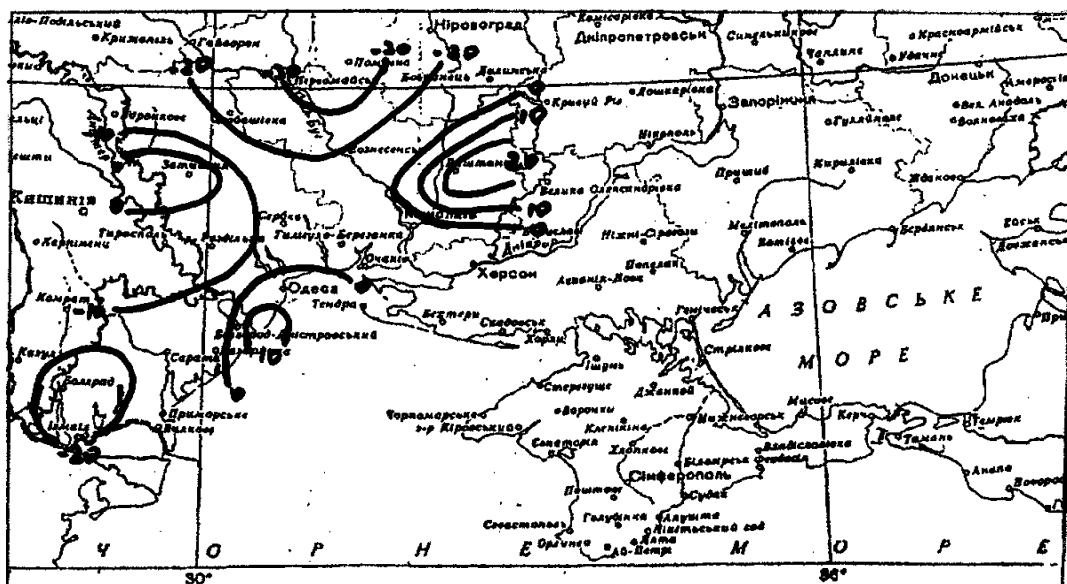


Рисунок 1.30 – Просторовий розподіл різниць багаторічної кількості опадів (мм) за друге десятиріччя (2000-2009рр.). Теплий період

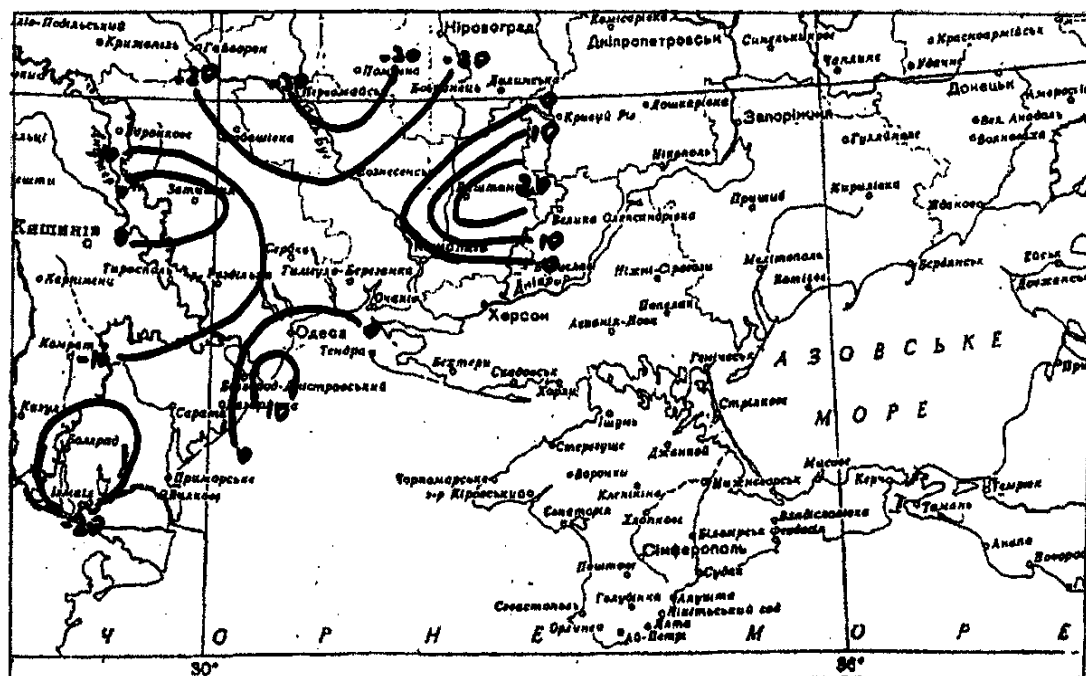


Рисунок 1.31 – Просторовий розподіл різниць багаторічної кількості опадів (мм) за перше десятиріччя (1990-1999рр.). Холодний період

У друге десятиріччя в холодний період на більшій частині Одеської і Миколаївської області зберігалось їх збільшення (рис. 1.32).

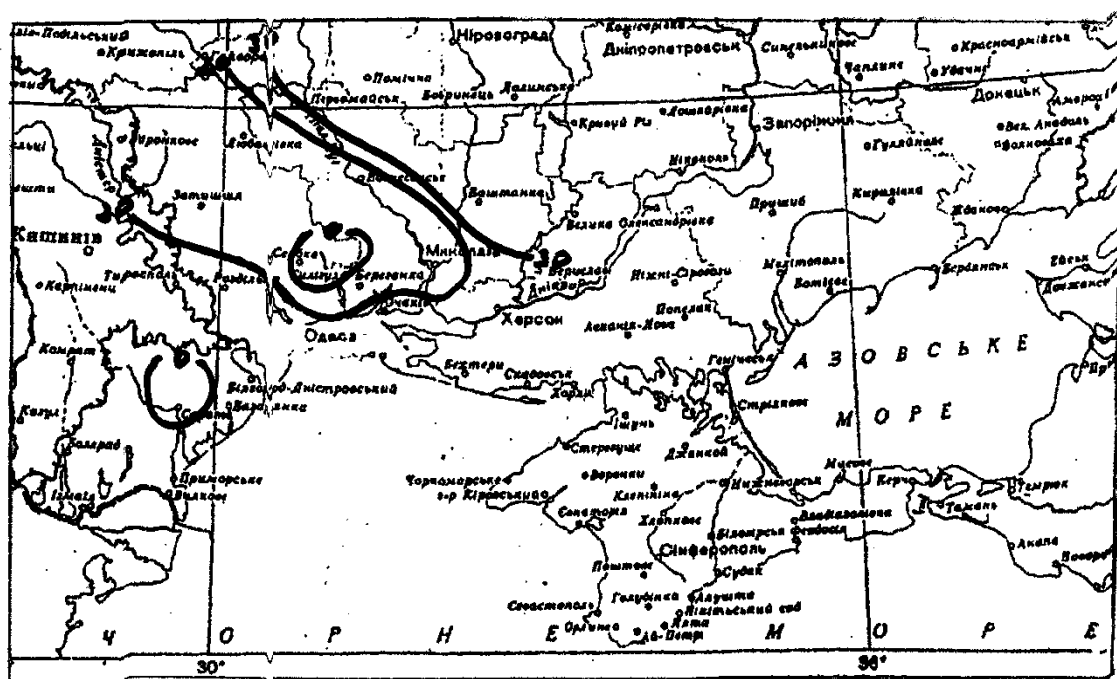


Рисунок 1.32 – Просторовий розподіл різниць багаторічної кількості опадів (мм) за друге десятиріччя (2000-2009 р.). Холодний період

Для визначення ролі кожного з десятиріч на межі століть у формуванні режиму опадів на станціях Одеса і Миколаїв були побудовані графіки – гістограми часового розподілу їх кількості за рік, теплий і холодний періоди (рис. 1.33 і 1.34).

Встановлено, за даними Одеси, річна кількість опадів за двадцятиріччя була близька до кліматичної стандартної норми (1961-1990 pp). Але окремі десятиріччя за режимом опадів відрізнялись. У перше десятиріччя мав місце недобір опадів за рік, а у друге – їх перевищення (рис. 1.33).

Аналогічний аналіз опадів за тепле і холодне півріччя показав, що на станції Одеса у теплий період вони були меншими за норму за рахунок недобору в останнє десятиріччя. У холодний період вони перевищували норму, але тільки за рахунок також останнього десятиріччя, у перше десятиріччя мав місце їх недобір (рис. 1.33).

На станції Миколаїв у теплий період спостерігаємо помітне зменшення опадів, як в цілому за двадцятиріччя, так і у кожному окремому десятиріччі. У холодне півріччя відмінностей від стандартної норми майже не спостерігаємо (рис. 1.34).

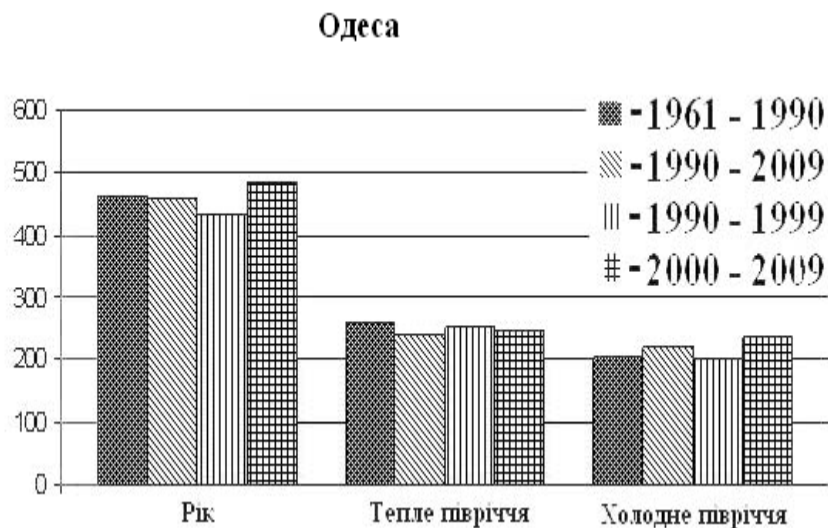


Рисунок 1.33 – Часовий розподіл середніх сум опадів за окремі десятиріччя. Одеса.

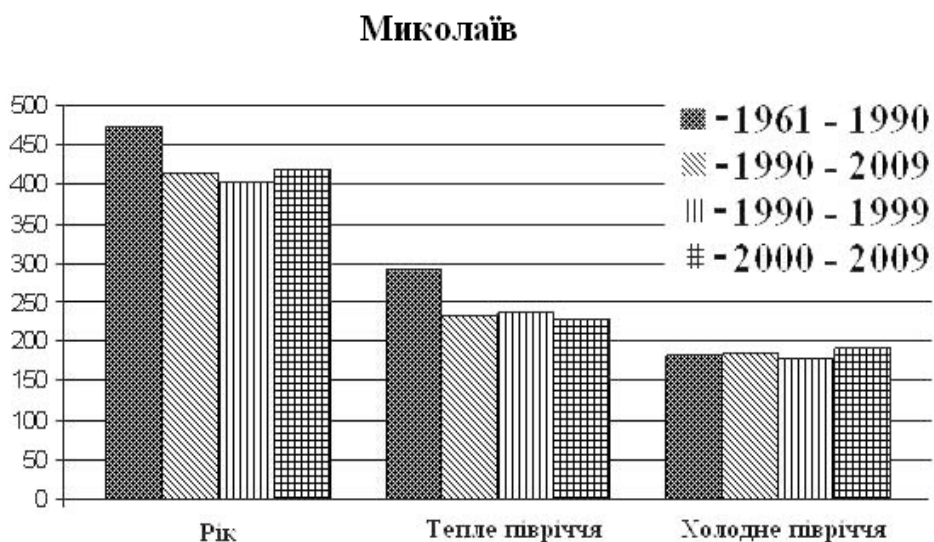


Рисунок 1.34 – Часовий розподіл середніх сум опадів за окремі десятиріччя. Миколаїв.

Використовуючи викладену у п. 1.2 методику, запропоновану Ц.А.Швер щодо оцінки континентальності клімату на основі даних з опадів, зроблена спроба з'ясувати характер змін у ступені континентальності клімату в останні десятиріччя, що найбільш помітно відбувається у південних регіонах. У доповнення того, що зроблено в цілому для території України це питання досліджено за даними останніх років, а саме 1961-1990 рр. і 1991-2009 рр.

Маючи в своєму розпорядженні багаторічні дані з кількості опадів за періоди 1891-1965 рр. і 1961-1990 рр., а також розраховані середні їх місячні значення за період 1991-2009 рр., проведено співставлення коефіцієнту C за три

різні відрізки часу. Це дало можливість встановити динаміку континентальності клімату у районі дослідження.

Приймаючи до уваги значення коефіцієнту $C = 1,75$, який є межею між континентальним і напівконтинентальним кліматом, простежена динаміка його розташування на території дослідження. Так, у період до 1965 року (рис. 1.35) лінія, що дорівнює цьому значенню коефіцієнта C , займає крайнє південне положення, розташовуючись майже вздовж узбережжя. Тобто вся територія Одеської і Миколаївської областей, окрім її південних районів, може бути віднесена до континентального типу клімату.

У наступний період (рис. 1.36) спостерігаємо зміщення положення цієї лінії на північний захід: територія з коефіцієнтом $C \geq 1,75$ зменшується, а збільшується територія з $C < 1,75$, тобто південні регіони переходять у напівконтинентальний тип клімату.

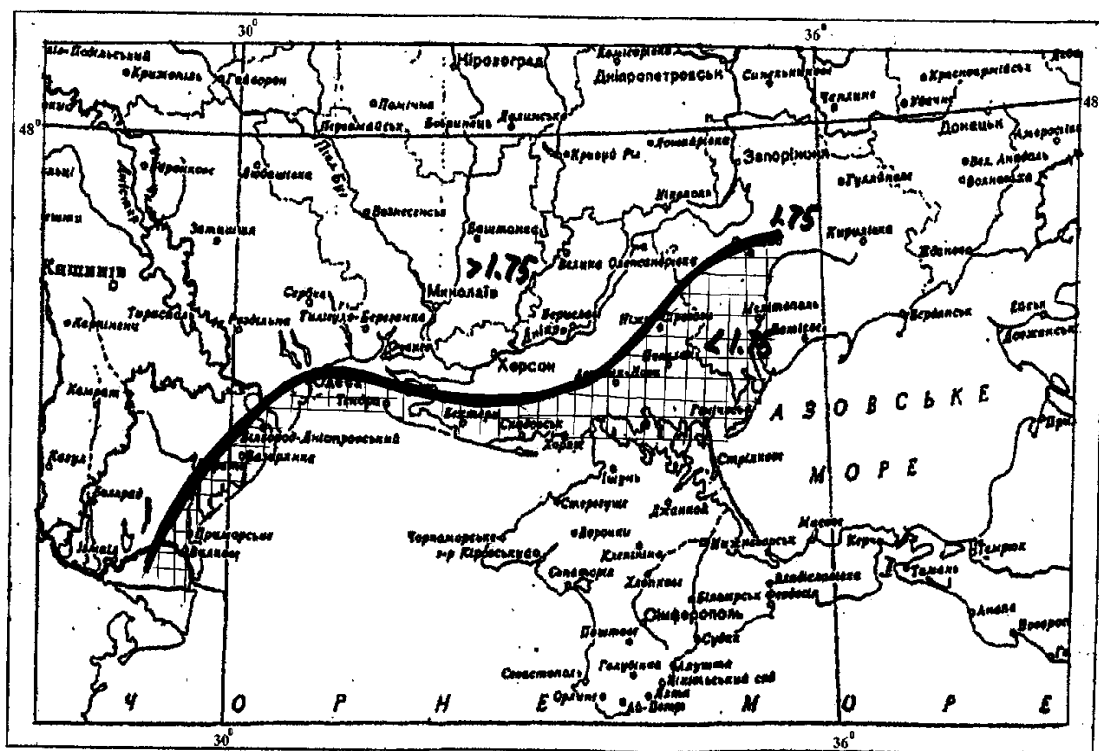


Рисунок 1.35 – Коефіцієнт континентальності. 1891-1965 рр.

Дані періоду на межі XX і XXI століть (рис. 1.37), свідчать про те, що вся територія дослідження перейшла в статус регіону з напівконтинентальним типом клімату: коефіцієнт C тут значно менший і не перевищує значення 1.4. І тільки південні райони Одеської області віднесені до неконтинентального типу клімату ($C \leq 1,0$).

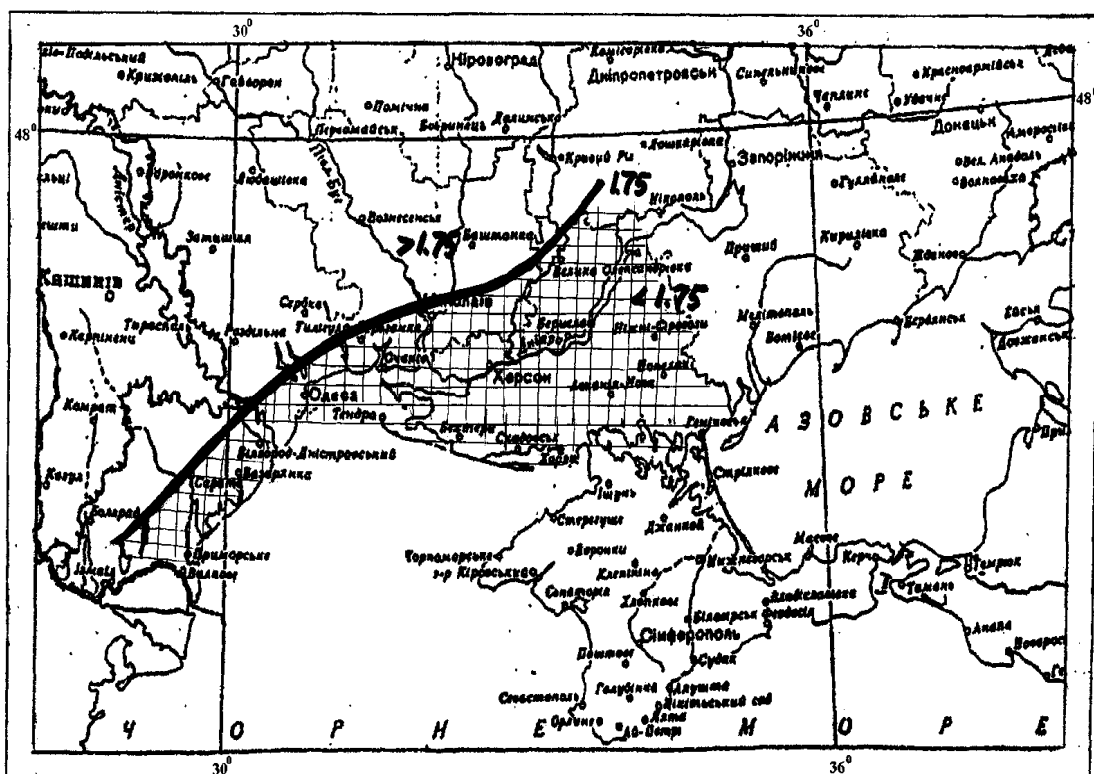


Рисунок 1.36 – Коефіцієнт континентальності. 1961-1990 рр.

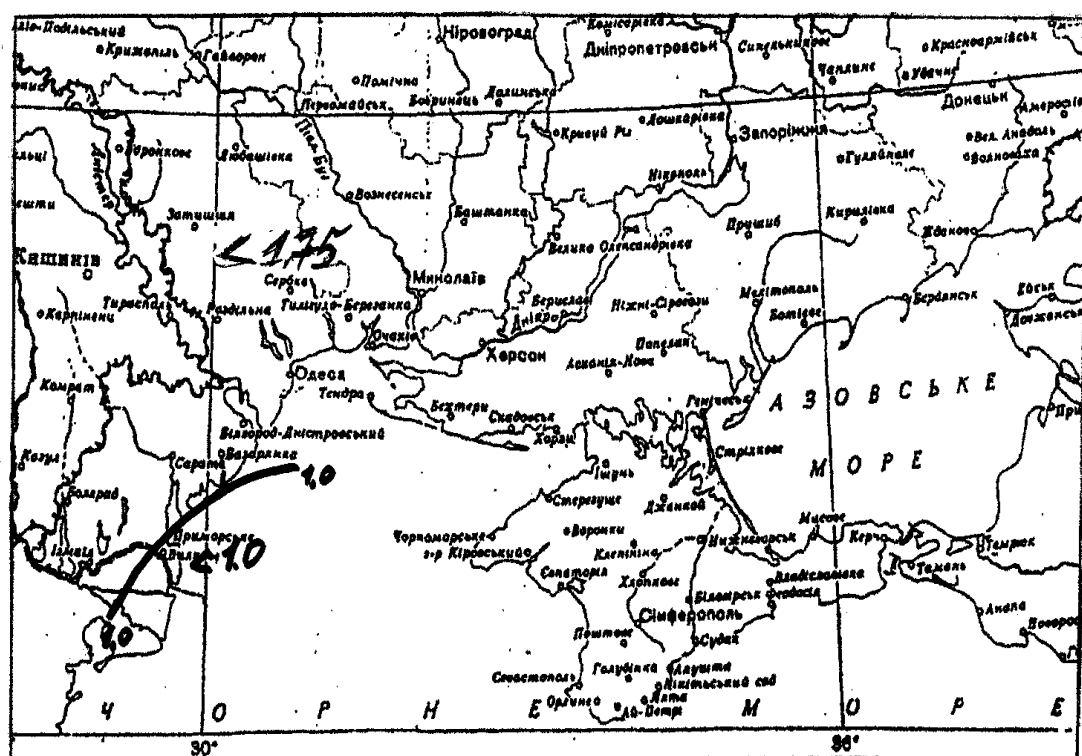


Рисунок 1.37 – Коефіцієнт континентальності. 1991-2009 рр.

Таким чином, з врахуванням змін, які відбувались в режимі опадів протягом XX сторіччя, на півдні території України спостерігалось зменшення континентальності клімату.

Співставлення змін у режимі опадів кожного десятиріччя з останніх двадцяти років свідчить про суттєві їх розбіжності: для першого десятиріччя властивим було зменшення річних опадів на значній частині території дослідження в межах 10-40 мм. І тільки на границі з Молдовою, у південній частині Одеської області тенденція цих змін протилежна; у другому десятиріччі за характером змін територія дослідження поділилася майже на дві однакові частини: східні райони відрізнялись збільшенням річної кількості опадів (20-40 мм), а західні – їх зменшенням (в середньому на 20 мм).

Характер змін опадів у тепле півріччя у першому десятиріччі протилежний змінам річної їх кількості: тут майже на всій території дослідження переважало їх збільшення. У другому десятиріччі характер змін опадів у теплий період майже співпадає з характером змін їх річної кількості.

У холодний період по кожному окремому десятиріччю характер змін майже схожий з змінами річної кількості опадів. У перше десятиріччя у холодному періоді відбувалось помітне зменшення опадів на сході, і незначне збільшення в окремих районах на заході території дослідження. У друге десятиріччя – на більшій частині Одеської і Миколаївської області зберігається їх збільшення.

Дані періоду на межі XX і XXI століть, свідчать про те, що вся територія дослідження перейшла у статус регіону з напівконтинентальним типом клімату.

Таким чином, період часу на межі XX і XXI століть за характером змін у режимі опадів відрізняється від тенденції, яка спостерігалась протягом минулого століття: намітилась незначна тенденція їх зменшення у річному розрізі. Але за періодами мають місце деякі розбіжності: для теплого півріччя характерним є їх зменшення, а у холодному півріччі спостерігається незначне їх збільшення.

1.3.4 Зміни режиму опадів на Кримському півострові

За даними Міжурядової групи експертів по змінах клімату, наданими у Національній доповіді про стан навколишнього природного середовища в Україні, з кінця XIX-го до початку XXI століття глобальна температура повітря зросла на $0,6 \pm 0,2^{\circ}\text{C}$. Кількість атмосферних опадів збільшилась на 8-10% в більшості районів високих і середніх широт північної півкулі, але у багатьох тропічних районах, навпаки, зменшилась. Просторовий розподіл опадів є

неоднорідним. Режим зволоження конкретної території характеризує внутрішню структуру, діапазон коливань кількості опадів за місяць, сезон, рік.

Актуальність даного дослідження полягає в необхідності вивчення регіональних особливостей режиму зволоження при глобальному потеплінні клімату. Тим більш, що зростання температури повітря в Україні відбувається більш швидкими темпами, ніж глобальне, відмічають багато авторів.

Метою цього етапу дослідження є виявлення тенденції змінювання режиму опадів на території Автономної республіки Крим.

Для реалізації поставленої мети використовувались багаторічні дані про сумму опадів (місячних, сезонних, річних) за 1891-1960 рр. (1-й період) і 1961-1990 рр. (2-й період) на 22 станціях, наведених відповідно у Довіднику по клімату [4] і Кадастрі клімату України [5].

Особливості циркуляції і рельєфу Кримського півострова зумовлюють значну просторову неоднорідність поля опадів. Так, кількість опадів за рік змінюється по території від значень трохи вищих за 300 мм у рівнинній частині до значень > 1000 мм в горах.

Процеси опадоутворення на рівнинній частині Кримського півострова формуються під впливом циркуляції, яка розвивається на півдні Європи. Більшість районів Криму відноситься до зони недостатнього зволоження, причому на західному і східному узбережжях опадів випадає трохи менше (приблизно на 100-150 мм), ніж у внутрішніх районах півострова. Так, з 1891 р. по 1960 р. у Чорноморському в середньому за рік випадало 316 мм, а у Клепініно 466 мм. Зменшення опадів у прибережних районах відбувається під впливом моря, особливо помітним навесні і влітку, коли відносно холодна поверхня моря перешкоджає розвитку конвекції.

На режим зволоження Кримського півострова впливають і Кримські гори, розташовані у південно-східній частині півострова. Кримські гори невисокі (окремі вершини сягають 1200-1500 м), проте вони сприяють посиленню термічної і динамічної турбулентності повітря, створюють умови для підйому повітряних мас, тобто формують власний гірський режим зволоження. Характерною його особливістю є вертикальна зональність в розподілі вологості повітря, кількості опадів і інших метеорологічних величин.

На північно-західних схилах Кримських гір кількість опадів зростає порівняно з рівнинною територією на 15-20%. На східних схилах кількість опадів зменшується на 25% порівняно з максимальною кількістю на височині. На південних схилах гір кількість опадів з висотою зростає більш інтенсивно, ніж на північно-східних пологіх схилах [9].

Таким чином, гірські плато (яйли), між гірські долини і котловини, відмінність в їх орієнтації і відкритості по відношенню до вологонесучого потоку зумовлює доволі складний розподіл опадів в горах. Наприклад, на станції Карабі-Яйла (північно-східна частина Головної гряди Кримських гір,

висота 987 м), сума опадів за рік становить 595 мм, а на станції Ай-Петрі (південно-західна частина Головної гряди, висота 1180 м) вона досягає 1052 мм. В результаті на загальному фоні недостатнього зволоження, в горах утворюється область з підвищеним зволоженням.

Особливості циркуляції і сумісний вплив Кримських гір і Чорного моря утворюють на півдні півострова зону субтропічного клімату з властивим їй характером опадоутворення. Річна кількість опадів на Південному узбережжі Криму не на багато перевищує кількість опадів, що випадають у степовій зоні і становлять 500-600 мм. У теплий період там випадає менше опадів, ніж у степовому районі, а в холодний, навпаки, трохи більше.

Розподіл кількості опадів по території для теплого (квітень-жовтень) і холодного (листопад-березень) періодів в цілому і окремо по місяцях у загальних рисах подібне до розподілу їх у сумі за рік, але більш нерівномірне через те, що характеризує менший інтервал часу.

У теплий період року на більшій частині території Криму кількість опадів змінюється в межах 200-300 мм, на височинах досягає 400 мм і більше. У холодний період опади розподіляються більш нерівномірно. На рівнинній території їх кількість коливається в межах 120-180 мм, на схилах гір становить більше 250 мм, а на високо гірських плато досягає 500-600 мм. Таким чином, на рівнинній території Криму і у передгір'ї кількість опадів у теплий період на 15-20% вища, ніж у холодний. Це зумовлено великою інтенсивністю весняних і літніх зливових опадів. У холодний період, особливо взимку і восени, опади хоча і більш тривалі, але менш інтенсивні. На Південному березі Криму і у південній частині Кримських гір, навпаки, кількість опадів у холодний період більша, ніж у теплий, що в значній мірі пов'язано з виходом на Чорне море середземноморських циклонів [3].

У коливаннях кількості опадів протягом року спостерігається деяка сезонна періодичність. На рис. 1.38-1.40 в якості прикладу наведено річний хід опадів на декількох досліджуваних станціях. Річний хід опадів відрізняється амплитудою коливань, величинами максимальних і мінімальних значень, які спостерігаються не в одні і тіжсезони. Так у степовому Криму у багаторічному розрізі максимум опадів відмічався у червні-липні, а на Південному березі і південній частині гір – у січні або грудні, на західному і східному узбережжях річний хід опадів виражений нечітко. Найменша кількість опадів у Криму навесні, причому на 95% станцій степової зони його – у березні, а на Південному березні-квітні.

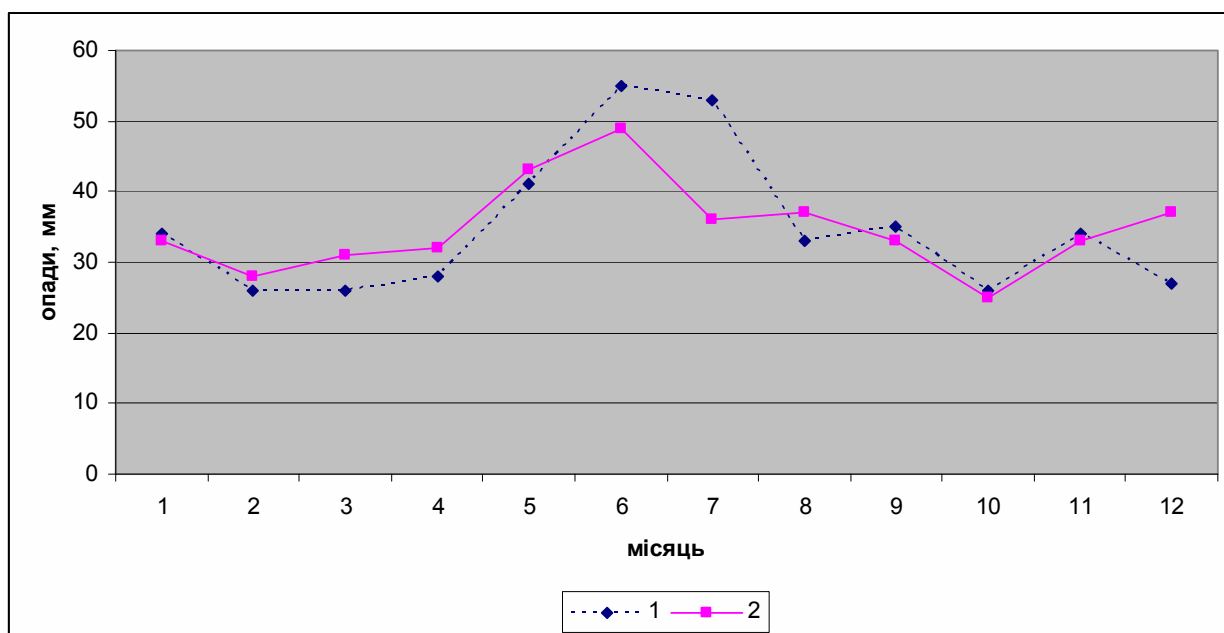


Рисунок 1.38 – Річний хід опадів за два періоди (1–1891-1960 рр.; 2–1961-1990 рр.). Джанкой

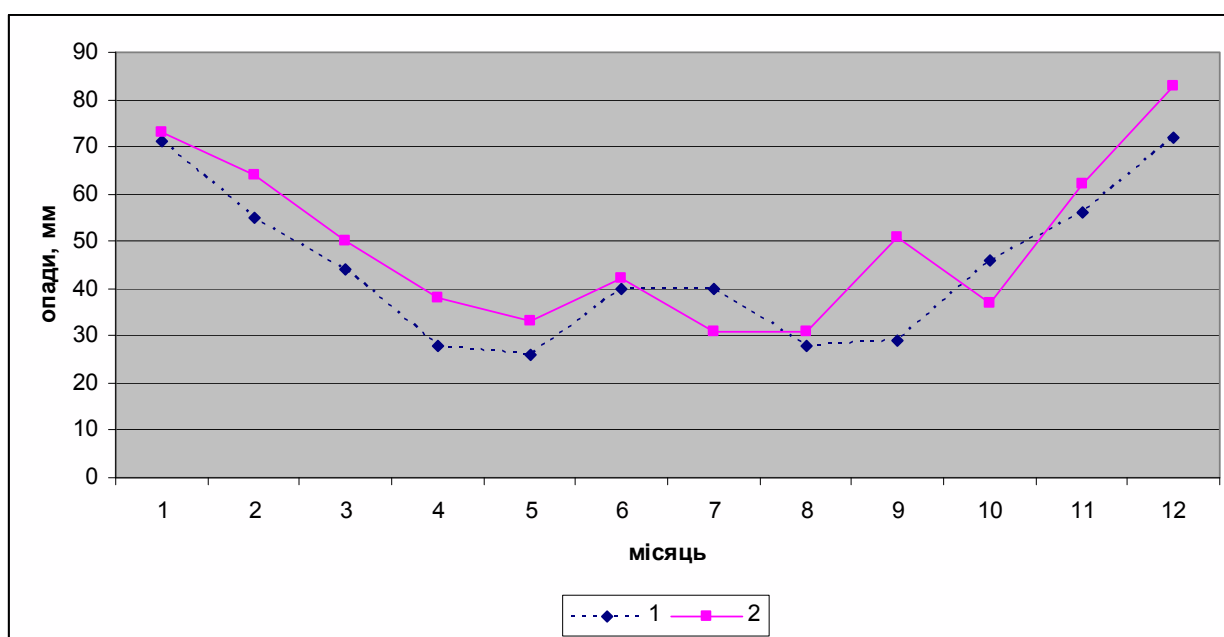


Рисунок 1.39 – Річний хід опадів за два періоди (1–1891-1960 рр.; 2–1961-1990 рр.). Нікітський Сад

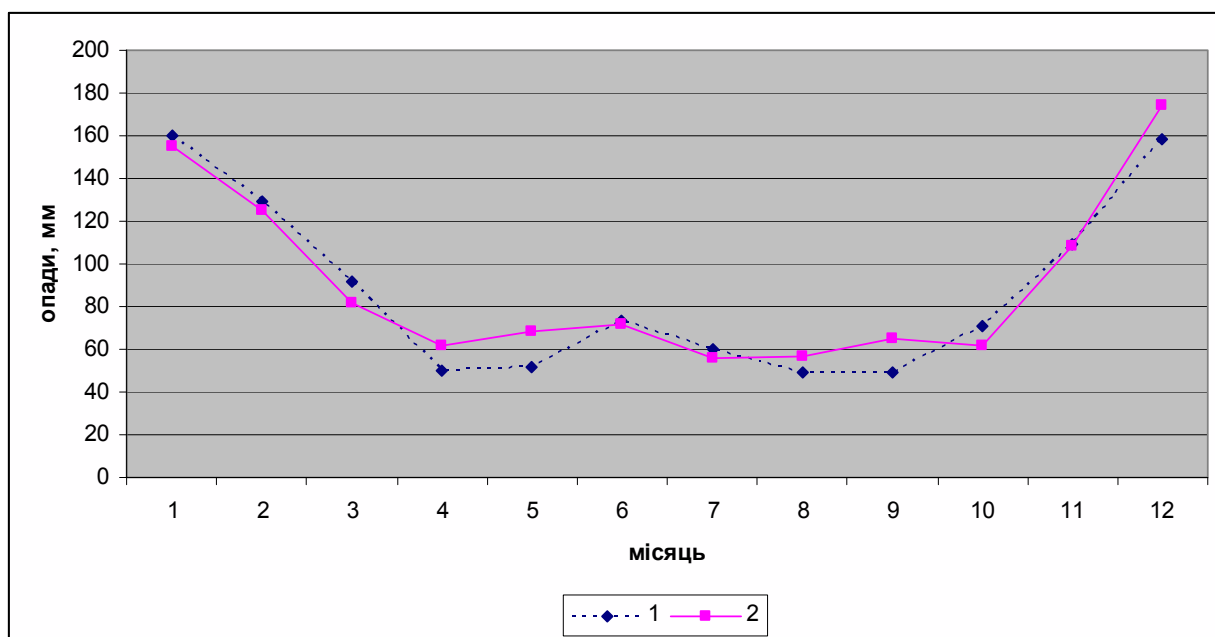


Рисунок 1.40 – Річний хід опадів за два періоди (1 – 1891-1960 рр.;
2 – 1961-1990 рр.). Ай-Петрі

На цих рисунках зображено річний хід опадів за два періоди: 1891-1960 і 1961-1990 рр.. З наведених графіків видно, щорічний хід опадів став більш згладженим. Найбільша кількість опадів за обидва періоди у степовому Криму випадала – влітку, у східній частині Криму і на Південному березі Криму – взимку, мінімум опадів змістився на осінню пору року (жовтень) практично на всій території.

У літні місяці кількість їх у першому періоді в степовому Криму становила 26-61 мм, на західному і східному узбережжях – від 23 до 65 мм. У зимові місяці на Південному березі Криму і південній частині гір – 55-160 мм, на західному і східному узбережжях – від 28 до 41 мм. У другому періоді степовому Криму літні місяці випадало 35-60 мм опадів, на західному і східному узбережжях – 33-51 мм. У зимові місяці на Південному березі Криму і південній частині гір – 36-174 мм.

У грудні в період 1961-1990 рр. порівняно з 1891-1960 рр. відмічається тенденція до зростання кількості опадів. До того ж саме у цьому місяці відбулось найбільше зростання кількості опадів на більшості станцій. Максимальна кількість опадів становила 174 мм (Ай-Петрі), а мінімальна – 35 мм (Ішунь). У табл. 1.14 наведено різниці кількості опадів між другим і першим періодами.

Найбільше зростання кількості опадів у другій половині минулого століття у грудні спостерігалось на ст. Карабі-Яйла і становило 46 мм. Доволі різке зростання опадів відбулось і на станціях Орлине, Опасне, Керч (відповідно 24, 23, 14 мм) та інших. Усічні і лютому характер змінювання

опадів від першого до другого періоду більш складний. Приблизно на 60% станцій спостерігалось збільшення кількості опадів. Хоча найбільше збільшення їх на ст. Карабі-Яйла. В цілому за зиму кількість опадів збільшилась на 95% станцій.

Таблиця 1.14 – Різниця кількості опадів за два різні періоди (II-I)

Станція	Місяць												XI - III	IV - X	Сума
	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII			
Ішунь	3	3	5	5	3	-6	5	5	11	-5	2	6	19	18	37
Джанкой	-1	2	5	4	2	-6	-17	4	-2	-1	-1	10	15	-16	-1
Клепиніно	-6	1	1	-3	-3	-2	-17	-5	-6	-2	-5	9	0	-38	-38
Чорноморське	1	8	7	8	3	5	12	10	18	-11	8	11	35	45	80
Нижньогірськ	-7	-1	-1	2	-2	-17	-22	5	-11	-7	-5	11	-3	-52	-55
Мисове	1	2	6	9	11	-6	-2	2	10	-7	6	13	28	17	45
Керч	-1	2	22	5	4	-4	-8	6	6	-7	3	14	20	2	22
Опасне	8	6	5	8	5	-6	-1	9	7	-7	8	23	50	15	65
Євпаторія	-2	4	7	8	4	9	9	3	6	-9	3	4	16	30	46
Владиславівка	1	0	6	9	13	4	-1	23	4	-3	4	12	23	49	72
Білогірськ	2	-2	6	2	5	-7	7	12	8	-1	6	15	27	26	53
Сімферополь	-1	-1	4	1	3	-12	-6	7	1	-4	3	9	14	-10	4
Феодосія	6	5	7	7	6	1	-4	26	7	-5	1	16	35	38	73
Карабі-Яйла	39	31	26	10	-2	3	5	14	4	0	13	46	155	37	192
Поштове	1	-2	5	4	13	3	0	0	2	-1	10	6	20	21	41
Алушта	0	3	6	11	3	8	-1	10	9	-7	1	6	16	33	49
Севастополь	5	6	6	4	5	12	10	8	8	-9	10	12	39	38	77
Херсонес	7	7	11	6	2	11	9	6	3	-7	9	10	44	30	74
Нікітський Сад	2	9	6	10	7	2	-9	3	22	-9	6	11	34	26	60
Ялта	-10	-12	5	10	-10	9	0	12	5	8	-19	-5	-41	34	-7
Ай-Петрі	-5	-4	-10	12	16	-1	-4	8	16	-9	-1	16	-4	38	34
Орлине	13	-4	0	10	13	6	23	25	13	-14	-2	24	31	76	107

У березні-травні на 80-95% станцій спостерігалось збільшення кількості опадів в основному на 1-9 мм, а на півдні півострова – до 26 мм (Карабі-Яйла). За весняний сезон кількість опадів збільшилась на 91% станцій.

У червні і липні на 45-50% станцій зареєстровано зменшення кількості опадів, причому більше – у липні у степовому Криму – 17-22 мм. А у серпні практично на всьому півострові – збільшення кількості опадів від 2 до 26 мм (максимум – у східних районах Криму). В цілому за літній сезон кількість опадів збільшилась на 68% станцій.

У жовтні майже на всіх станціях – зменшення кількості опадів від 1 до 14 мм (ст. Орлине). У вересні і листопаді відбулось зменшення кількості опадів у степових районах Криму, на решті території в основному їх збільшення до 22

мм (Нікітський Сад). Ілише в Ялті, на Ай-Петрі і Орлиному в листопаді кількість опадів зменшилась. В цілому за осінню пору року кількість опадів збільшилась на 77% станцій.

Аналіз змін сумм опадів за холодний (XI-III) і теплий (IV-X) періоди показав, що вони характеризуються тенденцією до збільшення на 80% станцій. Найбільше зростання кількості опадів спостерігалось в холодний період на ст. Карабі-Яйла і становило 155 мм.

Річні суми опадів за перший і другий періоди на 80% станцій збільшились. Максимум різниць річних сумм опадів (II-I) становив 192 мм (ст. Карабі-Яйла). Зменшення річних сум опадів на 1-55 мм відбулось у північних районах Криму (Джанкой, Клепініно, Нижнегірськ).

В середньому по Криму у холодний період кількість опадів збільшилась майже на 16%, теплий – 10%, за рік – 11%.

Далі розглядались суми опадів за календарні сезони (табл. 1.15).

Таблиця 1.15 – Частка (%) сезонних опадів у річних сумах першого (I) і другого (II) періодів

Станція	Зима		Весна		Літо		Осінь	
	I	II	I	II	I	II	I	II
Ішунь	23	24	23	24	30	28	24	24
Джанкой	21	24	23	25	34	29	23	22
Клепініно	21	24	23	24	34	31	23	22
Чорноморське	27	26	19	20	25	27	29	27
Нижнегірське	21	24	23	25	34	30	23	20
Мисове	25	26	21	25	30	25	24	24
Керч	25	27	15	22	32	29	24	23
Опасне	25	29	20	21	31	27	24	22
Євпаторія	29	27	19	22	25	27	27	24
Владиславовка	25	24	22	25	29	30	25	22
Білогорськ	21	22	24	24	34	32	21	21
Симферополь	24	25	21	23	32	30	23	23
Феодосія	25	27	22	23	28	29	25	22
Карабі-Яйла	22	31	24	22	30	25	25	21
Поштове	28	27	18	21	29	28	24	24
Алушта	35	33	19	21	21	22	26	24
Севастополь	30	30	19	19	21	24	30	27
Херсонес	30	30	19	20	19	22	32	27
Нікітський Сад	37	37	18	20	20	17	24	25
Ялта	43	39	18	19	15	18	25	24
Ай-Петрі	42	42	18	20	17	17	22	22
Орлине	35	35	19	19	20	25	26	22

Єдиний часовий параметр (три місяці) дає гарний фон для порівняння кількості опадів у різні сезони. Частка зимових опадів від першого періоду до другого в основному збільшилась по всій досліджуваній території. При цьому у другому періоді внесок зимових опадів у річну суму збільшився у степовому Криму від 21-25% до 24-26%, на сході півострова – до 27%. На Південному березі Криму частка зимових опадів на переважній кількості станцій не змінилась і є найбільшою (до 42%), а на заході – навіть трохи зменшилась.

Частка весняних опадів у північних районах півострова перевищувала 20%. На Південному березі Криму навесні випадало менше 20% всіх опадів за рік. Від першого періоду до другого внесок весняних опадів у річну суму трохи збільшився практично по всій території від 1 до 7%.

Частка літніх опадів переважала у північних районах (>30%) і за останнє тридцятиріччя зменшилась. У південних районах Криму внесок літніх опадів був майже вдвічі меншим, а з часом він декілька збільшився.

Частка осінніх опадів по всій території в основному зменшилась на 1-5%.

Типи річного ходу опадів по території Криму виділялись по співвідношенню весняно-літніх (березень-серпень) і осінньо-зимових (вересень-лютий) сум опадів, яке характеризує ступінь континентальності клімату $\frac{\sum X_{III-VIII}}{\sum X_{IX-II}} = C$. Результати розрахунків для обох періодів наведено в табл.

1.16.

З цієї таблиці випливає, що на більшій частині Кримського півострова – у центральному його районі, у Присивашші, на Керченському півострові, у північно-східній частині Кримських гір (Карабі-Яйла) і у східній частині узбережжя – річний хід опадів належить до напівконтинентального типу клімату ($1,75 > C > 1,0$) з незначним перевищенням сум опадів весняно-літнього періоду над осінньо-зимовим, особливо на прибережних станціях. Кількість опадів у зимові місяці змінюється від 20 до 35 мм, а в літні – від 25 до 60 мм.

Неконтинентальний тип річного ходу опадів ($C < 1$) з максимумом взимку характерний для західного узбережжя півострова, а також для Південного берегу Криму і південно-західної частини Криму (Ай-Петрі). Тут кількість опадів в осінньо-зимовий сезон у півтора-два рази перевищує їх кількість у весняно-літній сезон. На рівнинній частині відмічається значна мінливість амплітуди опадів – від 13 на південно-західному узбережжі до 50 мм на Південному березі Криму. У високогір'ї лише на південно-західному схилі Кримських гір амплітуда інтенсивно зростає з висотою від 49 мм біля підніжжя гір (Ялта) до 110 мм і більше на плато (Ай-Петрі) [9].

Таблиця 1.16 – Характеристики річного ходу опадів першого (I) і другого (II) періодів

Станція	А мм		А%		$\Delta A\%$	С		Опади, мм		Опади, мм	
	I	II	I	II		I	II	$X_{III-VIII}$	X_{IX-II}	$X_{III-VIII}$	$X_{III-VIII}$
Ішунь	19	14	6	4	-2	1,1	1,1	177	159	194	179
Джанкой	29	24	7	6	-1	1,3	1,2	236	182	228	189
Клепінине	32	32	7	7	0	1,3	1,2	263	203	234	194
Чорноморське	18	19	6	5	-1	0,8	0,9	139	177	184	212
Нижнегірське	32	22	7	5	-2	1,3	1,2	261	203	226	183
Мисове	18	22	5	6	1	1	1	168	161	188	186
Керч	46	25	11	6	-5	1	1	194	198	219	215
Опасне	25	35	6	8	2	1,1	0,9	205	195	225	240
Євпаторія	20	16	6	4	-2	0,8	1	158	200	198	206
Владиславовка	17	22	5	5	0	1	1,2	181	176	235	194
Білогірськ	42	34	10	7	-3	1,4	1,3	244	179	269	207
Симферополь	33	23	7	5	-2	1,1	1,1	266	235	263	242
Феодосія	18	26	5	6	1	1	1,1	189	187	232	217
Карабі-Яйла	44	55	7	7	0	1,1	0,9	319	279	375	412
Поштове	25	27	5	5	0	0,9	1	231	251	256	267
Алушта	32	31	7	7	0	0,6	0,8	168	259	205	271
Севастополь	21	28	6	7	1	0,7	0,8	139	210	184	242
Херсонес	20	27	6	7	1	0,6	0,7	120	193	165	222
Нікітський Сад	46	52	9	9	0	0,6	0,6	206	329	225	370
Ялта	77	61	12	10	-2	0,5	0,6	206	429	232	396
Ай-Петрі	111	118	11	11	0	0,6	0,6	376	676	397	689
Орлине	47	62	8	9	1	0,6	0,8	224	358	301	388

У другому періоді тип річного ходу опадів на станціях залишився таким же, як і у першому. Суми опадів у зимові місяці зросли на більшій частині території Кримського півострова, їх зменшення відбулось лише на деяких станціях північних районів його.

У табл. 1.16 наведено абсолютні значення амплітуди річного ходу опадів. Їх аналіз показав, що вони зменшились у північних, центральних, західних та східних районах і зросли на півдні Кримського півострова.

Абсолютне значення річної амплітуди атмосферних опадів не відбиває контрастності випадання опадів по сезонах через те, що виявляється несумірність між дуже малими значеннями амплітуди у посушливих районах і її великими значеннями у дощових. Більш доцільно надати річну амплітуду опадів як різницю між максимальною і мінімальною місячною нормою, віднесеною до річної суми, тобто відносною річною амплітудою або за Горчинським плівіометричним відношенням, яке зазвичай виражають в

процентах. Ця величина добре відбиває нормований фон річної амплітуди опадів, незалежно від абсолютної величини їх річної суми.

До 1960 р. Амплітуди річного ходу опадів, виражені у відносних величинах, більше ніж у 80% випадків знаходились в інтервалі 5-9%. Такі невеликі значення їх зумовлені одночасним зростанням місячних кількостей опадів і їх річної суми. У останні досліджувані тридцять років цей показник ще зменшився на 1-5% і тепер вже на більше ніж 90% станцій відносна річна амплітуда знаходиться у зазначених вище межах, тобто відбулось зменшення контрастності сум опадів між сезонами.

Зміна режиму зволоження, яка відбулась за останні тридцять років пов'язана з суттєвою перебудовою макроциркуляційних процесів у всьому Євроатлантичному регіоні та посиленням впливу Атлантики на територію України.

1.4 Деякі прикладні аспекти використання даних про опади

1.4.1 Загальні відомості

Життя і діяльність людини відбуваються у безпосередній взаємодії з оточуючим середовищем, важливою складовою і характеристикою якого є клімат. Тому досліднику потрібно враховувати усі сторони клімату, щоб запобігати його негативному впливу і як можна повніше використовувати його позитивні риси. Значний практичний інтерес у даному сенсі являє оцінка режиму опадів, одним з головних споживачів інформації про який є будівельна індустрія, де знання режиму зволоження будівельних споруд дозволяє ще під час проектування вибрати найоптимальніші варіанти розв'язання низки спеціальних задач з точки зору підвищення економічної ефективності виробництва та встановити оптимальні умови наступної експлуатації будівель. Це пов'язано з тим, що підвищена вологість повітря погіршує експлуатаційні якості будівельних конструкцій, зменшує термін їх придатності і негативно впливає на мікроклімат приміщень.

Дійсно, сухі стіни будинків довше зберігаються при будь-якій температурі. Вологі, навіть кам'яні, стіни у суворі зими швидко руйнуються. У вологому огороженні легко утворюється цвіль і грибок, тому дерев'яні частини огорожі швидко гниють. А тепловіддача будинків, стіни яких побудовані з гігроскопічних матеріалів, може виявитися у кілька разів більшою, ніж передбачена БНіП [10].

У районах з вологим кліматом у холодну пору року можлива навіть конденсація вологи на внутрішніх стінах будинків. У таких кліматичних умовах не можуть бути застосовані суха штукатурка та обклеювання стін.

Досвід проектування та експлуатації будівель свідчить, що врахування опадів йде головним чином за такими напрямками:

- проектування зливової каналізації;
- проектування водовідведення з покрівель;
- зволоження стін будівель скісним дощем.

Особливої актуальності з початку 60-х років набула остання проблема через інтенсифікацією цивільного і промислового будівництва. Необхідність визначення кількості опадів, яка випадає на негоризонтальну, і зокрема, на вертикальну поверхню стін будівель спричинена тим, що за сучасної технології будівництва, особливо блочного будівництва висотних будівель, і використанні нових будівельних матеріалів урахування ступеня зволоження зовнішньої поверхні вертикальних огорожувальних конструкцій може визначити надійність і довготривалість експлуатації об'єкта, що проектується.

Ступінь зволоження конструкцій, насамперед, визначається режимом опадів даного району. І дуже значне змочування стін відбувається при дощах, які супроводжуються сильними вітрами.

Багато будівельних матеріалів, які використовуються зараз, швидко вбирають вологу і вона переміщується в більш глибокі шари огорож. Якщо будівельні конструкції «легкі», то при сильному вітрі, що прискорює проникнення вологи, вона може досягати внутрішньої поверхні стіни.

Спостереження показують, що не тільки кількість, а й інтенсивність опадів визначають ступінь зволоження стін. Виявляється, що тривалі дощі, які мрячать, більш шкідливі для стін будівель, ніж інтенсивні, але нетривалі опади, тому що дрібні краплі краще утримуються на поверхні і вбираються пористими матеріалами. І навіть при слабких вітрах вони легше відхиляються від вертикального падіння і осідають на стінах будинків.

Природно, що в районах з дощовою восени і холодною зимою будівельники повинні передбачати захист стін від впливу опадів. І методи захисту визначаються, перш за все, режимом зволоження стін будинків, тобто кількістю вологи, осаджуючої на вертикальних огорожувальних конструкціях.

Ступінь зволоження стін будинків визначається загальною дією дощу і вітру. І чим більше швидкість вітру під час дощу, тим більше крапля відхиляється від свого вертикального падіння і осідає на стінах будинків, інтенсивніше змочуючи їх. Таким чином, на вертикальні поверхні дощ падає тільки при наявності вітру, коли він падає не вертикально. Тому дощ при вітрі, що визначає змочування стін, прийнято називати скісним дощем.

1.4.2 Просторовий розподіл індексу скісного дощу, визначеного на основі річної кількості опадів

Складність визначення «скісного» дощу полягає у тому, що відсутні методи вимірювання опадів на нахилені і вертикальні поверхні. До того ж метеорологічні спостереження за вітром під час опадів не носять систематичного характеру, а у більшості випадків вони зовсім відсутні. Це сприяло розробці певних методик, які дозволяють розрахунковим шляхом оцінити кількість опадів, що випадають на стіни будівель різної орієнтації. Вони будуються на відомих багаторічних даних про опади на горизонтальні поверхні і даних про швидкість і напрямок вітру за різними румбами.

Перші спроби оцінити ступінь зволоження стін будівель були розпочаті англійськими дослідниками Р.Е. Лаці і Х.С. Шералдом. Для цієї мети вони запропонували деякий комплексний показник, який оцінює спільну дію вітру та дощу. Він дістав назву індекс скісних дощів X_g

$$X_g = \frac{X \cdot \bar{U}}{1000}, \quad (1.6).$$

де X – річна кількість опадів;

\bar{U} – середня річна кількість вітру.

Автори не дають фізичного тлумачення цього показника. Але для території Англії вони побудували карти розподілу цього індексу, що дозволило їм виявити райони більш чи менш піддані впливу скісних дощів і провести деякий порівняльний аналіз ступеня зволоження стін будівель.

Цей індекс знайшов широке застосування в більшості країн Європи і навіть у Індії. Для території колишнього Радянського Союзу його застосувала Ц.А. Швер.

Для визначення самої кількості скісних дощів у країнах СНД широке використання знайшли методи, розроблені А.А. Цвідом [11,12] і Ц.А. Швер [6, 13].

Постановка задачі полягає у наступному: по кількості опадів x_s , виміряній опадоміром, треба знайти кількість опадів x_g , що випадає на негоризонтальну (нахилену або вертикальну) поверхню, якщо вона має нахил α і певну орієнтацію, яка характеризується азимутом схилу B .

Необхідно зазначити, що суттєвим кроком до розв'язання задачі кількісного урахування шару опадів, що попадає на огорожувальні конструкції, стали роботи А.А.Цвіда [11, 12]. Запропонована ним емпірична формула має вигляд

$$x_6 = 0.27 \bar{u} x_c, \quad (1.7)$$

де \bar{u} – річні значення середньої швидкості вітру.

Коефіцієнт 0,27 – це середнє за період з рідкими опадами значення величини $\frac{1}{v_p}$.

У подальшому внесок величини u був уточнений з урахуванням повторюваності швидкості вітру більш 5 м/с, яка найбільш відхиляє краплю від вертикального падіння

$$x_6 = (1.4 p_1 + 2.4 p_2 + 3.0 p_3) x_c, \quad (1.8)$$

де p_1, p_2, p_3 – повторюваність швидкостей вітру у градаціях 6-9, 10-14 і ≥ 15 м/с (у частках одиниці).

Здобута таким чином кількість опадів x_6 може попасти на вертикальну поверхню у тому випадку, якщо вона весь час буде знаходитись у положенні, перпендикулярному до напрямку вітру, тобто це деяке сумарне значення опадів, що осідає на всі стіни будівель. Кількість вологи, що випадає на стіни певної орієнтації, пропорційна повторюваності вітру даного румба.

Слід зазначити, що отримані дані про кількість вологі, що осідає на вертикальних поверхнях, можна вважати орієнтовними, тому що загальний режим вітру в окремих районах значно відрізняється від режиму вітру при опадах. Виходячи з цього, розрахунки треба вести з урахуванням даних про повторюваність швидкостей і напрямків вітру при дощах, деталізованих для теплого і холодного періодів.

У викладеному вище методі оцінки зволоження стін будівель відсутній важливий чинник, що впливає на кількість опадів, які надходять до вертикальної поверхні, а саме структура дощу (або розмір крапель дощу).

У роботі наведено результати розрахунку індексу скісного дощу, які отримано за даними різних у хронологічному розрізі відрізків часу (1891-1965 та 1961-1990 рр.). Це дозволило оцінити і порівняти режими зволоження стін будівель протягом століття у різних регіонах України.

Виконання цієї задачі передбачало використання багаторічних даних з річної кількості опадів і середньої річної швидкості вітру шестидесяти п'яти метеорологічних станцій, рівномірно розташованих по території дослідження. Можливість використання цих даних дозволило зробити співставлення визначеного індексу за вказані періоди і встановити спрямованість часових змін його. Розрахунки виконано за формулою (1.5).

За результатами розрахунку побудовано карти просторового розподілу індексу скісного дощу за вказані проміжки часу, а також карта різниць в його значеннях за ці періоди (рис. 1.41-1.43).

Аналіз просторового розподілу індексу скісного дощу за перший період – до 1965 року (рис. 1.41) дозволив виявити, що найбільше дощовому впливу підлягають стіни будинків західних регіонів України, особливо у районі Карпат: індекс тут значно перевищує значення 2,0. Смуга таких же значень індексу розташувалась і у східних районах України. Уся її центральна частина з півночі до півдня відрізняється величинами індексу меншими за 2,0, який знижується в напрямку до півдня до значень 1,5-1,3.

Просторовий розподіл індексу скісного дощу за другий період – 1961-1990 рр. (рис. 1.42) деяким чином відрізняється від попереднього періоду: значно зменшилася територія з індексом, більшим за 2,0 (вони виділяються окремими осередками в районі Львова, у смузі Хмельницький - Коростень, в районі Донецької височини, а також на північному сході в районі Сум). Решта території відрізняється значеннями індексу меншими за 2,0 (до 1,45 на півдні країни).

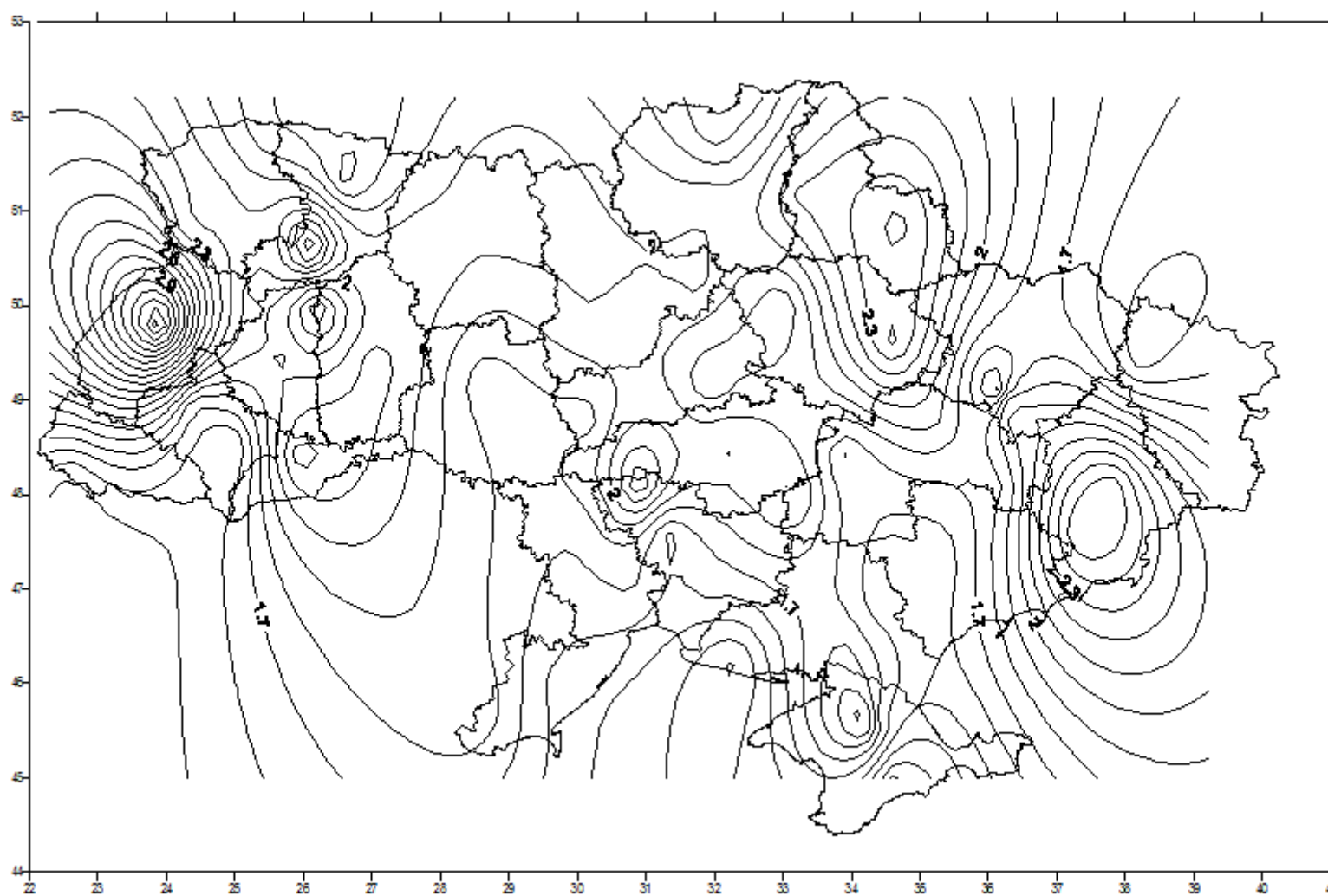


Рисунок 1.41 – Просторовий розподіл індексу «скісного» дощу (перший період)

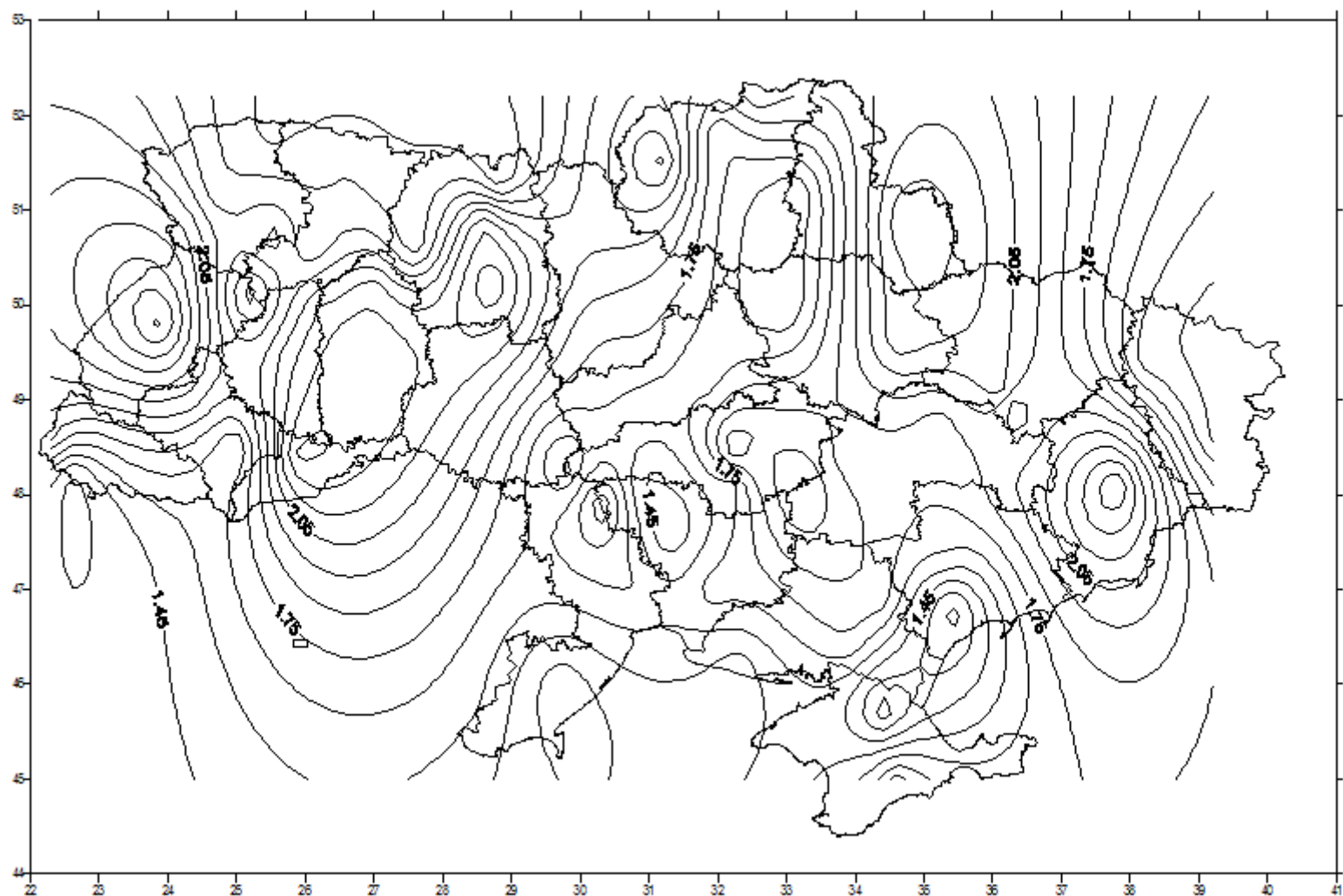


Рисунок 1.42 – Просторовий розподіл індексу «скісного» дощу (другий період)

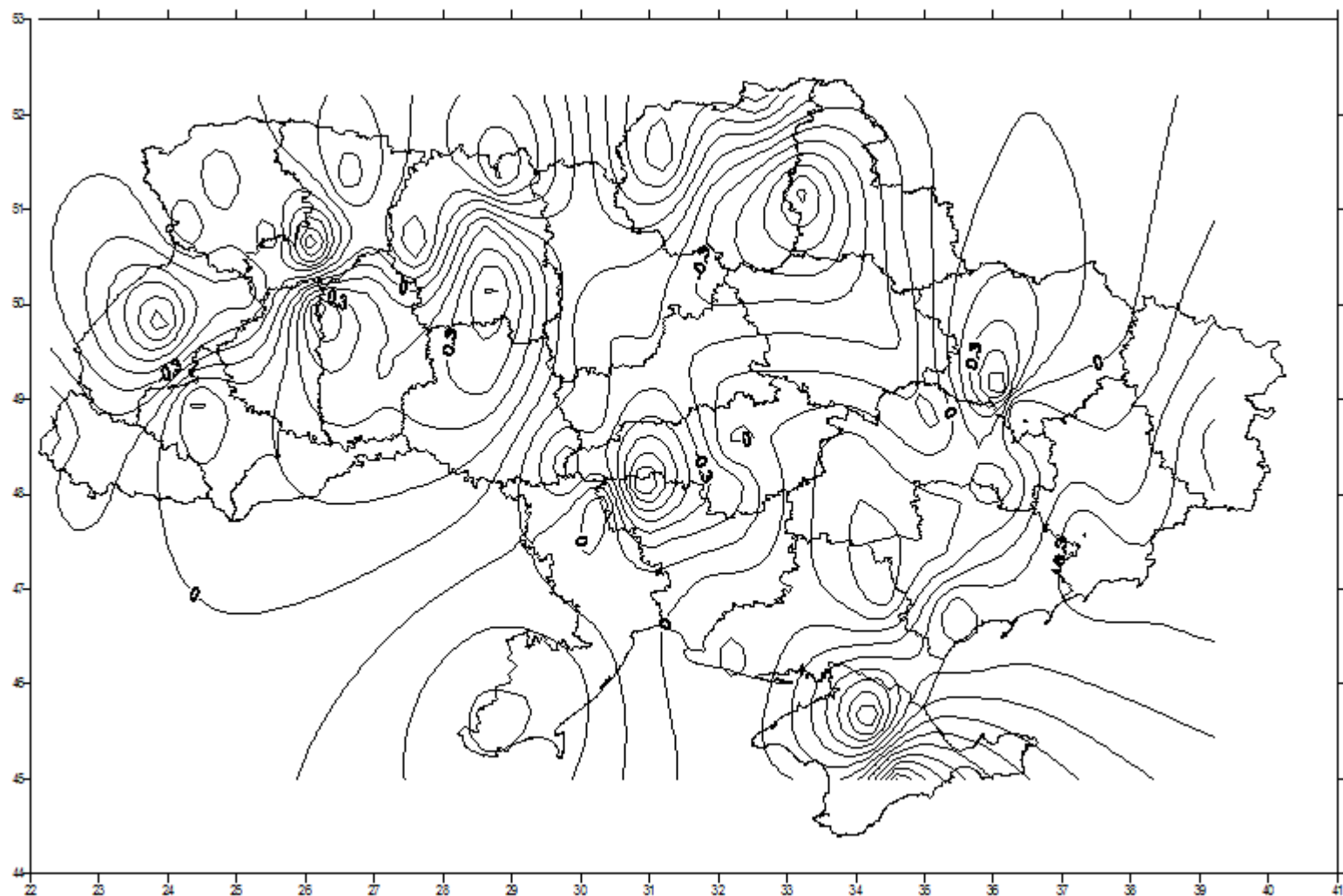


Рисунок 1.43 – Просторовий розподіл різниць індексів «скісного» дощу

Просторовий розподіл різниць індексу «скісного» дощу за різні періоди усереднення також свідчить про зміни в його значеннях: окремими смугами, орієнтованими з північного заходу на південний схід розташувались зони зменшення і збільшення цього індексу (рис. 1.43).

Виявлена динаміка режиму зволоження вертикальних поверхонь зумовлена змінами протягом століття режиму опадів та швидкості вітру, тобто метеорологічних чинників, які визначають кількість опадів, що осідають на стіни будівель.

Як свідчить рис. 1.44 у режимі опадів на території України за досліджуване століття відбулись помітні зміни: на кінець століття річна їх кількість на всій території підвищилась, але інтенсивність цих змін різна. Для значної території України це збільшення склало 50-100 мм. Окремими осередками розташовані зони (південний захід і район Карпат), де це збільшення перевищує 100 мм. І тільки на північному заході і північному сході, а також на південному сході і крайньому півдні підвищення кількості опадів відбувається в межах 25-50 мм. Тобто має місце чітке розподілення зон, орієнтованих з північного заходу на південний схід, в яких відбувається чергування інтенсивності змін кількості опадів більших та менших за 50 мм. Ці зони добре узгоджуються з характером просторового розподілу змін індексу «скісного» дощу.

Слід зазначити, що загальна тенденція підвищення опадів не сприяє суттєвим змінам у режимі зволоження стін будівель. Це, на наш погляд, пов'язано з загальною тенденцією зменшення швидкості вітру на всій території України (рис. 1.45) – другого компонента, визначаючого умови зволоження вертикальних поверхонь.

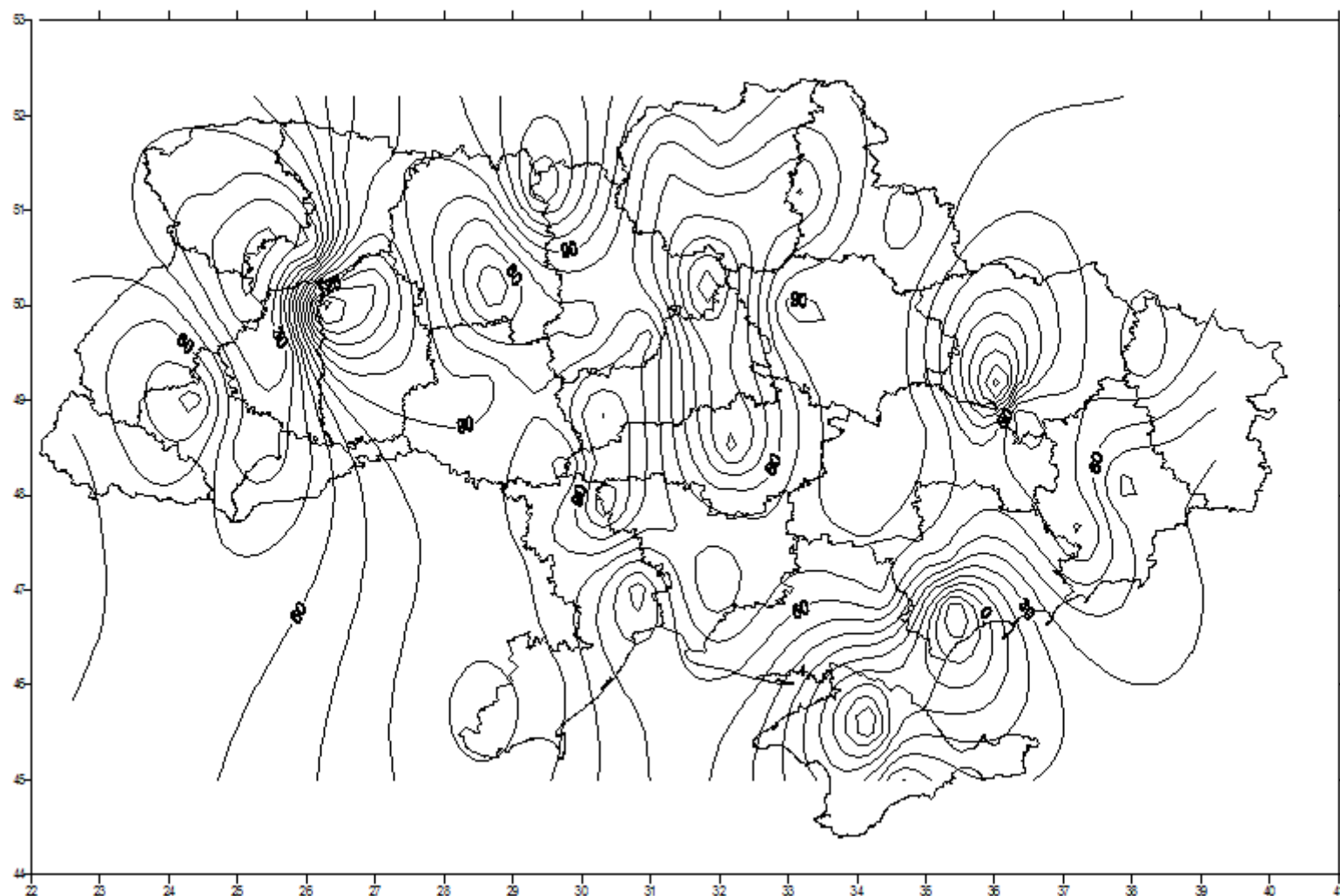


Рисунок 1.44 – Просторовий розподіл різниць опадів

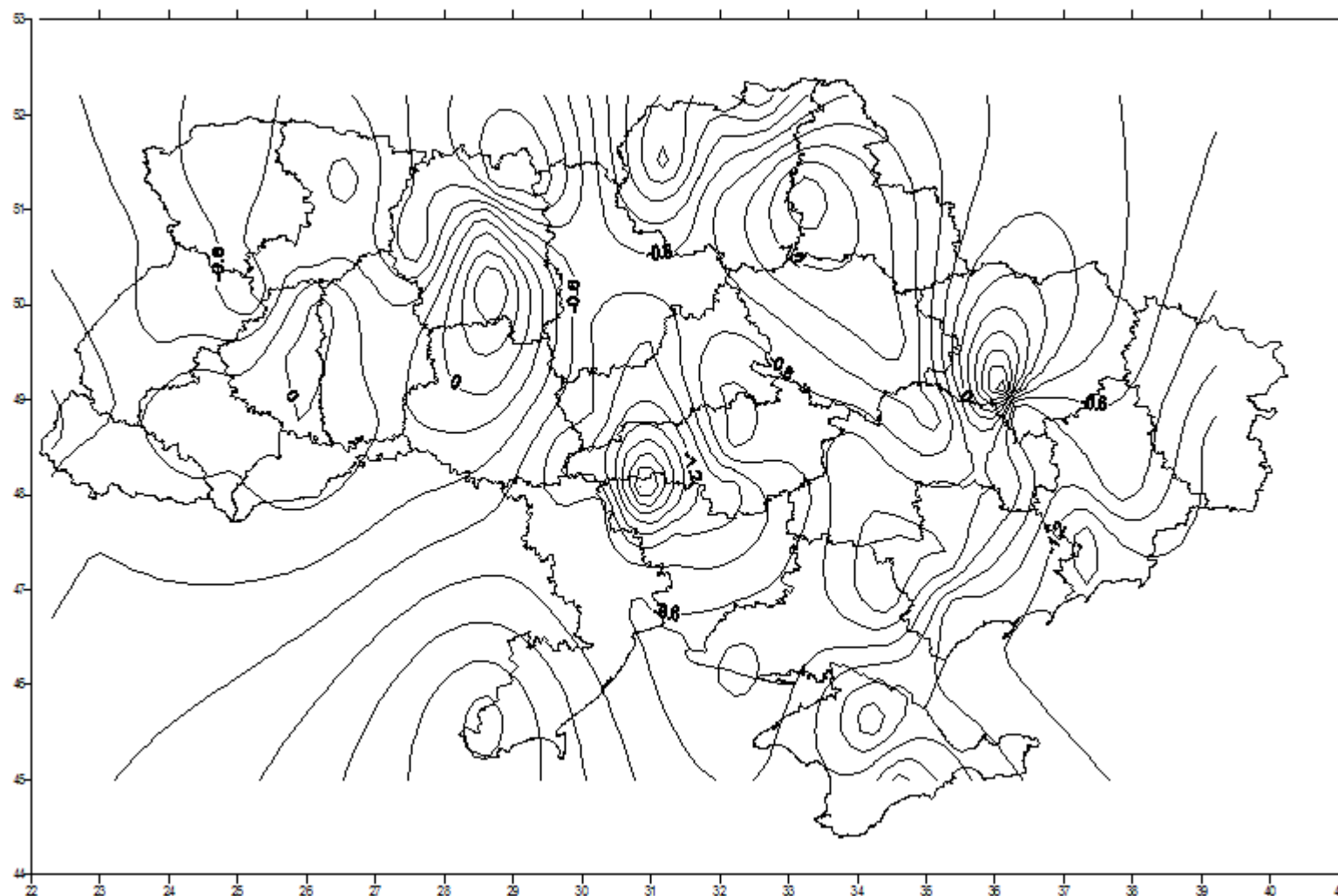


Рисунок 1.45 – Просторовий розподіл різниць швидкості вітру

1.4.3 Місячна кількість опадів на вертикальні поверхні на території України

Визначити кількість опадів, яка випадає на стіни будівель під дією вітру, можна користуючись співвідношенням, що пов'язує кількість опадів на горизонтальні поверхні з кількістю опадів на вертикальні поверхні [14]:

$$P_B = \frac{P_G \cdot v_B}{v_n}, \quad (1.9)$$

де P_B – середня багаторічна кількість рідких опадів, які випадають на вертикальну поверхню за місяць, мм;

P_G – середня багаторічна кількість рідких опадів, які випадають на горизонтальну поверхню за місяць, мм;

v_B – середня багаторічна швидкість вітру у дні з опадами за місяць, м/с;

v_n – середня швидкість рівноважного падіння крапель дощу, м/с.

Спостереження за вітром завжди відносяться до певного румбу, тому величина P_B має ту ж орієнтацію. Треба зазначити, що у реальності на кількість опадів, які випадають на вертикальну поверхню стіни, крім вказаних метеорологічних факторів ще впливають і аеродинамічні особливості споруди (вони не враховувались тут). Тому, строго кажучи, у даному випадку мова йде про кількість опадів, які проходять через умовну вертикальну поверхню у непорушеному вітровому потоці. Проте це не перешкоджає утворенню узагальненої, але досить реальної картини розподілу скісних дощів по будь-якій території.

З формули (1.8) видно, що для розрахунку сум «скісного дощу» крім вимірюваних метеорологічних величин необхідна інформація і про швидкості падіння крапель дощу. Цю характеристику природно зв'язати з діаметром крапель дощу, а отже і з його інтенсивністю. Різні автори використовували для цього різні емпіричні залежності, долучаючи дані як про реальні дощі, так і результати лабораторних досліджень. Є.В. Іванова проаналізувала залежності, наведені у роботах А.І. Круглової, В.Д. Гемфріса і Є.Г. Богданової, а також дані про швидкості падіння крапель, які відповідають різній інтенсивності дощу, що наведені у ГОСТ Р 53613-2009 (МЭК 60721-2-2; 1988) «Воздействие природных внешних условий на технические условия. Общая характеристика. Осадки и ветер». На рис. 1.46 зображено залежність між досліджуваними характеристиками за даними названих трьох авторів [14].

Результати аналізу Є.В. Іванової показали, що у роботах А.І. Круглової і В.Д. Гемфріса за основу брався середній діаметр крапель, який відповідає певній інтенсивності. У роботі Круглової А.І. в якості середньої швидкості

падіння крапель дощу приймалась середня величина швидкостей падіння крапель всього спектра дощу, тобто сума швидкостей падіння всіх крапель, поділена на кількість крапель у спектрі дощу. Таким чином, у середній швидкості падіння крапель найбільшу вагу мали краплі невеликих розмірів з малими швидкостями падіння (вони переважають практично у всіх дощах). Через це середня швидкість падіння крапель виходила декілька заниженою. У підсумку сумарні значення кількості «скісного дощу» виявлялись завищеними.

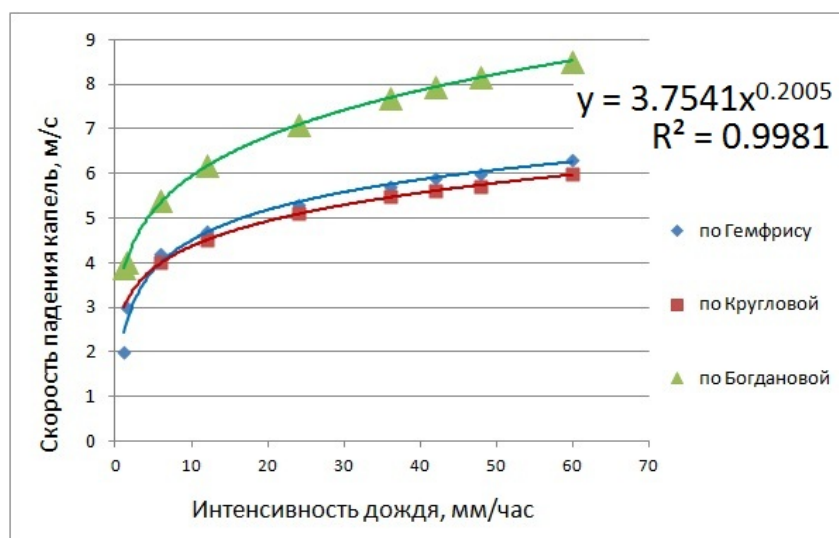


Рисунок 1.46 – Залежності швидкості падіння крапель від інтенсивності дощу

Є.Г. Богданова [15] розглядала осереднену характеристику швидкості рівноважного падіння крапель, зважену по кількості води, яку переносять краплі всіх розмірів, використовуючи формулу Маршала-Пальмера. На основі отриманих даних побудована залежність середньої швидкості рівноважного падіння крапель дощу від його інтенсивності. Такий підхід забезпечив найкращу відповідність розрахункових даних і результатів спостереження. Тому вказана емпірична залежність була взята за основу Є.В.Івановою, у результаті апроксимації якої запропонована наступна формула

$$v_n \approx 3,75 \cdot I^{0,2}, \quad (1.10)$$

де I – інтенсивність дощу, мм/год.

У роботах Є.Г. Богданової доведено, що значення інтенсивності, які входять у формулу (1.9), можуть бути розраховані діленням середньої місячної кількості опадів на їх середню місячну тривалість.

Як вже згадувалось, у метеорології відсутні систематичні дані про швидкість вітру під час дощу, проте у роботі Круглової А.І. здобуто стійкий статистичний зв'язок між швидкістю вітру при дощі та швидкістю вітру при всіх погодних умовах. Карта зон і графіки такого зв'язку наведено на рис. 1.47 і

1.48. Використовуючи цю карту і графік можна оцінити v_B на основі широко наведених у довідниках з кліматології даних за швидкості вітру.

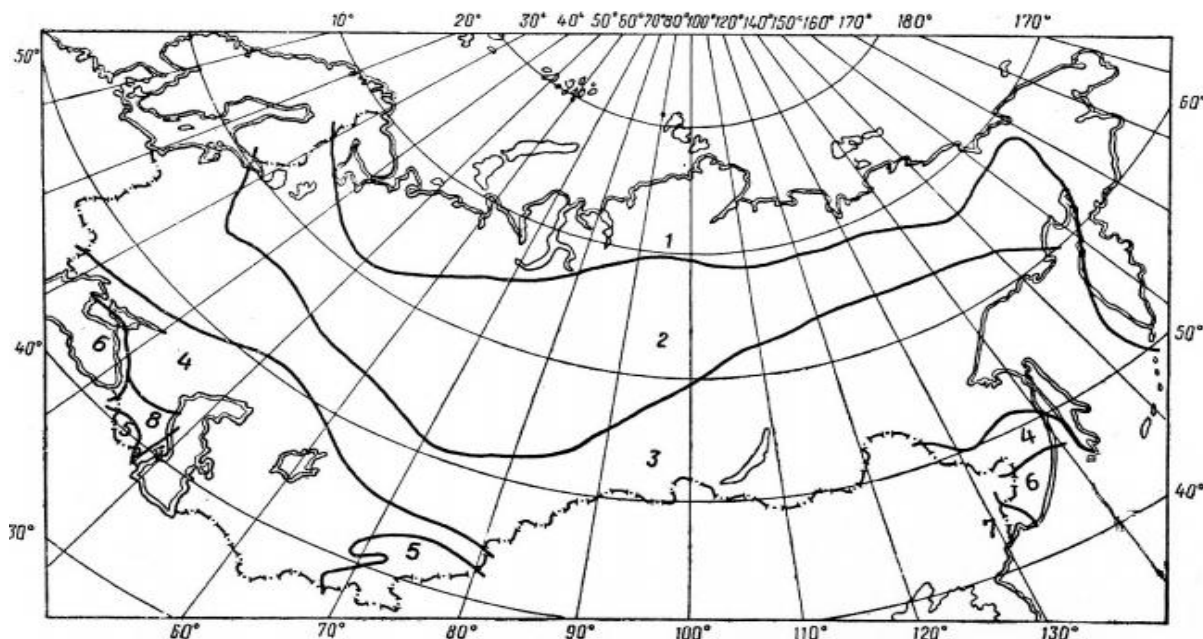


Рисунок 1.47 – Карта зон, виділених за характером зв'язку між середньою місячною швидкістю вітру під час дощу і середньою місячною швидкістю за всіх погодних умов [14]

У загальному вигляді поле опадів на горизонтальну поверхню характеризується взаємодією двох основних тенденцій: на широтне положення ізолій значень опадів (ізогіст) накладається загальна меридіональна мінливість, яка зумовлена зростанням континентальності клімату по мірі віддалення від Атлантичного океану (тобто з заходу на схід території) і суттєве розчленування поля опадів під впливом рельєфу. Західні та південно-західні схили гірських систем і височин більш зволожені. Так, на північно-західних і південно-західних схилах Карпат випадає максимальна кількість опадів – відповідно 125 мм (Плай) і 105 мм (Пожижевська). Ще один максимум у Кримських горах на південних схилах Яйл – 65 мм.



Рисунок 1.48 – Зв'язок середньої місячної швидкості вітру під час дощу V_B з середньою місячною швидкістю вітру за всіх погодних умов V_1 . Криві 1-8 відповідають зонам на карті рис. 1.47 [14]

Таблиця 1.17 – Кількість опадів на горизонтальну і вертикальну поверхні без врахування орієнтації стін. Вересень

№ станції	Назва станції	$P_{г}, \text{мм}$	$\tau, \text{год}$	$v, \text{м/с}$	Зони	V_B	V_n	P_B
1	Семенівка	55,00	61,00	2,90	3	4,50	3,68	67,31
3	Щорс	47,00	56,00	2,30	3	2,90	3,62	37,61
4	Покошичі	52,00	46,00	1,90	3	2,10	3,85	28,38
8	Чернігів	43,00	56,00	3,40	3	4,70	3,56	56,76
11	Ніжин	48,00	49,00	2,20	3	2,30	3,74	29,53
12	Остер	44,00	46,00	2,20	3	2,30	3,72	27,20
13	Прилуки	49,00	45,00	2,60	3	3,60	3,82	46,19
14	Дружба	55,00	38,00	2,40	3	2,70	4,04	36,73
19	Конотоп	44,00	48,00	2,00	3	2,00	3,69	23,85
20	Білопілья	44,00	42,00	2,60	3	3,10	3,79	36,00
21	Суми	45,00	53,00	3,30	3	4,20	3,63	52,02
22	Ромни	44,00	43,00	2,10	3	2,00	3,77	23,33
23	Лебедин	45,00	48,00	2,50	3	3,50	3,71	42,50
26	Любешів	57,00	48,00	2,40	3	3,35	3,89	49,14
27	Світязь	49,00	39,00	3,00	3	4,80	3,93	59,85
29	Маневичі	60,00	53,00	2,50	3	3,00	3,85	46,77
31	Ковель	53,00	57,00	2,40	3	2,70	3,70	38,68
35	Володимир-Волинський	52,00	61,00	2,80	3	4,20	3,64	60,07
36	Луцьк	56,00	54,00	3,00	3	3,70	3,78	54,79
39	Сарни	58,00	57,00	2,40	3	2,70	3,77	41,57
43	Рівне	48,00	53,00	3,70	3	5,30	3,68	69,13
47	Овруч	52,00	58,00	2,00	3	2,00	3,67	28,32
49	Олевськ	54,00	51,00	2,60	3	3,60	3,80	51,19

Продовження табл. 1.17

№ станції	Назва станції	R_T , мм	τ , год	v , м/с	Nзони	v_B	v_n	R_B
51	Коростень	52,00	43,00	3,20	3	3,90	3,90	52,00
53	Новоград-Волинський	52,00	46,00	2,20	3	2,30	3,85	31,08
57	Житомир	51,00	52,00	3,60	3	5,00	3,74	68,19
62	Чорнобиль	46,00	44,00	2,90	3	4,00	3,79	48,58
63	Поліське	52,00	61,00	2,50	3	3,00	3,64	42,91
65	Тетерів	44,00	39,00	1,90	3	1,90	3,85	21,74
69	Київ	47,00	48,00	2,10	3	2,10	3,74	26,40
71	Баришівка	40,00	46,00	3,00	3	3,70	3,65	40,54
72	Бориспіль	39,00	65,00	2,90	3	4,50	3,39	51,79
75	Яготин	40,00	46,00	2,70	3	3,90	3,65	42,74
77	Фастів	39,00	42,00	1,80	3	1,80	3,70	18,98
81	БілаЦерква	35,00	37,00	2,70	3	3,60	3,71	33,94
83	Миронівка	41,00	44,00	2,70	3	3,60	3,70	39,88
87	Рава-Руська	52,00	52,00	2,80	3	3,70	3,75	51,25
90	Кам'янка-Бузька	55,00	45,00	2,30	3	2,60	3,91	36,59
91	Броди	59,00	52,00	1,80	3	1,80	3,85	27,58
94	Яворів	58,00	59,00	3,20	3	3,90	3,74	60,46
96	Львів	58,00	68,00	3,00	3	3,70	3,64	59,02
97	Мостиська	61,00	53,00	2,50	3	3,50	3,86	55,29
103	Дрогович	62,00	65,00	2,40	3	2,70	3,72	45,02
106	Стрий	60,00	68,00	1,90	3	1,90	3,66	31,14
109	Турка	84,00	54,00	2,30	3	3,20	4,10	65,53
116	Шепетівка	59,00	49,00	2,60	3	3,60	3,90	54,51
117	Ямпіль	53,00	46,00	2,90	3	3,80	3,86	52,15
120	Хмельницький	51,00	53,00	2,90	3	3,80	3,73	52,02
127	Нова Ушиця	46,00	60,00	2,40	3	3,35	3,56	43,29
128	Кам'янець-Подільський	48,00	34,00	2,20	3	2,50	4,02	29,83
133	Гадяч	41,00	33,00	2,30	3	2,60	3,92	27,19
135	Лубни	45,00	36,00	1,90	3	1,90	3,93	21,78
138	ВеселийПоділ	42,00	39,00	3,10	3	4,00	3,81	44,09
139	Полтава	44,00	41,00	3,20	3	4,10	3,81	47,38
143	Кобеляки	35,00	24,00	2,70	3	3,60	4,05	31,12
147	Золочів	50,00	39,00	2,70	3	3,60	3,95	45,62
149	Богодухів	47,00	38,00	3,50	3	4,90	3,92	58,79
150	Приколотне	46,00	41,00	3,10	3	3,80	3,84	45,50
155	Харків	41,00	48,00	3,40	3	4,20	3,64	47,34
158	Коломак	48,00	41,00	2,80	3	3,70	3,87	45,84
161	Куп'янськ	40,00	34,00	2,00	3	2,00	3,88	20,63
162	Комсомольське	41,00	39,00	2,30	3	2,60	3,79	28,11
163	Красноград	39,00	29,00	2,20	3	2,30	3,98	22,52
167	Ізюм	41,00	37,00	1,80	3	1,80	3,83	19,26
170	Лозова	45,00	34,00	2,60	3	3,60	3,97	40,79
171	Кременець	56,00	48,00	3,00	3	3,70	3,87	53,51
173	Тернопіль	52,00	63,00	2,90	3	3,60	3,61	51,82
175	Бережани	56,00	54,00	1,90	3	1,90	3,78	28,14
178	Чортків	51,00	38,00	2,30	3	2,60	3,98	33,30
183	Канів	46,00	36,00	2,60	3	3,60	3,94	42,00
184	Золотоноша	40,00	49,00	2,40	3	2,70	3,60	29,96
187	Черкаси	36,00	38,00	3,30	3	4,20	3,71	40,71
191	Жашків	43,00	31,00	2,20	3	2,50	4,01	26,82
193	Сміла	38,00	33,00	2,30	3	2,60	3,86	25,58
195	Звенигородка	36,00	27,00	2,60	3	3,60	3,98	32,59
196	Чигирин	41,00	30,00	2,20	3	2,50	4,00	25,65

Продовження табл. 1.17

№ станції	Назва станції	R_T , мм	τ , год	v , м/с	Nзони	v_B	v_n	R_B
197	Умань	43,00	35,00	2,20	3	2,50	3,91	27,48
200	Сватове	43,00	31,00	2,20	3	2,50	4,01	26,82
201	Біловодськ	33,00	30,00	2,40	3	2,70	3,83	23,28
207	Луганськ	33,00	30,00	2,30	4	2,60	3,83	22,42
210	Дар'ївка	36,00	20,00	3,60	4	4,40	4,22	37,50
211	Білопіль	43,00	41,00	2,40	3	3,35	3,79	38,01
212	Хмільник	52,00	40,00	2,20	3	2,30	3,96	30,23
216	Вінниця	46,00	45,00	2,80	3	3,70	3,77	45,14
218	Жмеринка	47,00	35,00	2,90	3	4,00	3,98	47,20
220	Гайсин	44,00	31,00	2,20	3	2,30	4,03	25,13
223	Могилів-Подільський	45,00	29,00	1,40	3	1,50	4,10	16,46
233	Долина	73,00	63,00	2,60	3	3,60	3,87	67,97
235	Івано-Франківськ	53,00	63,00	2,40	3	2,70	3,63	39,46
242	Коломия	57,00	55,00	1,80	3	1,80	3,78	27,14
244	Яремча	77,00	58,00	1,40	3	1,50	3,97	29,07
249	Пожигевська	105,00	89,00	4,90	3	9,00	3,88	243,52
254	Світловодськ	40,00	31,00	3,80	3	6,10	3,95	61,76
255	Новомиргород	40,00	28,00	2,20	3	2,50	4,03	24,80
256	Знам'янка	40,00	31,00	2,60	3	3,60	3,95	36,45
258	Кіровоград	38,00	33,00	3,60	3	4,40	3,86	43,30
260	Гайворон	42,00	32,00	2,00	3	2,00	3,96	21,19
261	Помічна	40,00	30,00	2,40	3	2,70	3,98	27,16
263	Долинська	34,00	29,00	3,60	3	4,40	3,88	38,60
264	Бобринець	39,00	23,00	2,60	3	3,60	4,17	33,64
268	Губиниха	41,00	28,00	2,70	3	3,70	4,05	37,43
272	Павлоград	42,00	26,00	2,50	3	3,50	4,13	35,57
273	Дніпродзержинськ	39,00	30,00	2,80	3	3,80	3,96	37,45
277	Дніпропетровськ	36,00	32,00	4,10	3	7,00	3,84	65,56
278	Комісарівка	35,00	21,00	2,90	3	4,10	4,16	34,50
286	ЧапLINE	44,00	22,00	2,80	3	4,00	4,31	40,80
287	Лощкарівка	33,00	22,00	2,80	4	2,30	4,07	18,64
288	КривийРіг	31,00	26,00	3,70	3	4,50	3,89	35,87
291	Нікополь	38,00	20,00	2,80	4	2,30	4,27	20,47
298	Артемівськ	41,00	30,00	2,20	3	2,30	4,00	23,59
301	Дебальцеве	39,00	31,00	3,50	3	5,50	3,93	54,57
302	Красноармійськ	39,00	25,00	2,90	3	3,90	4,10	37,06
305	Донецьк	40,00	34,00	4,00	4	4,00	3,88	41,25
310	Амвросіївка	34,00	22,00	2,60	4	2,50	4,10	20,75
311	Велико-Анадоль	37,00	33,00	3,10	4	3,10	3,84	29,86
314	Волноваха	37,00	26,00	3,20	4	3,30	4,03	30,30
317	Маріуполь	32,00	25,00	4,80	4	6,00	3,94	48,67
319	Великий Березний	71,00	46,00	1,10	3	1,10	4,10	19,07
321	Нижні Ворота	87,00	50,00	1,50	3	1,50	4,20	31,11
324	НижнійСтудений	83,00	57,00	1,40	3	1,40	4,05	28,71
325	Ужгород	54,00	47,00	2,30	3	2,80	3,86	39,17
326	Плай	125,00	68,00	5,70	3	8,90	4,24	262,29
336	Берегове	46,00	41,00	1,70	3	1,70	3,84	20,36
337	Хуст	71,00	48,00	1,10	3	1,10	4,06	19,23
341	Рахів	86,00	54,00	0,70	3	0,60	4,12	12,52
345	Чернівці	51,00	54,00	3,10	3	4,00	3,71	54,97
348	Селятин	62,00	54,00	1,00	3	1,00	3,86	16,06
350	Любашівка	43,00	26,00	2,90	4	2,00	4,15	20,71
351	Затишся	36,00	18,00	2,70	4	1,90	4,31	15,86

Продовження табл 1.17

№ станції	Назва станції	$P_{Г}$, мм	τ , год	v , м/с	Нзони	V_B	V_n	P_B
353	Сербка	38,00	17,00	2,90	4	2,00	4,41	17,23
354	Роздільна	42,00	24,00	2,60	4	1,80	4,20	18,00
357	Одеса	36,00	34,00	3,40	4	3,10	3,80	29,39
358	Білгород-Дністровський	32,00	31,00	3,70	4	3,30	3,78	27,95
360	Сарата	44,00	28,00	2,30	4	1,80	4,11	19,27
361	Болград	47,00	4,00	2,60	4	1,90	6,15	14,51
369	Вилкове	46,00	27,00	2,90	4	2,10	4,18	23,12
370	Ізмаїл	46,00	40,00	2,90	4	2,10	3,86	25,02
371	Запоріжжя	32,00	27,00	2,30	4	1,70	3,88	14,01
372	Гуляйполе	34,00	18,00	2,40	4	2,20	4,26	17,54
376	Кирилівка	45,00	24,00	3,40	4	2,40	4,26	25,36
377	Пришиб	28,00	21,00	2,80	4	2,00	3,98	14,08
380	Мелітополь	33,00	19,00	2,10	4	1,10	4,19	8,66
382	Бердянськ	38,00	23,00	3,80	4	3,40	4,15	31,12
384	Ботієве	33,00	23,00	2,40	4	2,20	4,04	17,99
388	Первомайськ	37,00	36,00	2,20	3	2,70	3,77	26,47
392	Вознесенськ	39,00	24,00	2,10	4	1,20	4,14	11,31
395	Баштанка	37,00	20,00	2,90	4	1,90	4,25	16,55
397	Миколаїв	39,00	27,00	3,70	4	2,90	4,04	27,99
400	Очаків	32,00	21,00	3,70	4	2,90	4,08	22,72
401	Велика Олександрівка	32,00	24,00	2,40	4	2,20	3,98	17,70
404	НижніСірогози	30,00	16,00	3,50	4	2,50	4,26	17,61
405	Нова Каховка	34,00	20,00	3,00	4	2,00	4,18	16,29
406	Херсон	40,00	24,00	2,90	4	1,90	4,16	18,27
409	Асканія-Нова	28,00	24,00	3,70	4	2,80	3,87	20,25
410	Бехтери	37,00	31,00	3,90	4	2,90	3,89	27,59
411	Генічевськ	31,00	24,00	3,60	4	2,70	3,95	21,18
412	Хорли	41,00	19,00	4,00	4	3,20	4,38	29,95
414	Стрілкове	29,00	17,00	3,30	4	2,20	4,18	15,27
415	Ішунь	35,00	22,00	3,20	4	2,10	4,12	17,84
416	Роздольне	37,00	16,00	3,30	4	2,20	4,44	18,33
419	Чорноморське	44,00	15,00	4,10	4	3,10	4,66	29,28
421	Нижньогірський	28,00	19,00	2,90	4	2,00	4,06	13,80
423	Мисове	35,00	19,00	5,60	6	7,10	4,24	58,56
424	Керч	36,00	23,00	4,30	6	7,00	4,11	61,36
427	Євпаторія	35,00	22,00	3,50	6	5,00	4,12	42,47
428	Владиславівка	33,00	21,00	3,50	6	5,00	4,11	40,14
431	Білогірськ	38,00	21,00	2,00	6	1,10	4,23	9,89
432	Сімферополь	37,00	27,00	3,90	6	6,10	4,00	56,44
434	Феодосія	38,00	24,00	3,60	6	5,90	4,12	54,46
440	Карабі-Яйла	53,00	27,00	5,10	6	7,10	4,30	87,56
442	Поштове	40,00	24,00	2,10	6	1,30	4,16	12,50
453	Севастополь	40,00	19,00	4,00	6	6,10	4,36	55,98
454	Херсонеський Маяк	34,00	19,00	5,10	6	7,10	4,22	57,22
457	Ялта	44,00	23,00	2,30	6	1,40	4,28	14,41
459	Ай-Петрі	65,00	34,00	4,40	6	7,00	4,27	106,43

Для рівнинної частини характерним є порівняно однорідне поле опадів з деякими коливаннями по території. Кількість опадів тут коливається від 60 мм (у Поліссі) до 28 мм (на Причорноморській низовині, у степовій частині країни). Таким чином, кількість опадів зменшується з північного заходу на

південний схід. Деяке підвищення опадів до 40-45 мм спостерігається на Приазовській височині.

У степовій частині Криму кількість опадів коливається від 30 до 38 мм.

У табл. 1.17 представлена розрахована за викладено вище методикою кількість опадів на вертикальні стіни P_V не залежно від їх орієнтації. Розподіл кількості скісних дощів характеризується більшою плямистістю ніж розподіл опадів на горизонтальну поверхню P_H . Найбільша кількість скісних дощів у середньому за вересень випадає на станціях Плай (262 мм) та Пожижевська (244 мм) і вона більше ніж вдвічі перевищує кількість опадів на горизонтальну поверхню (середня місячна швидкість вітру відповідно становить 5,7 та 4,9 м/с), і приблизно на таку ж величину перевищує кількість скісних дощів на Ай-Петрі (106 мм). Доволі велика кількість опадів на вертикальні поверхні випадає у районі Волино-Подільської височини (більше 50 мм), а мінімум – у Причорноморській низовині (14-28 мм).

У Криму на 70% станцій відношення P_V/P_H коливається у межах 1,2-1,7, тобто протягом місяця на вертикальну поверхню осідає опадів більше, ніж на горизонтальну. Для України ж в цілому на 79% станцій $P_V/P_H < 1$ (переважають опади на горизонтальну поверхню).

1.4.4 Режим зволоження стін різної орієнтації

Великий практичний інтерес для будівельної індустрії представляє розподіл кількості скісного дощу на стіни різної орієнтації, тобто з врахуванням напрямку вітру. У роботі виконано такий аналіз для різних регіонів України (на прикладі п'яти міст: Чернігова, Києва, Луганська, Ужгорода та Одеси) у вересні. Повторюваність напрямків вітру наведено у табл. 1.18.

Таблиця 1.18 – Повторюваність напрямків вітру. Вересень

Станція	Румби							
	Півн	ПівнС	С	ПівдС	П	ПівдЗ	З	ПівнЗ
Чернігів	11,5	7,8	8,6	7,7	12,3	16,4	23,2	12,5
Київ	7,2	7,4	11,5	9,3	11,1	18,4	24,5	10,6
Луганськ	11	8,3	7,7	8,9	10,3	9,3	21,8	22,7
Ужгород	18,1	14,5	5,9	10	17,5	5	11,6	17,4
Одеса	15,9	13,4	7,9	6,8	16,4	12,6	14,2	12,8

З табл. 1.18 випливає, що у Чернігові і Києві мають перевагу вітри західного румба, приблизно з однаковою повторюваністю переважають вітри

західні і північно-західні у Луганську, північного і північно-західного в Ужгороді, південного і північного – в Одесі.

Кількість скісного дощу на вертикальні поверхні, орієнтовані на різні сторони світу, визначалась пропорційно повторюваності вітру по кожному румбу. У табл. 1.19 наведено результати розрахунків, на основі яких для наочності побудовано діаграми їх розподілу (рис. 1.49-1.53).

З табл. 1.18 і 1.19 видно, що у вересні найбільшу суму опадів отримують вертикальні поверхні без врахування їх орієнтації у Чернігові (57 мм), а мінімальну – у Луганську; у Києві і Одесі кількість скісних дощів приблизно однакова.

Таблиця 1.19 – Місячні суми скісного дощу (мм) для стін будівлі різної орієнтації. Вересень

Станція	Орієнтація стіни							
	Півн	ПівнС	С	ПівдС	П	ПівдЗ	З	ПівнЗ
Чернігів	6,5	4,4	4,9	4,4	7,0	9,3	13,2	7,1
Київ	1,9	2,0	3,0	2,5	2,9	4,9	6,5	2,8
Луганськ	2,5	1,9	1,7	2,0	2,3	2,1	4,9	5,1
Ужгород	7,0	5,7	2,3	3,9	6,8	2,0	4,5	6,8
Одеса	3,1	2,6	1,5	1,3	3,2	2,4	2,7	2,5

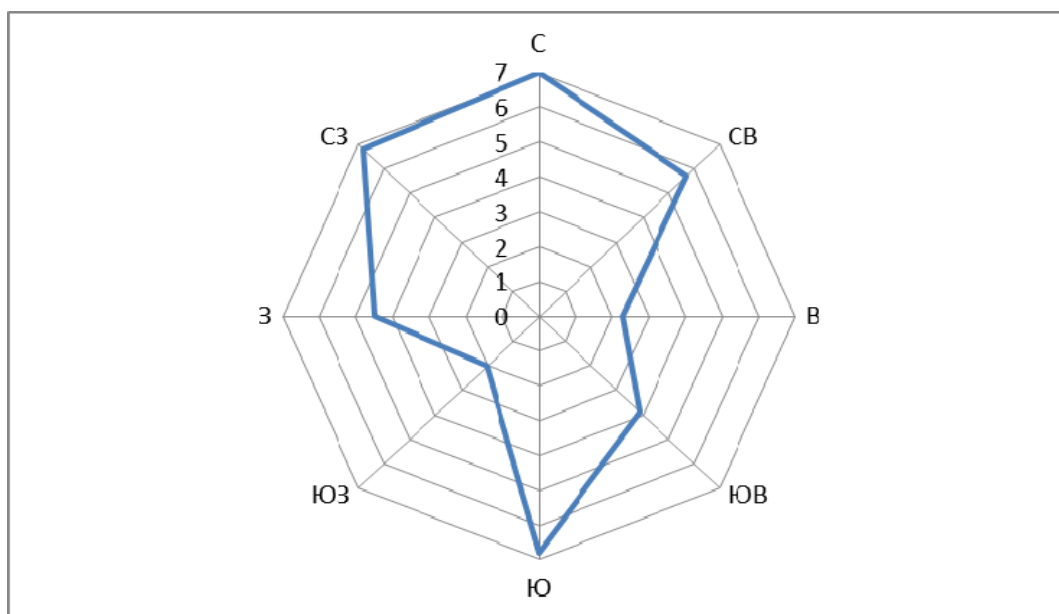


Рисунок 1.49 – Діаграма розподілу місячної суми скісного дощу для стін різної орієнтації. Ужгород. Вересень

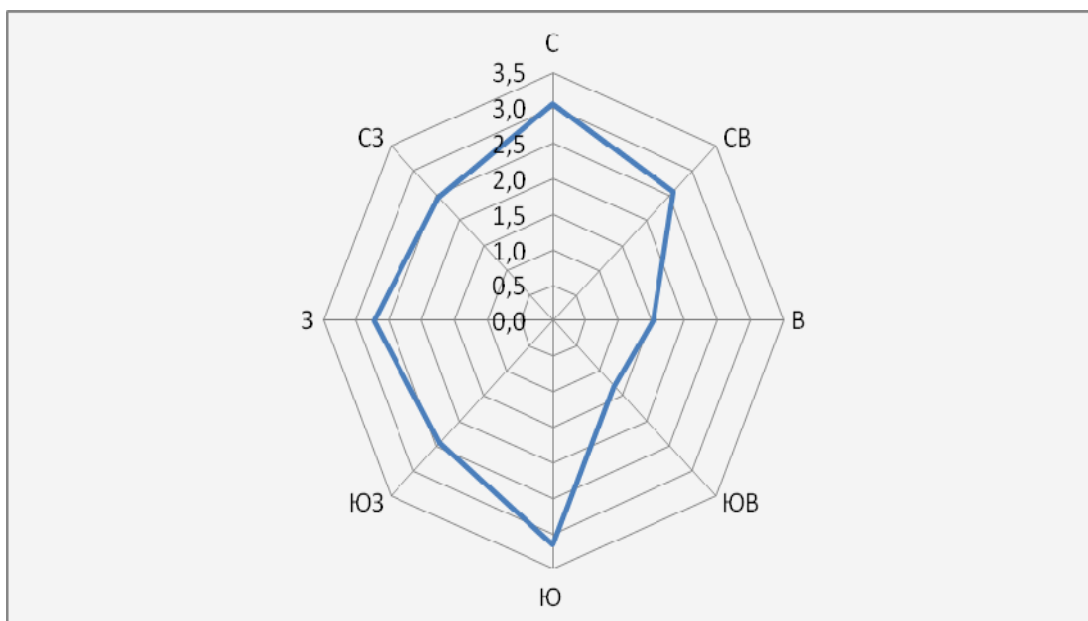


Рисунок 1.50 – Діаграма розподілу місячної суми скісного дощу для стін різної орієнтації. Одеса. Вересень

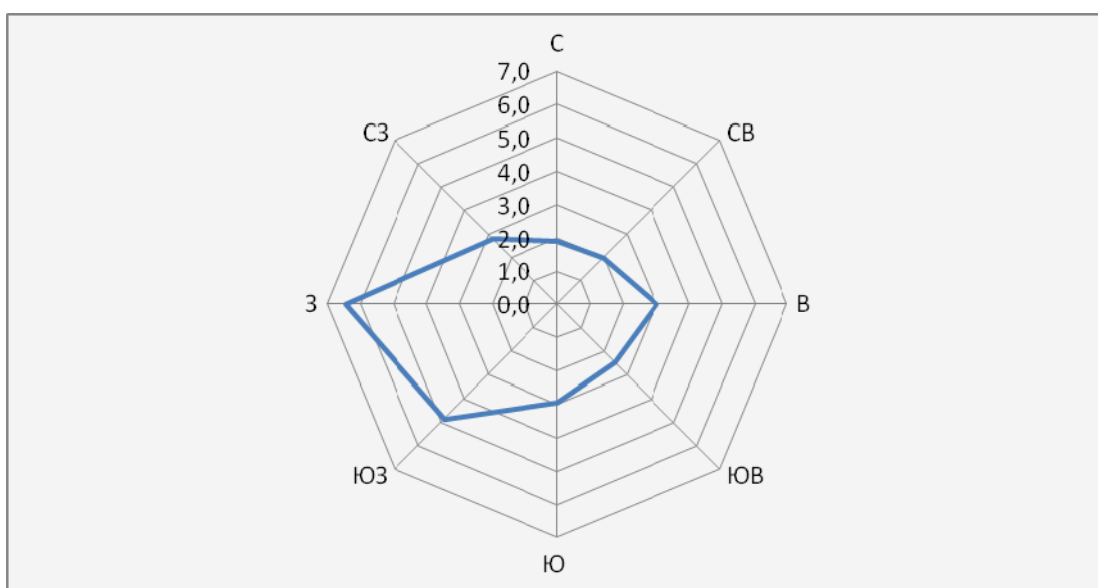


Рисунок 1.51 – Діаграма розподілу місячної суми скісного дощу для стін різної орієнтації. Київ. Вересень

Врахування орієнтації стін показує, що кількість таких опадів для вертикальних поверхонь, орієнтованих на різні сторони світу, є невеликою (менше 10 мм) і лише у Чернігові вони становлять 13,2 мм (і саме тут на вертикальну поверхню осідає опадів більше, ніж на горизонтальну). В Одесі (південна рівнинна область України) найбільше надходить скісних дощів на південну і північну стіни: трішки більше 3 мм (рис. 1.50). У центральній Україні (Київ) переважають опади на західну стіни (6,5мм), у західній

(Ужгород) – на північну і північно-західну (приблизно 7 мм), у східній (Луганськ) – на західну і північно-західну (приблизно 5 мм).

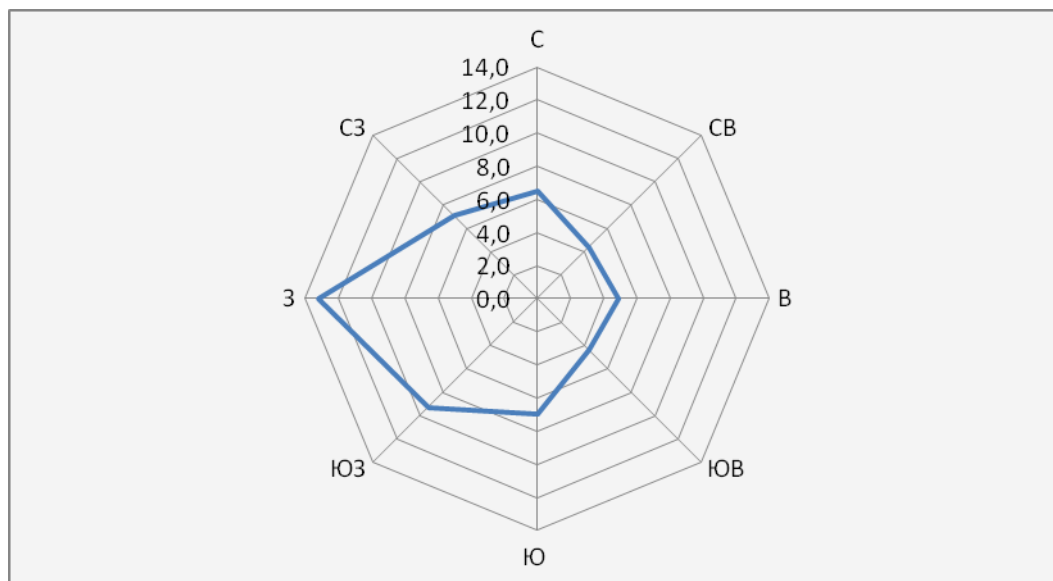


Рисунок 1.52 – Діаграма розподілу місячної суми скісного дощу для стін різної орієнтації. Чернігів. Вересень

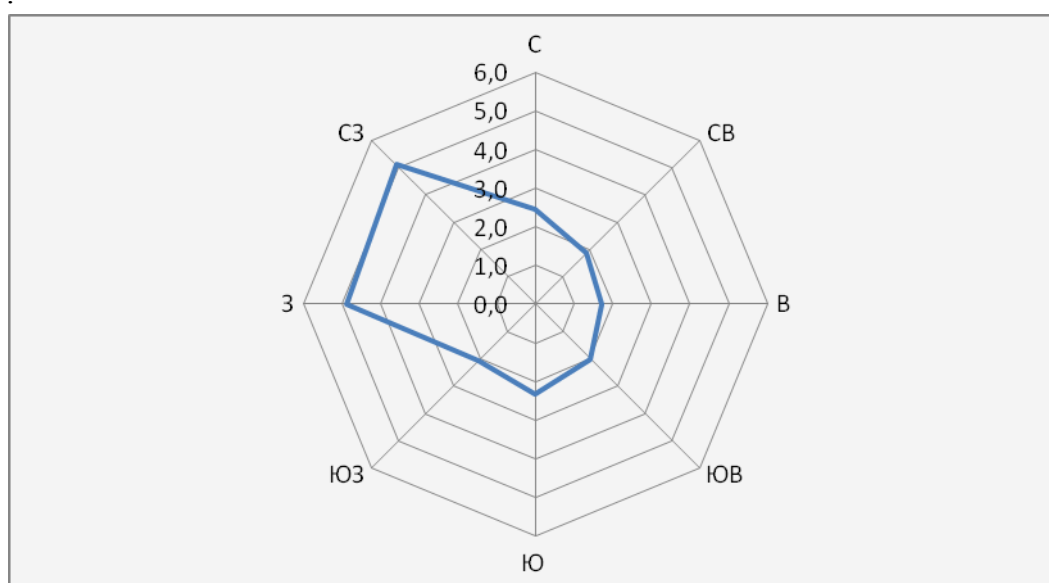


Рисунок 1.53 – Діаграма розподілу місячної суми скісного дощу для стін різної орієнтації. Луганськ. Вересень

Зрозуміло, що для оптимального захисту огорожувальних конструкцій різної орієнтації від впливу вологи необхідно провести детальний аналіз розподілу скісного дощу по напрямкам протягом всього року.

Слід підкреслити, що серед всіх різновидів атмосферних опадів саме скісні дощі являють собою головну небезпечність для будівель, здійснюючи

руйнівний вплив на фасадні конструкції, викликаючи втрату міцності і теплоізоляційних властивостей. Крім того, як вже вказувалось, надмірне зволоження стін може стати причиною розвитку грибків і плісняви, а також порушити комфортний вологісний баланс всередині помешкання.

Визначення кількості дощу, що випадає на стіни, – це лише перша частина оцінки вологісного стану огорожень. Далі будівельник має встановити які процеси і як вони відбуваються в огорожувальних конструкціях за косих дощів і використати відомі способи захисту від змочування стін – екранування, надання зовнішньому шару водонепроникних властивостей, герметизація стиків і влаштування водовідвідних борозд.

Таким чином, результати розрахунків можуть бути використані у будівельному проектуванні і при прийнятті архітектурно-планувальних рішень.

2 РЕЖИМ ОПАДІВ НА ТЕРИТОРІЇ ОЛІВОБЕРЕЖНОЇ УКРАЇНИ НАПРИКІНЦІ ХХ ТА НА ПОЧАТКУ ХХІ СТОЛІТЬ

2.1 Методика дослідження

2.1.1 Розкладання метеорологічних об'єктів за допомогою природних ортогональних функцій

Протягом останніх років розробляються та удосконалюються статистичні методи довгострокових прогнозів погоди, в основі яких використовуються математичні об'єкти. Одним з таких методів є компонентний аналіз [7], який використовує матриці коваріацій та кореляцій при розв'язанні повної проблеми власних значень, що потім ефективно дозволяє параметризувати метеорологічні процеси та будувати статистичні моделі прогнозів метеорологічних величин та явищ.

За допомогою компонентного аналізу є можливість ліквідувати значні обмеження, а саме велику розосередженість вихідної інформації, яка ускладнює прийняття заключення про майбутній стан атмосферних процесів, а також розв'язувати задачі стиску та фільтрації вихідної інформації.

Як відомо, поля метеорологічних величин, що будуть розглядатися, формуються під впливом атмосферних процесів різних масштабів.

Компонентний аналіз дає змогу здійснити параметризацію кліматичних полів, тобто виразити їх за допомогою декількох некорельованих параметрів, які лінійно зв'язані з компонентами випадкового вектора і утримують основну інформацію про поля, що досліджуються. В основі розв'язання задачі стиску вихідної інформації лежить лінійне ортогональне перетворення вихідного поля (2.1) в базисі власних векторів матриці кореляції

$$\Delta X_j = \begin{pmatrix} \Delta X_{1j} \\ \Delta X_{2j} \\ \dots \\ \Delta X_{ij} \\ \dots \\ \Delta X_{nj} \end{pmatrix}, \quad i = \overline{1, n}. \quad (2.1)$$

Отже, першим етапом цієї задачі є визначення власних векторів матриці кореляції. Для цього використовували матричне рівняння повної проблеми власних значень вигляду (2.2)

$$R_x W_i = \lambda_i W_i, \quad (2.2)$$

де R_x – n -вимірний матриця кореляції;

λ_i – власне значення матриці кореляції;

W_i – i -тий ортонормований власний вектор.

В прикладній математиці розроблені чисельні методи, які значно спрощують розв'язання повної проблеми власних значень (наприклад, метод Якобі – метод обертань).

Розв'язання повної проблеми власних значень дає змогу отримати власні значення (λ_i) та власні вектори (W_i) матриці кореляції.

Власні значення матриці кореляції розташовуються у порядку їх зменшення

$$\lambda_1 > \lambda_2 > \lambda_3 > \dots > \lambda_n. \quad (2.3)$$

Властивість ортогональності власних векторів дає можливість розглядати сукупність власних векторів як базис n -вимірного евклідового простору R^n та шукати розкладання вектора ΔX_j чи (X_j) у цьому базисі.

Вектор ΔX_j являє собою метеорологічний об'єкт, в нашому випадку це поля середньомісячної температури повітря, місячної кількості опадів та приземного тиску. Необхідно здійснити розклад вектора ΔX_j у деякому ортогональному базисі таким чином, щоб отримати вектор меншого розміру, в котрому би залишалися всі основні фізичні властивості вихідного вектора, тобто поля.

Відповідне лінійне перетворення в матричній формі має вигляд

$$W' \Delta X_j = Z_j, \quad (2.4)$$

де

$$Z_j = \begin{pmatrix} Z_{1j} \\ Z_{2j} \\ Z_{3j} \\ \dots \\ Z_{ij} \\ \dots \\ Z_{nj} \end{pmatrix}, \quad i = 1, \bar{n}. \quad (2.5)$$

Оскільки базис власних векторів є ортогональним, то компоненти Z_{ij} вектора Z_j є лінійно незалежними. Вектор Z_j називається вектором ортогональних компонент. Відомо, що дисперсія $\sigma_{z_i}^2$ i -тої складової вектора ортогональної компоненти визначається рівнянням

$$\sigma_{z_i}^2 = \lambda_i. \quad (2.6)$$

Це означає, що i -те власне значення матриці кореляції є дисперсією i -тої ортогональної компоненти.

Сумарна дисперсія метеорологічного поля розподіляється таким чином, що найбільша її частина являє собою дисперсію першої ортогональної компоненти (перше власне значення). Зі збільшенням номеру ортогональної компоненти доля сумарної дисперсії, що їй належить, зменшується. Оскільки найбільш великомасштабні атмосферні процеси характеризуються найбільшою дисперсією, то перша ортогональна компонента Z_1 і, таким чином, перший власний вектор відбиває особливості процесів найбільш великих масштабів, під дією котрих формуються поля метеорологічних величин, що досліджуються. Друга, третя та інші ортогональні компоненти характеризують процеси більш мілкового масштабу, у тому числі дрібномасштабні флуктації та шуми, що обумовлені похибками вимірювань та первинної обробки даних.

Як відомо, декілька перших власних значень матриці кореляції завжди складають більшу частину сумарної дисперсії поля. Це означає, що основні властивості полів вичерпуються відповідним числом перших k ортогональних компонент Z_i , їх називають головними. Вони й містять найбільш суттєву інформацію про структуру метеорологічного об'єкта, що досліджується. Тоді останні $(n-k)$ ортогональні компоненти відносяться до дрібномасштабних збурень та різних похибок, які утримуються у вихідній інформації.

Щоб визначити кількість головних компонент k , треба, відповідно до змісту поставленої задачі, визначити частку η_k сумарної дисперсії метеорологічного поля, яка відповідає найбільш великомасштабним особливостям кліматичного поля. Оскільки справедливим є співвідношення

$$\sum_{i=1}^n \sigma_{Z_i}^2 = \sum_{i=1}^n \lambda_i = t_r K_x, \quad (2.7)$$

ТО ОЧЕВИДНО, ЧИСЛО η_k ВИЗНАЧАЄТЬСЯ ЯК

$$\eta_k = \frac{\sum_{i=1}^k \lambda_i}{t_r K_x} \cdot 100\%. \quad (2.8)$$

В даній роботі компонентний аналіз був застосований до часових рядів місячної кількості опадів, взятих за 12 місяців періоду 1951-2000 рр.

2.1.2 Дослідження статистичної структури нестационарних часових рядів

Як показали чисельні дослідження, часові ряди метеорологічних величин, утримують «приховані» періодичні компоненти, обумовлені хвильовою природою атмосферних процесів.

Використання інтегрального перетворення Фур'є дає можливість отримати частоти, амплітуди, початкові фази періодичних компонент, «прихованих» у часовій послідовності [7].

Так, часовий ряд $X(t)$, заданий на інтервалі $t \in [-\tau, \tau]$, можна розглядати як кусково-гладку функцію часу. Таку функцію у відповідності до теореми Діріхле можна виразити суперпозицією простих гармонік

$$X(t) = \sum_{k=0}^{\infty} A_k \sin(\omega_k t + \varphi_k), \quad (2.9)$$

де A_k – амплітуда k -тої гармоніки;

ω_k – її частота;

φ_k – початкова фаза.

Рівність (2.9) може бути переписаною таким чином

$$X(t) = \sum_{k=0}^{\infty} [a_k \cos \omega_k t + b_k \sin \omega_k t], \quad (2.10)$$

ЯКЩО ПОЗНАЧИТИ

$$a_k = A_k \sin \omega_k, \quad (2.11)$$

$$b_k = A_k \cos \omega_k. \quad (2.12)$$

Як свідчать формули (2.11) та (2.12), початкова фаза розраховується за допомогою рівняння

$$\omega_k = \arctg \frac{a_k}{b_k}. \quad (2.13)$$

Для кусково-гладкої функції $X(t)$, заданої на нескінченному інтервалі, справедливим є перетворення Фур'є

$$F(i\omega) = \int_{-\infty}^{\infty} X(t) \cdot e^{-i\omega t} dt, \quad (2.14)$$

де $i = \sqrt{-1}$ – уявна одиниця.

Але часові ряди гідрометеорологічних величин визначені на обмеженому інтервалі і можуть бути апроксимовані таким чином

$$X(t) = \begin{cases} x(t), & t \in [-\tau, \tau]; \\ 0, & \text{за умови } |t| > \tau. \end{cases} \quad (2.15)$$

Для такої функції перетворення Фур'є має вигляд

$$F_{\tau}(i\omega) = \frac{1}{\tau} \int_{-\tau}^{\tau} X(t) \cdot e^{-i\omega t} dt. \quad (2.16)$$

Якщо впровадити відому формулу Ейлера, то інтеграл (2.16) приймає таку форму

$$F_{\tau}(i\omega) = U(\omega) - iV(\omega), \quad (2.17)$$

де

$$U(\omega) = \frac{1}{\tau} \int_{-\tau}^{\tau} X(t) \cos \omega t dt, \quad (2.18)$$

$$V(\omega) = \frac{1}{\tau} \int_{-\tau}^{\tau} X(t) \sin \omega t dt. \quad (2.19)$$

Рівності (2.18) та (2.19) є відповідно косинус- і синус-перетворення Фур'є функції $X(t)$, що апроксимована виразом (2.15). Якщо частоти гармонічних компонент, які утримуються в $X(t)$, не є близькими, то $U(\omega)$ і $V(\omega)$ мають вигляд кривих з різко вираженими піками в точках $\omega = \omega_k$. Висота піків приблизно дорівнює амплітудам парної (a_k) і непарної (b_k) складових періодичного коливання з частотою ω_k , «прихованого» в процесі $X(t)$. На тих

самих частотах ω_k будуть спостерігатися піки амплітуд $A_k = A(\omega_k)$, оскільки $a_k \approx U(\omega_k)$ і $b_k \approx V(\omega_k)$.

Амплітуду k -тої гармоніки в такому разі розраховують за формулою

$$A(\omega_k) = [U^2(\omega_k) + V^2(\omega_k)]^{\frac{1}{2}}. \quad (2.20)$$

З метою поліпшення селективних якостей перетворень Фур'є (2.18) та (2.19) в них вводять множники («вікна»), які зменшують вплив значень $X(t)$, заданих поблизу меж інтервалу визначення функції.

Отже, з врахуванням «вікна» Гіббса косинус- та синус-перетворення Фур'є описуються рівняннями (2.21) і (2.22) відповідно

$$U(\omega) = \frac{1}{\tau} \int_{-\tau}^{\tau} \frac{\sin \frac{\pi t}{2\tau}}{2t} X(t) \cos \omega t dt, \quad (2.21)$$

$$V(\omega) = \frac{1}{\tau} \int_{-\tau}^{\tau} \frac{\sin \frac{\pi t}{2\tau}}{2t} X(t) \sin \omega t dt. \quad (2.22)$$

Періодичності, що утримуються у випадковому процесі, визначаються по піках амплітуд $A(\omega_i)$ на періодограмі (амплітудно-частотній характеристиці). Для ліквідації малозабезпечених піків застосовують фільтр Тьюккі

$$\tilde{A}(\omega_i) = 0.25 A(\omega_{i-1}) + 0.5 A(\omega_i) + 0.25 A(\omega_{i+1}). \quad (2.23)$$

Визначення статистично значущих періодичностей, характерних для процесу $X(t)$, ґрунтується на побудові верхньої довірчої межі для амплітуд із заданою ймовірністю за умови, що амплітуди підпорядковуються нормальному розподілу. Періоди T_k гармонік ω_k , які відповідають пікам амплітуд, що виходять за довірчу межу, ототожнюються з періодами гармонічних коливань, які утримуються у випадковому процесі $X(t)$. Для кожного з них знаходять початкову фазу

$$\varphi_k = \arctg \frac{U(\omega_k)}{V(\omega_k)}. \quad (2.24)$$

Початкова фаза дає можливість знайти точку h_k на осі часу, яка є початком коливання, тобто

$$h_k = \begin{cases} \frac{(\pi + \varphi_k)}{2\pi} \cdot T_k & \text{за умови } \varphi_k \leq 0; \\ \frac{\varphi_k \cdot T_k}{2\pi} & \text{за умови } \varphi_k > 0, \end{cases} \quad (2.25)$$

де φ_k – початкова фаза гармонічного коливання в радіанах;

T_k – період гармонічного коливання в одиницях часу, який розраховується за формулою

$$T_k = \frac{2\pi}{\omega_k}. \quad (2.26)$$

Більшість метеорологічних величин являють собою нестационарні випадкові процеси. Основною причиною цього є те, що під впливом різного надходження до земної поверхні кількості сонячної радіації протягом доби, сезону і року величини мають добовий, сезонний, річний хід і т.п.

Багаторічні змінення характеру кліматоутворювальних факторів приводять до виникнення трендів, тобто однонаправлених змін метеорологічних величин протягом тривалого часу.

Дослідження статистичної структури гідрометеорологічних характеристик ґрунтуються на послідовності їх значень у вигляді еквідистантних часових рядів. Останні можуть бути зображені як сума детермінованої $\hat{X}(t)$ і випадкової $X_3(t)$ компонент [7]. У свою чергу, детермінована компонента складається з тренду $X_1(t)$ і періодичної компоненти $X_2(t)$, яка відбиває віковий, річний або добовий хід процесу $X(t)$ в залежності від інтервалу дискретності часового ряду.

Отже,

$$X(t) = X_1(t) + X_2(t) + X_3(t). \quad (2.27)$$

При подальшому вилученні з випадкового процесу $X(t)$ детермінованої складової $\hat{X}(t)$, випадкова компонента може розглядатися як стаціонарні випадкові припущення.

Детермінована основа випадкового процесу вилучається шляхом фільтрації (або згладжування) вихідного часового ряду.

Одним з видів згладжування є ковзне осереднення, яке у загальному вигляді може бути зображене таким чином

$$\hat{X}(t_k) = \frac{1}{n} \sum_{i=k-\frac{n}{2}}^{k+\frac{n}{2}} \alpha_i X(t_i), \quad (2.28)$$

де α_i – ваговий множник;

n – кількість точок, по яких проводять згладжування
 $k = 1 + \frac{n}{2}; 2 + \frac{n}{2}; \dots; N' + \frac{n}{2}; N' = N(n-1);$
 N – кількість членів ряду.

Якщо в рівності (2.28) $\alpha_i = 1 \quad \forall \quad i = \overline{1, n}$, то оператор згладжування визначає просте ковзне осереднення, в якому вага всіх точок, котрі приймають участь при розрахунках середнього значення на інтервалі $\left[k - \frac{n}{2}; k + \frac{n}{2} \right]$, однакова. Більш коректними є фільтри, що утримують тригонометричні

$$\alpha_i = 1 + \cos \frac{2\pi(k-i)}{n} \quad (2.29)$$

або експоненціальні

$$\alpha_i = \exp \left[-\frac{|k-i|}{n} \right] \quad (2.30)$$

вагові множники. Вони зменшуються по відзначених формулами (2.29) і (2.30) законах від середини інтервалу згладжування до його кінців.

2.1.3 Алгоритм універсального адаптивного ітераційного методу кластерного аналізу (УАІМКА)

Даний метод, що отримав назву «Універсальний адаптивний ітераційний метод кластерного аналізу (УАІМКА)» [16], розглядає вектори, компоненти яких характеризують різні параметри фізичного стану атмосфери.

В якості вихідної інформації виступає матриця $X = \{x_{ij}\}_{nm}$, що містить n векторів-рядків мірності m , та яка характеризує статистичні ряди об'ємом $m=50$ у 38-ми пунктах (n), що і повинні бути кластеризовані. Як апріорну інформацію, на відміну від інших методів, задається тільки мінімальна кількість векторів τ , що можуть скласти кластер.

Ітераційний процес у методі УАІМКА складається з ряду кроків.

1-й крок. Розраховується квадратна матриця порядку m евклідових відстаней між усіма векторами матриці X

$$D = (D_{ij})_{mn}, \quad D_{ij} = \sqrt{\sum_{s=1}^n (x_{js} - x_{is})^2}. \quad (2.31)$$

Матриця D є симетричною. На головній діагоналі цієї матриці розташовуються нулі.

2-й крок. У кожному рядку матриці D здійснюється ранжування її елементів, тобто її елементи розташовуються в напрямку збільшення. Отже, ми отримуємо матрицю D' вигляду (2.32), де здійснюється зміна нумерації елементів кожного рядка (p -номер стовпчика, в якому розташовується елемент кожного рядка матриці (2.32) в матриці $D(p = \overline{1, m})$).

Нехай, припустимо, ми умовилися, що мінімальна кількість векторів, яка може становити кластер, дорівнює τ .

Тоді аналізу піддається блок матриці (2.32), яка складається з перших $\tau = \theta$ стовпців (на першому етапі, наприклад, $\theta = 3$).

3-й крок. Далі проводиться порівняння евклідових відстаней $D_{ij}(i, j = \overline{1, m})$ з евклідовими відстанями $d_{13}^{(p)}$. Якщо $D_{ij} \leq d_{13}^{(p)} (i = \overline{1, m})$, то j -й вектор може розглядатися як центр кластера для i -го вектора (з урахуванням значення індексу p).

$$D' = \begin{pmatrix} 0 & d_{12}^{(p)} & d_{13}^{(p)} & d_{14}^{(p)} & \dots & d_{1m}^{(p)} \\ 0 & d_{22}^{(p)} & d_{23}^{(p)} & d_{24}^{(p)} & \dots & d_{2m}^{(p)} \\ 0 & d_{32}^{(p)} & d_{33}^{(p)} & d_{34}^{(p)} & \dots & d_{3m}^{(p)} \\ 0 & d_{42}^{(p)} & d_{43}^{(p)} & d_{44}^{(p)} & \dots & d_{4m}^{(p)} \\ \dots & \dots & \dots & \dots & \dots & \dots \\ 0 & d_{n2}^{(p)} & d_{n3}^{(p)} & d_{n4}^{(p)} & \dots & d_{nm}^{(p)} \end{pmatrix}, \quad (2.32)$$

4-й крок. Для кожного j -го вектора визначається кількість i -х векторів (кількість входжень S_j), для котрих він може бути центром кластера.

5-й крок. Із загальної кількості j -х векторів виділяються ті, для яких виконується умова $S_j \geq \tau$ (у нашому випадку $S_j \geq 3$). Решта потенційних центрів кластерів, які не відповідають даній умові, ліквідується.

6-й крок. Визначається кількість j -х векторів, що залишилися, як центрів кластерів. Будемо вважати, що їх кількість дорівнює r ($j = r$).

7-й крок. Із загальної кількості m -х векторів устанавлюються ті, що потрапили в s -й (V_s) та g -й (V_g) кластери одночасно ($s, g = \overline{1, r}; i \neq s, g$). Після чого відбувається їхнє розведення по кластерах за вирішальним правилом: що $X_i \in V_s$, якщо $D_{is} < D_{ig}$, при цьому $S_g = S_g - 1$.

8-й крок. Знаходяться евклідові відстані \tilde{D}_{sg} між центрами s -го (V_s) та g -го (V_g) кластерів.

9-й крок. Визначаємо максимальну відстань між векторами, що потрапили в s -й кластер D_{ts} та g -й кластер D_{fg} ($t = \overline{1, S_s}; f = \overline{1, S_g}$). Будемо вважати це D_{fg} .

10-й крок. Евклідова відстань D_{fg} порівнюється з відстанями між центрами кластерів \tilde{D}_{sg} . Якщо $\tilde{D}_{sg} < D_{fg}$, то при $S_s \geq S_g$ ліквідується g -й кластер. Якщо $S_g > S_s$, то ліквідується s -й кластер.

11-й крок. Проводиться формування ряду попередніх центрів кластерів z_j ($j \leq \overline{1, m/3}$), де $m/3$ - округляється до меншого цілого числа.

12-й крок. Відбувається розподіл по кластерах векторів вихідної вибірки відповідно до вирішального правила: $X \in V_j, D_{xz_j} < D_{xz_k}$.

13-й крок. Визначається кількість векторів S_j , що увійшли в кожний j -й кластер V_j .

14-й крок. Розраховуються коефіцієнти кореляції $r_{z_j z_p}$ між центрами всіх кластерів.

15-й крок. Розраховується осереднене значення коефіцієнта кореляції \bar{r}_z по усіх виділених кластерах.

16-й крок. Здійснюється порівняння коефіцієнтів кореляції між центрами кластерів $r_{z_j z_p}$ з осередненим коефіцієнтом кореляції.

17-й крок. Якщо $r_{z_j z_p} > \bar{r}_z$, то центри z_j та z_p знаходяться у тісному кореляційному зв'язку і є підстава для об'єднання кластерів V_j та V_p . Після їх об'єднання ліквідується той центр кластера, якому належить менша кількість векторів (ліквідується центр z_j , якщо $S_j < S_p$), і підраховується кількість кластерів N_θ , що залишилися.

18-й крок. Повертаємося до 2 кроку за умови $\theta = \theta + 1$, і ітераційна процедура продовжується знову аж до 17 кроку включно.

19-й крок. Порівнюються кількість кластерів, які отримані на етапі θ та етапі $\theta - 1$. Якщо на етапі θ $N_{\theta-1} \geq 2, N_\theta < 2$, а також $N_{\theta-1} \geq 2, N \geq 2$ і $N_{\theta-1} > N_\theta$, то процедура завершується і здійснюється розподіл векторів вихідної вибірки по кластерах відповідно вирішального правила, зазначеного в кроці 12.

Якщо $N_{\theta-1} \geq 2, N_\theta \geq 2$ та $N_{\theta-1} \leq N_\theta$, то повертаємося до кроку 2 за умови $\theta = \theta + 1$.

20-й крок. Проводиться уточнення центрів кластерів. Як уточнений центр кластера розглядається осереднений вектор по усіх векторах, що входять у даний кластер.

Метод УАІМКА був застосований до кліматичних полів місячної кількості опадів, середньомісячної температури повітря та атмосферного тиску.

2.2 Динаміка місячної кількості опадів протягом XX та на початку XXI століть на території лівобережної України

2.2.1 Динаміка атмосферних опадів впродовж XX століття

Опади є однією з найважливіших характеристик режиму зволоження. Протягом всього року атмосферні опади визначаються, головним чином, циклонічною діяльністю. Опади в різних районах України суттєво відрізняються за кількістю, характером річного ходу, інтенсивністю, тривалістю. Розподіл опадів по території України характеризується великою плямистістю. Кількість опадів і їх повторюваність залежить не тільки від характеру синоптичних та фізико-географічних умов, а й від місцевих особливостей території [3, 19-21, 23-25].

У даному пункті розглядаються зміни місячної кількості опадів протягом 4-х сезонів року за окремі десятиріччя XX століття на шести довгоярних станціях лівобережного регіону України: Київ, Полтава, Суми, Лозова, Луганськ, Донецьк.

Проведене дослідження вказує на те, що максимальна кількість опадів у грудні спостерігалася у сьомому десятиріччі на всіх станціях. Ця кількість опадів змінювалася від 80 мм на станції Лозова до 50 мм – на станції Луганськ. Мінімальна кількість опадів на станції Донецьк відмічалася у шостому десятиріччі (37 мм), на станціях Суми і Лозова – у 1921-1930 рр. (29 мм і 37 мм відповідно), на станції Полтава – у 1901-1910 рр. (29 мм), на станції Луганськ – у 1931-1940 рр. (26 мм), а на станції Київ – у 1941-1950 рр. (39 мм). Перші шість десятиріч минулого століття характеризувалися випадінням місячної кількості опадів, яка менше кліматичної норми (переважно на всіх представлених станціях). На станції Київ відмічалися три десятиріччя, коли кількість опадів перевищувала кліматичну норму, а саме: з 1911 по 1940 рр. На станції Луганськ у період 1901-1910 рр. випала місячна кількість опадів, що відповідала кліматичній нормі, а на станції Київ вона спостерігалася у період 1911-1920 рр. Останні три десятиріччя XX століття (1971-2000 рр.) характеризувалися посушливим режимом по відношенню до кліматичної норми на станціях лівобережного регіону. Винятком стала станція Суми, де у восьмому десятиріччі випало на 7 мм опадів більше за кліматичну норму.

Взагалі перша половина XX століття була переважно посушливою на відміну від другої. У грудні на початку XX століття спостерігалися різні тенденції в змінах місячної кількості опадів на станціях лівобережної України. Незначне зростання опадів відмічалось у період 1911-1920 рр. на більшості території. В 60-х роках минулого століття на всіх станціях регіону було зафіксовано різке зростання кількості опадів, яке надалі змінилося їх зменшенням.

У січні (табл. 2.1 та рис. 2.1) максимальна кількість опадів (максимальні значення підкреслені) випала у період 1961-1970 рр. на всіх станціях, як і у грудні. Лише на станції Луганськ максимум опадів спостерігався через двадцять років (1981-1990 рр.). Найбільша кількість опадів зафіксована на станціях Лозова (69 мм) і Київ (60 мм). На станціях Донецьк, Суми та Полтава цей максимум кількості опадів склав 53 мм. Мінімальна кількість опадів (мінімальні значення виведені жирним шрифтом) на станціях Суми, Лозова, Полтава і Луганськ зафіксована у 1921-1930 рр. На станції Полтава мінімум опадів відмічався ще і у наступні два десятиріччя (1931-1940 рр., 1941-1950 рр.), на станціях Київ і Донецьк – у період 1991-2000 рр. Відповідність кількості опадів кліматичній нормі відмічалася на станціях Донецьк у період 1941-1950 рр., Лозова – у 1981-1990 рр., Луганськ – у 1951-1960 рр. Останнє десятиріччя мало тенденцію до зменшення кількості опадів на станціях даного регіону.

Таблиця 2.1 – Зміна місячної кількості опадів за окремі десятиріччя (січень)

№ п/п	Періоди	Донецьк	Суми	Лозова	Київ	Полтава	Луганськ
1	1901-1910	34	34	34	41	27	24
2	1911-1920	33	30	38	47	31	28
3	1921-1930	29	28	26	34	26	20
4	1931-1940	40	38	37	51	26	18
5	1941-1950	42	31	32	38	26	21
6	1951-1960	45	33	49	47	44	36
7	1961-1970	<u>53</u>	<u>53</u>	<u>69</u>	<u>60</u>	<u>53</u>	42
8	1971-1980	30	33	42	45	33	22
9	1981-1990	48	41	56	39	44	<u>43</u>
10	1991-2000	28	29	29	31	38	29
11	норма	42	48	56	48	43	36

Динаміка середньомісячної кількості опадів у січні (рис. 2.5) протягом 100 років мала коливальний характер з періодом 20-30 років. Тому на початку XXI століття в даному регіоні у січні повинно відбуватися поступове їх зростання, якщо враховувати ту тенденцію, що намітилася упродовж минулого століття.

У лютому максимальна кількість опадів спостерігалася у період 1961-1970 рр. на станціях Суми, Лозова, Київ і Полтава. На станції Донецьк максимум опадів відмічався на десять років раніше (1951-1960 рр.), а на станції

Луганськ – із запізненням (1971-1980 рр.). Місячна кількість опадів відповідала кліматичній нормі на станції Луганськ у періоди 1901-1910 рр., 1951-1960 рр., а на станції Київ – у 1921-1930 рр. Мінімальна кількість опадів випала на станціях Донецьк, Лозова і Луганськ у третьому десятиріччі. На станціях Суми та Полтава вона відмічалася у період 1911-1920 рр., на станції Київ – у 1991-2000 рр. За останні 30 років у лютому на території лівобережної України спостерігалася стабілізація режиму опадів.

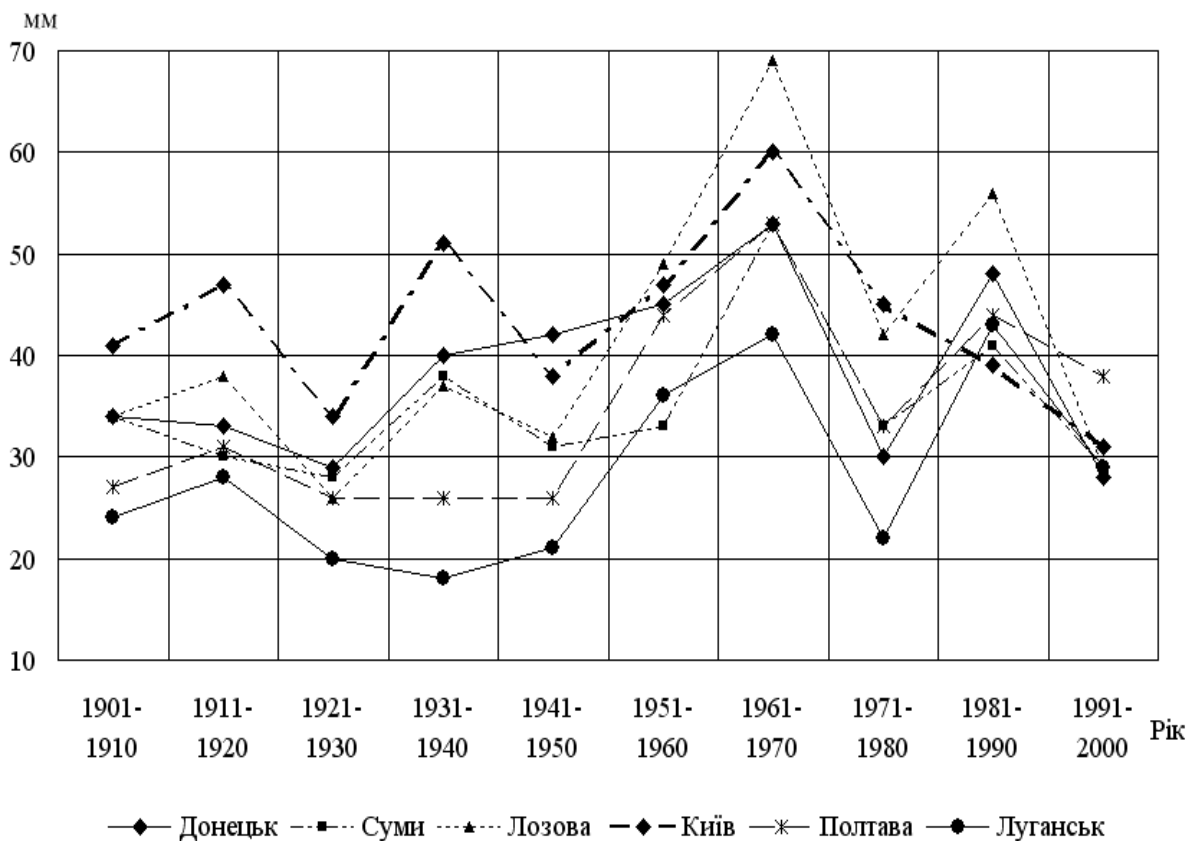


Рисунок 2.1 – Зміна середньомісячної кількості опадів (січень)

Таким чином, у зимовий період найбільш різкі зміни місячної кількості опадів припали на період 1961-1970 рр., а наприкінці минулого століття на території лівобережного регіону встановився посушливий режим.

На початку весни, у березні, мінімальні значення кількості опадів спостерігалися у третьому десятиріччі на всіх станціях, крім станції Київ (1981-1990 рр.). Максимальні значення опадів відмічалися у другому десятиріччі на станціях Донецьк, Київ і Луганськ. На станціях Лозова і Полтава вони спостерігалися впродовж періоду 1991-2000 рр., на станції Суми – у період 1961-1970 рр. У березні протягом ХХ-го століття спостерігалася зменшення кількості опадів на станціях Суми, Полтава та Луганськ. Кількість опадів відповідала кліматичній нормі на станції Київ у 1941-1960 рр. та у 1971-1980 рр., а на станції Донецьк – у 1931-1940 рр. Різке зростання кількості опадів у березні відбувалося у періоди 1911-1920 рр., 1941-1950 рр. (крім ст. Київ),

1961-1970 рр. та особливо у 1991-2000 рр. майже на всіх станціях регіону. Можна зазначити наявність існування у березні чітких коливань максимумів та мінімумів кількості опадів через кожні 30 років. Так, мінімальна кількість опадів спостерігалася у періоди 1921-1930 рр., 1951-1960 рр., 1981-1990 рр. переважно на всіх станціях регіону.

У квітні (табл. 2.2) максимальна кількість опадів зафіксована у період 1931-1940 рр. на станціях Донецьк, Лозова, Київ і Полтава. На станції Суми вона відмічалася в дев'ятому та десятому десятиріччях, на станції Луганськ – у восьмому. Мінімальна кількість опадів випала на станціях Донецьк та Суми у період 1911-1920 рр., на станціях Київ і Луганськ – у 1951-1960 рр., на станції Лозова – у 1921-1930 рр., на станції Полтава – у 1941-1950 рр. Лише на станції Донецьк опади відповідали нормі у періоди 1901-1910 рр. та 1981-1990 рр., на станції Суми – у 1951-1960 рр. За останні три десятиріччя (1971-2000 рр.) у квітні випало опадів на території регіону більше норми. На рис. 2.2 представлена динаміка місячної кількості опадів у квітні на шести довгоядних станціях лівобережної України. Як випливає з рис. 2.2, для регіону характерними є 40-річні зміни в кількості опадів. Впродовж останніх двадцяти років режим зволоження на досліджуваній території у цьому місяці стабілізувався.

Таблиця 2.2 - Зміна місячної кількості опадів за окремі десятиріччя (квітень)

№ п/п	Періоди	Донець к	Суми	Лозова	Київ	Полтава	Луганськ
1	1901-1910	41	44	43	55	41	44
2	1911-1920	23	30	37	44	27	29
3	1921-1930	36	37	28	58	44	33
4	1931-1940	<u>64</u>	46	<u>63</u>	<u>73</u>	<u>54</u>	48
5	1941-1950	30	30	29	44	26	32
6	1951-1960	35	39	31	33	31	26
7	1961-1970	32	33	40	46	28	33
8	1971-1980	43	38	47	52	47	<u>56</u>
9	1981-1990	41	<u>47</u>	38	50	44	30
10	1991-2000	39	<u>47</u>	40	51	49	29
11	норма	41	39	42	49	37	39

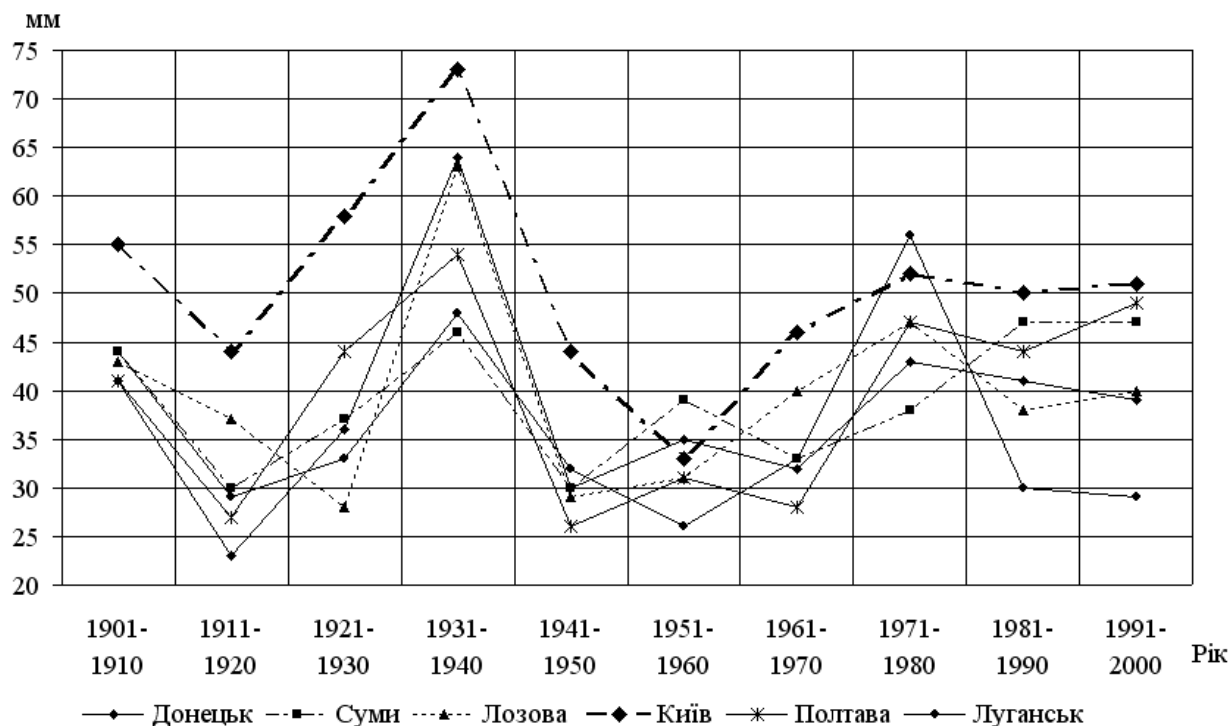


Рисунок 2.2 – Зміна середньомісячної кількості опадів (квітень)

У травні розподіл кількості опадів на території лівобережної України характеризувався плямистістю. Так, максимальна кількість опадів відмічалася у період 1911-1920 рр. на станціях Київ і Луганськ, у 1921-1930 рр. – на станціях Донецьк і Лозова; у період 1991-2000 рр. – на станціях Суми та Полтава.

В останні три десятиріччя (1971-2000 рр.) кількість опадів майже відповідала кліматичній нормі на станціях Лозова, Полтава та Луганськ. У травні динаміка середньомісячної кількості опадів по десятиріччях на станціях лівобережного регіону вказує на складний характер цих змін. Так, збільшення кількості опадів спостерігалось у періоди 1911-1920 рр. та 1971-1980 рр. переважно на всіх станціях (крім станцій Київ та Луганськ). На станції Лозова відмічалось незначне їх зменшення. Наприкінці століття намітилася тенденція зростання опадів на території лівобережного регіону.

Таким чином, у весняний період на території лівобережної України був зафіксований складний характер зміни кількості опадів і він є особливим для кожного з місяців цього періоду.

У червні максимальні значення кількості опадів спостерігалися на станціях Суми, Київ і Полтава у 1911-1920 рр., на ст. Луганськ – у 1931-1940 рр., на ст. Лозова – у 1981-1990 рр., на ст. Донецьк – у 1991-2000 рр. Тобто розподіл опадів на даній території не мав загальних рис. Мінімальні значення переважали у період 1961-1970 рр. на більшості станцій, крім станцій Луганськ та Лозова. На останніх – вони зафіксовані у 1951-1960 рр. та у 1991-2000 рр. відповідно. У період 1911-1920 рр. на станціях Київ, Суми і Полтава у червні відбулося збільшення кількості опадів. На решті станцій відмічалось їх

зменшення. Період 1921-1970 рр. характеризувався незначними коливаннями опадів на фоні їх загального зменшення.

У липні (табл. 2.3 та рис. 2.3) спостерігалася аналогічна ситуація, як і у попередньому місяці. Так, максимальні значення опадів на станціях Лозова і Полтава спостерігалися у 1911-1920 рр., на станціях Донецьк і Київ – у 1971-1980 рр., на станції Суми – у 1941-1950 рр., на станції Луганськ – у 1991-2000 рр. Мінімальна кількість опадів відмічалася на станціях Донецьк, Лозова та Полтава впродовж останнього десятиріччя (1991-2000 рр.), на ст. Суми – у 1901-1910 рр., на ст. Київ – у 1951-1960 рр., на ст. Луганськ – у 1961-1970 рр. Зміна кількості опадів у липні (рис. 2.3) відбувалася через кожні 30 років. Так, збільшення кількості опадів на станціях регіону спостерігалось у другому (1911-1920 рр.), п'ятому (1941-1950 рр.) та восьмому (1971-1980 рр.) десятиріччях. Період 1981-2000 рр. характеризувався посушливим режимом на станціях Лозова, Полтава та Донецьк. На решті станцій відбулося незначне їх збільшення.

У серпні також існував складний характер зміни кількості опадів. Так, максимум опадів зафіксовано у період 1911-1920 рр. на станціях Донецьк, Полтава та Луганськ. На ст. Суми він спостерігався у 1941-1950 рр., на ст. Київ – у 1961-1970 рр., на ст. Лозова – у 1991-2000 рр. Мінімальна кількість опадів випала у 1901-1910 рр. на ст. Лозова, у 1931-1940 рр. на ст. Суми, у 1941-1950 рр. на ст. Донецьк, у 1961-1970 рр. на ст. Полтава, у 1971-1980 рр. на ст. Київ, у 1981-1990 рр. на ст. Луганськ.

Таблиця 2.3 – Зміна місячної кількості опадів за окремі десятиріччя (липень)

№ п/п	Періоди	Донецьк	Суми	Лозова	Київ	Полтава	Луганськ
1	1901-1910	62	60	54	87	58	62
2	1911-1920	65	88	<u>69</u>	99	<u>102</u>	68
3	1921-1930	48	69	47	60	56	52
4	1931-1940	52	86	53	70	61	61
5	1941-1950	60	<u>93</u>	62	95	78	47
6	1951-1960	61	68	45	58	51	48
7	1961-1970	41	65	49	87	54	38
8	1971-1980	68	92	65	<u>102</u>	86	60
9	1981-1990	<u>61</u>	74	61	75	75	56
10	1991-2000	40	73	39	77	50	<u>70</u>
11	<i>норма</i>	48	77	58	88	71	51

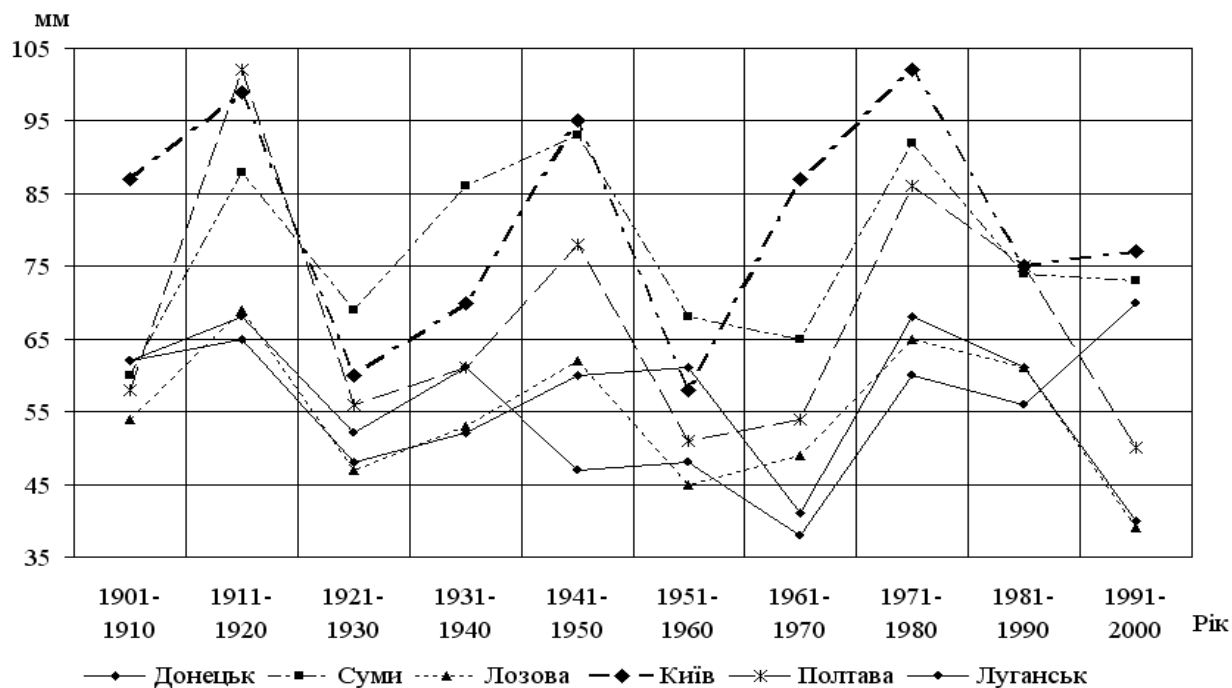


Рисунок 2.3 – Зміна середньомісячної кількості опадів (липень)

У серпні можна відмітити збільшення кількості опадів на станціях регіону на початку ХХ століття. Надалі спостерігалось їх незначне коливання на фоні зниження на території досліджуваного регіону. На станціях Київ і Суми зафіксовані суттєві коливання кількості опадів. Наприкінці століття (1981-2000 рр.) на станціях Суми, Київ та Полтава відбулося їх зменшення.

Таким чином, у літній період зміна опадів на станціях регіону мала складний характер. Для липня є характерними тридцятирічні коливання кількості опадів.

На початку осені, у вересні, на станціях Донецьк і Полтава спостерігався максимум кількості у третьому десятиріччі (1921-1930 рр.). На станціях Суми, Київ і Луганськ він був зафіксований у період 1991-2000 рр., на станції Лозова – у 1971-1980 рр. Мінімальні значення кількості опадів на станціях Донецьк, Суми та Київ спостерігалися впродовж сьомого десятиріччя, на станціях Лозова і Луганськ – у 1941-1950 рр., на ст. Полтава – у 1901-1910 рр. Останні три десятиріччя мають характерне збільшення опадів на всіх станціях лівобережного регіону. У вересні характерним є значна амплітуда коливань кількості опадів на станціях Київ і Донецьк. У перші три десятиріччя відбувалося збільшення опадів на всіх станціях. Характерним є існування коливань з періодом 20-30 років. Останні два десятиріччя мали тенденцію до збільшення опадів на станціях лівобережної України.

У жовтні (табл. 2.4) зміна опадів на території лівобережної України мала загальні риси. Так, максимальні значення кількості опадів відмічалися у четвертому десятиріччі переважно на всіх станціях, крім ст. Луганськ. Посушливий режим спостерігався у період 1961-1970 рр. на станціях Донецьк,

Суми та Лозова. Через 10 років він встановився на ст. Полтава та через 20 років – на станціях Київ і Луганськ. Зволожений режим відновився на території лівобережного регіону впродовж останніх двадцяти років.

Таблиця 2.4 - Зміна місячної кількості опадів за окремі десятиріччя (жовтень)

№ п/п	Періоди	Донецьк	Суми	Лозова	Київ	Полтава	Луганськ
1	1901-1910	44	39	47	50	43	38
2	1911-1920	35	37	38	42	44	34
3	1921-1930	36	48	41	39	44	42
4	1931-1940	<u>46</u>	<u>62</u>	<u>52</u>	<u>56</u>	<u>59</u>	37
5	1941-1950	39	41	51	45	50	<u>46</u>
6	1951-1960	41	56	42	52	55	39
7	1961-1970	27	30	27	38	38	30
8	1971-1980	32	43	28	35	37	29
9	1981-1990	37	41	37	33	50	22
10	1991-2000	44	59	46	41	48	41
11	<i>норма</i>	27	38	30	35	42	27

Динаміка середньомісячної кількості опадів у жовтні представлена на рис. 2.4. Як випливає з рис. 2.4, збільшення опадів спостерігалось у період 1921-1940 рр., надалі – їх зниження до дев'ятого десятиріччя. Тенденція зростання опадів встановилася з 80-х років ХХ століття.

У листопаді впродовж минулих ста років на більшості станцій регіону кількість опадів була нижче кліматичної норми. Підвищений режим зволоження спостерігався на станціях Донецьк, Лозова і Луганськ у 1901-1910 рр., на ст. Суми і Полтава – у 1961-1970 рр., на ст. Київ – у 1921-1930 рр. Посушливий режим встановився на станціях Донецьк, Суми, Лозова та Полтава у період 1921-1930 рр., на ст. Луганськ – у 1931-1940 рр., на ст. Київ – у 1981-1990 рр. У листопаді відмічався нестійкий режим зволоження. Суттєві амплітуди коливань опадів зафіксовані на станціях Київ і Луганськ. Для решти станцій помітні періоди різних тенденцій тривалістю 20-30 років. На початку ХХ століття (1901-1930 рр.) спостерігалось зменшення кількості опадів переважно на більшості станцій регіону (крім ст. Київ). Наприкінці століття (1991-2000 рр.) сталося зменшення кількості опадів на всій території лівобережної України. Лише на станції Київ відбулося їх збільшення. Тобто, у вересні та жовтні кількість опадів наприкінці століття збільшилася. Різка зміна їх відбулася у періоди 1941-1950 рр. та 1961-1970 рр. У листопаді (крім ст. Київ) – навпаки, вони зменшилися.

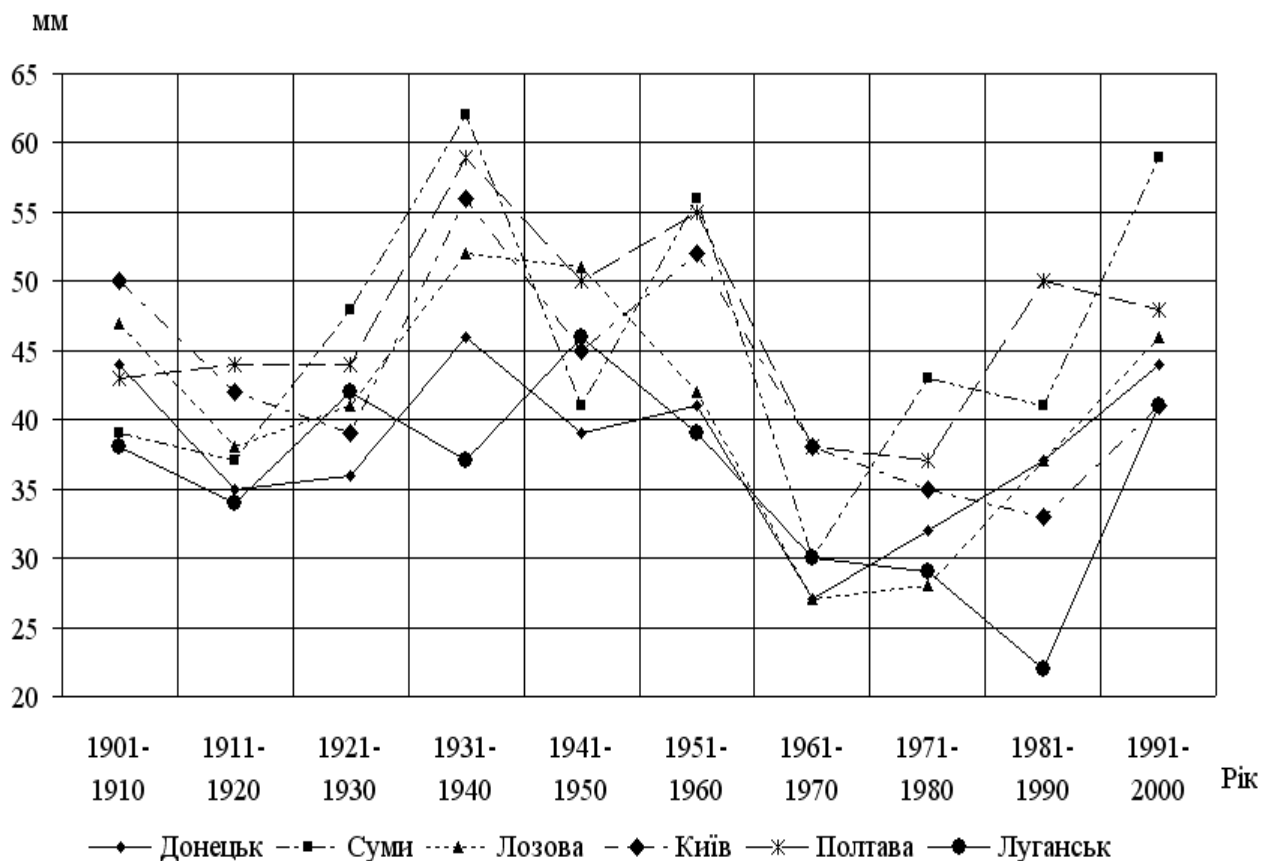


Рисунок 2.4 – Зміна середньомісячної кількості опадів (жовтень)

Таким чином, зміна кількості опадів впродовж століття на території лівобережного регіону характеризувалася складністю. У зимовий період збільшення опадів переважно спостерігалось у період 1961-1970 рр. на всіх станціях, крім станцій Донецьк і Луганськ. Аналогічна тенденція спостерігалася також у вересні та жовтні. Найбільші коливання місячної кількості опадів відмічалися у весняні та літні місяці.

2.2.2 Дослідження змін середньомісячної температури повітря та опадів на ст. Харків за перше десятиріччя XXI століття

В даному пункті розглядається динаміка середньомісячної температури повітря та місячної кількості опадів на станції Харків за період 2001-2010 рр.

В табл. 2.5 наводяться значення середньомісячної температури повітря за період 2001-2010 рр. (максимальні значення виведені жирним шрифтом, мінімальні – підкреслені). Аналізуючи зміни температури повітря на ст. Харків по місяцях, можна зазначити, що перше десятиріччя XXI століття характеризувалося зростанням середньомісячної температури повітря по відношенню до кліматичної норми впродовж року в середньому на 1,6°C. Протягом року в цьому десятиріччі зростання температури повітря було

неоднаковим. Найбільшим по відношенню до кліматичної норми воно зафіксовано у січні (на 2,6°C), а найменшим – у грудні (0,1°C).

Таблиця 2.5 – Середньомісячні значення температури повітря (°C)
за період 2001-2010 рр.

Рік	Місяць											
	12	01	02	03	04	05	06	07	08	09	10	11
2001	-8,7	-0,8	-3,6	2,2	10,9	<u>13,7</u>	<u>17,1</u>	25,6	21,8	14,5	7,3	2,1
2002	<u>-9,6</u>	-4,6	2,0	4,9	9,5	15,5	19,0	25,0	20,1	15,4	6,5	2,3
2003	-1,4	-5,0	-8,4	<u>-2,1</u>	<u>6,2</u>	18,8	17,3	20,3	19,1	<u>13,6</u>	7,6	2,3
2004	-1,1	-2,5	-3,2	3,8	8,5	13,8	17,3	<u>19,9</u>	20,5	14,7	8,0	1,9
2005	-1,6	-0,9	-0,6	-2,9	10,4	17,9	17,6	20,8	20,8	16,4	8,6	2,8
2006	0,8	<u>-9,8</u>	<u>-9,0</u>	-0,1	9,2	15,6	20,6	20,9	22,4	15,4	9,2	2,1
2007	-2,2	0,4	-4,5	4,7	8,4	18,5	20,6	22,1	23,3	15,1	9,4	<u>-0,1</u>
2008	-2,8	-6,3	-1,5	5,4	11,3	13,8	18,9	21,7	22,2	14,2	10,3	3,1
2009	-3,8	-4,8	-1,5	1,7	9,3	14,9	21,9	23,0	<u>19,0</u>	16,8	9,5	4,6
2010	-1,5	-9,6	-4,2	0,4	10,4	18,0	23,3	25,8	26,1	15,5	<u>5,9</u>	7,7
\bar{x} , °C	-3,2	-4,4	-3,5	1,8	9,4	16,1	19,4	22,5	21,5	15,2	8,2	2,9
Δt , °C	0,1	2,6	2,2	2,1	0,5	0,5	0,4	2,1	2,0	1,1	0,9	1,6
норма	-3,3	-7,0	-5,7	-0,3	8,9	15,6	19,0	20,4	19,5	14,1	7,3	1,3

Якщо розглядати динаміку середньомісячної температури повітря по календарних сезонах, в зимовий період (грудень, січень, лютий) зростання температури у середньому становило 1,6°C, для весняного періоду – 1,0°C, для літніх місяців – 1,5°C та восени – 1,2°C порівняно з кліматичною нормою.

Як впливає з табл. 2.5, серед весняних місяців найбільше потепління відбулося у березні (на 2,1°C). Більш спекотливими порівняно з кліматичною нормою стали липень (на 2,1°C) та серпень (на 2,0°). Восени найбільше зростання температури повітря зафіксовано у листопаді (на 1,6°C).

Таким чином, суттєве потепління спостерігалось на станції Харків впродовж періоду 2001-2010 рр. у зимові та літні місяці.

В табл. 2.6 представлена місячна кількість опадів на станції Харків за період 2001-2010 рр. (максимальні значення виведені жирним шрифтом, мінімальні – підкресленні).

Аналізуючи ці дані, можна зазначити, що за сезонами та в окремі місяці розподіл опадів є нерівномірним. Спостерігається значна амплітуда коливань опадів із року в рік, яка найбільш помітна влітку та взимку. У межах місяця мінливість опадів залишилася значною, що підтверджує ймовірність випадіння сильних дощів.

Таблиця 2.6 – Місячна кількість опадів за період 2001-2010 рр.

Рік	Місяць											
	12	01	02	03	04	05	06	07	08	09	10	11
2001	30	33	45	63	48	28	116	<u>4</u>	31	44	39	58
2002	<u>8</u>	<u>12</u>	27	26	12	48	50	91	20	104	57	36
2003	39	40	11	28	26	<u>12</u>	89	158	138	20	81	42
2004	36	57	50	43	28	102	29	75	68	47	27	37
2005	61	47	42	25	11	27	104	91	42	<u>2</u>	51	87
2006	10	28	35	48	12	46	52	27	40	59	34	60
2007	21	64	32	24	14	41	94	36	39	61	62	50
2008	17	23	<u>10</u>	47	98	37	42	22	30	38	<u>24</u>	<u>28</u>
2009	92	36	69	84	<u>6</u>	35	44	59	<u>8</u>	23	47	47
2010	66	45	53	<u>19</u>	24	47	<u>19</u>	61	16	117	80	45
\bar{u} , мм	38	39	37	41	28	42	64	62	43	52	50	49
Δu , мм	-8	-5	4	13	-8	-6	6	1	-7	11	-15	4
норма, мм	46	44	33	28	36	48	58	61	50	41	35	45

Так, за перше десятиріччя ХХІ століття зимові місяці (грудень, січень) характеризувалися незначним зменшенням кількості опадів (у середньому на 7 мм). Лише у лютому випало опадів на 4 мм більше порівняно з кліматичною нормою.

Весна на початку століття стала більш посушливою у квітні та травні порівняно з періодом 1961-1990 рр. У березні на ст. Харків випало опадів на 13 мм більше за норму.

Впродовж літніх місяців (червень, липень) опадів стало на 6 мм і 1 мм більше за норму, а в серпні – навпаки (на 7 мм). Посушливий режим зафіксовано у жовтні. В цьому місяці випало опадів на 15 мм менше порівняно з кліматичною нормою. Більше опадів випало у вересні (на 11 мм) та листопаді (на 4 мм) за кліматичну норму.

На рис. 2.5 наводиться динаміка середньомісячної температури повітря та опадів на станції Харків за період 1951-2010 рр. для центральних місяців основних сезонів року. Як впливає з рис. 2.5а, у січні на даній станції зберігається тенденція «потепління», яка намітилася наприкінці ХХ століття. У квітні спостерігалось незначне зниження середньомісячної температури повітря, порівняно з попереднім десятиріччям. У липні та жовтні продовжилося зростання температури повітря.

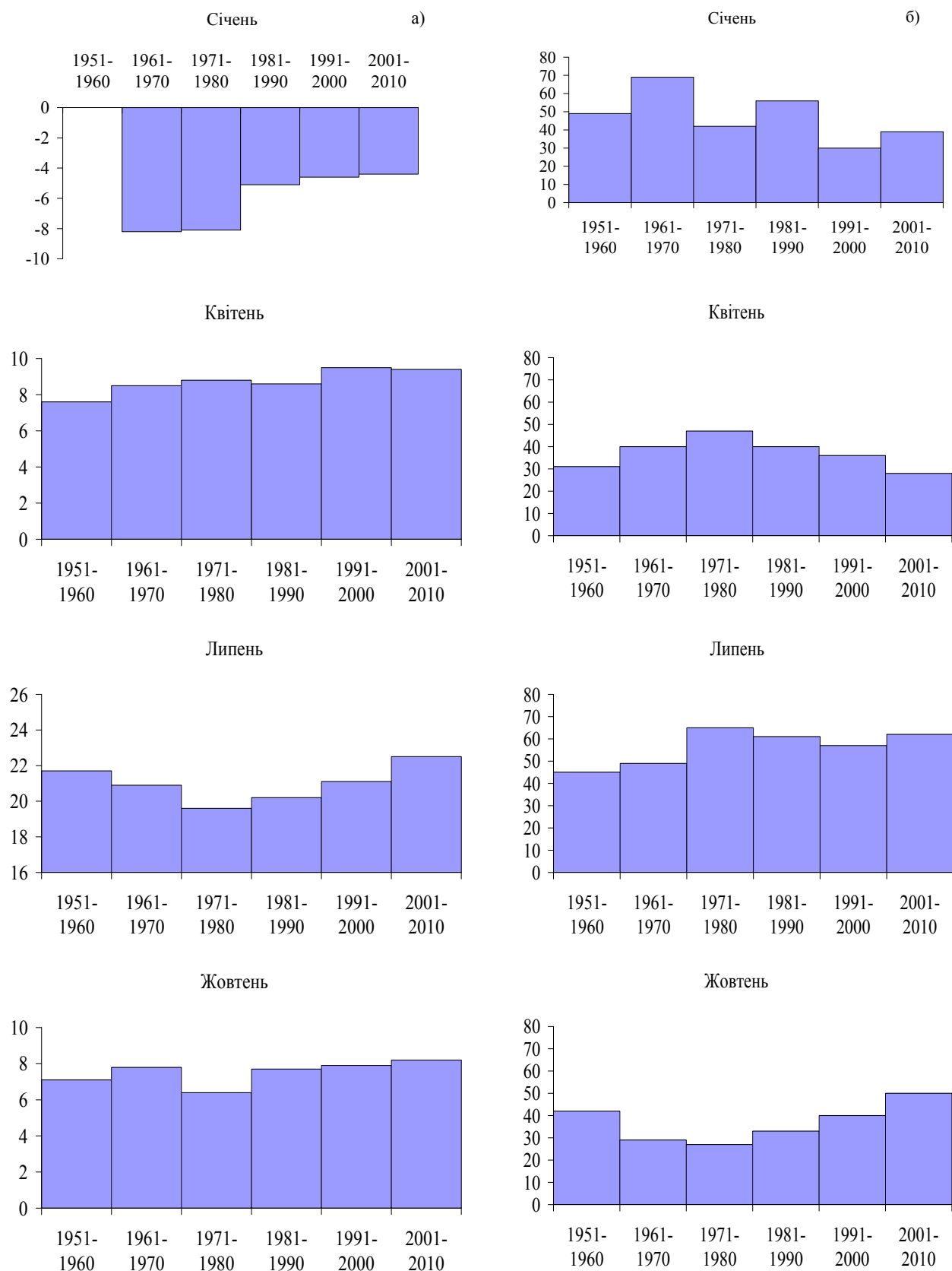


Рисунок 2.5 – Динаміка середньомісячної температури повітря (а) та опадів (б) на станції Харків

На початку ХХІ століття режим опадів на станції Харків (рис. 2.5б), змінився в бік посушливості особливо у квітні і це зниження кількості опадів розпочалося з 70-х років минулого століття. У жовтні, навпаки, кількість опадів на досліджуваній станції починає зростати у той самий період, що і у квітні (1971-1980 рр.). У січні місячна кількість опадів на початку ХХІ століття порівняно з попереднім періодом зросла, але визначеної тенденції не спостерігається.

У липні режим опадів на ст. Харків більш рівномірний на протязі періоду 1951-2010 рр.

Таким чином, досліджуючи зміни середньомісячної температури повітря та місячної кількості опадів впродовж першого десятиріччя ХХІ століття на станції Харків, можна вказати на подальшу тенденцію підвищення температури повітря особливо у зимові та літні місяці. Посушливий режим зволоження встановився у зимові та весняні місяці. Зростання інтенсивності опадів може супроводжуватися збільшенням кількості випадків з екстремальними опадами, на що вказує діапазон коливань місячної кількості опадів.

2.2.3 Частота випадання опадів різних градацій на ст. Харків

Атмосферні опади – частина кліматичних ресурсів, що найістотніше (поряд з температурою повітря) впливає на об'єкти сільськогосподарського виробництва і є важливим чинником для обґрунтування ведення і висвітлення систем землеробства та вегетації польових культур.

Харків по кількості опадів відноситься до зони з недостатнім зволоженням. Для міста характерним є континентальний тип річного ходу опадів з максимальним значенням у літні місяці (червні-липні) та мінімальним – у зимові. У цей сезон значна кількість опадів зумовлена переміщенням південних циклонів з території Середземномор'я. У 90% опади мають облоговий характер. Найменша кількість опадів спостерігається у лютому [28].

Частота випадіння опадів характеризується кількістю днів з опадами різних градацій (0,1; 0,5; 1,0; 5,0; 10,0 мм і більше).

В табл. 2.7 наводиться повторюваність різної кількості опадів на ст. Харків за період 2000-2009 рр. (максимальні значення виведені жирним шрифтом, а мінімальні – підкреслені).

Як впливає з табл. 2.7, за період 2000-2009 рр. на ст. Харків переважали опади до 0,1 мм (67-68 днів) та від 1,0 до 5,0 мм (53-54 дні). Річний хід кількості днів з опадами до 0,1 мм має два максимуми: один – у січні-лютому (7-9 днів), другий – у листопаді-грудні (7-10 днів). Основний мінімум припадає на

серпень-вересень (2-4 дні). Навесні частота випадіння опадів до 0,1 мм складає 3-6 днів щорічно.

Річний хід кількості днів з опадами до 5,0 мм характеризується одним максимумом у січні-лютому (6-7 днів) та двома мінімальними значеннями у травні і серпні (2-3 дні).

Річний хід кількості днів з опади до 10,0 мм має максимум у листопаді (2-3 дні) та мінімум – у серпні (1 день).

Таблиця 2.7 – Повторюваність різної кількості опадів, к. д.

Місяць	Опади, мм						
	$\geq 0,1$	$\geq 0,5$	$\geq 1,0$	$\geq 5,0$	$\geq 10,0$	$\geq 20,0$	$\geq 30,0$
01	8,6	3,4	1,4	6,7	1,1	0,7	-
02	7,3	2,2	2,1	6,8	1,5	<u>0,1</u>	<u>0,1</u>
03	3,8	2,2	1,9	4,9	2,2	0,7	<u>0,1</u>
04	3,9	1,3	<u>0,9</u>	4,6	1,1	0,6	-
05	5,9	0,9	1,3	2,6	1,6	0,9	0,2
06	5,5	0,9	1,1	3,7	2,1	1,7	0,3
07	4,3	1,1	1,2	4,4	1,4	0,8	0,9
08	3,9	<u>0,6</u>	<u>0,9</u>	<u>2,3</u>	<u>0,5</u>	0,9	0,4
09	<u>2,9</u>	0,8	<u>0,9</u>	3,9	1,7	1,2	0,2
10	4,0	1,2	1,4	4,4	1,4	1,0	0,2
11	7,5	2,3	1,8	3,8	2,4	0,9	<u>0,1</u>
12	9,9	3,5	2,0	5,3	1,6	0,6	-
рік	67,5	20,4	16,9	53,4	18,6	10,1	2,5

Практичне значення мають дані про опади ≥ 10 , ≥ 20 , ≥ 30 мм і більше за добу у зв'язку з тим, що вони завдають значних збитків господарству. Значні опади найчастіше випадають під час переміщення південних циклонів з Чорного і Середземного морів та Середньодунайської низовини; під час проходження фронтів, пов'язаних з циклонами, які рухаються із заходу і північного заходу над північними та центральними районами, а також за умови формування над Україною малорухомих циклонів [3].

Кількість днів з опадами до 20 мм впродовж року сягає десяти. При цьому опади до 30 мм можуть спостерігатися протягом 2-3 днів. Впродовж року найбільша повторюваність кількості днів з опадами більше 10 мм за добу припадає на теплу пору року (квітень-вересень).

Визначення частоти випадіння опадів різних градацій для будь-якої території має велике практичне значення. Враховуючи це положення, важливим

було проаналізувати частоту випадіння опадів різних градацій на території ст. Харків. На основі даних про добову кількість опадів була визначена кількість днів з опадами різних градацій, кількість днів з дощем та у відсотках від загальної кількості за період 2000 – 2009 рр., які представлені в табл. 2.8.

Таблиця 2.8 – Частота випадіння опадів, к. д. (2000-2009 рр.)

Опади, мм	2000	2001	2002	2003	2004	2005	2006	2007	2008	2009	\bar{x} , дн.
[0,0 - 0,1)	70	55	60	91	73	52	70	79	71	54	67,5
[0,1 - 0,5)	25	19	28	19	19	20	20	19	20	15	20,4
[0,5 - 1,0)	21	11	14	14	20	20	19	19	12	19	16,9
[1,0 - 5,0)	47	56	51	48	69	47	45	51	56	64	53,4
[5,0 - 10,0)	11	25	15	13	21	20	27	20	8	26	18,6
[10,0-20,0)	8	13	10	12	10	13	6	9	13	7	10,1
[20,0-30,0)	1	1	-	9	5	3	-	3	-	3	2,5
$\geq 30,0$	1	-	1	1	1	2	-	1	-	-	0,7
К. д. з дощем,	184	180	180	207	217	177	187	201	180	188	190,1
%	50,4	49,3	49,3	56,7	59,5	48,6	51,2	55,1	49,3	51,5	52,1
[0,0 - 10,0)	174	166	168	185	202	159	181	188	167	178	176,8
≥ 10	10	14	11	22	16	18	6	13	13	10	13,3

На станції Харків зафіксовано у середньому 190 днів з опадами. Переважають опади від 0,0 мм до 0,1 мм (67-68 днів) та від 1,0 мм до 5,0 мм (53-54 дні). В 2003, 2004 та 2007 роках на станції Харків на рік спостерігалось більше 200 днів з дощем. Значні опади (більше 30 мм) спостерігалися у 2000, 2002-2005 та 2007 роках (1-2 дні).

Таким чином, на станції Харків було зафіксовано у середньому 190 днів з опадами. Наймовірними з них є опади до 10 мм за добу, які складають 93%. Добова кількість опадів більше 10 мм на станції зустрічається рідко (7%) і може спостерігатися 13-14 днів щорічно.

2.3 Районування території лівобережної України за основними кліматичними характеристиками

2.3.1 Параметризація полів температури повітря, опадів та атмосферного тиску за допомогою компонентного аналізу

Метою використання компонентного аналізу, алгоритм якого викладено у [7], стосовно до задачі, що вирішувалася є розв'язання задачі стиску вихідної інформації про поля середньомісячної температури повітря, місячної кількості опадів на мережі станцій лівобережної України. Це є надзвичайно важливою обставиною в задачі збереження інформації та її безпосереднього використання в практичних цілях. Тому є можливість отримати головні, тобто перші з ортогональних компонент, які вказують на найбільш суттєві великомасштабні особливості структури множини вихідних векторів. Вони в той же час є узагальненими характеристиками опадів для всієї території, що розглядається.

Для реалізації задачі стиску інформації були сформовані матриці вихідних даних $X = \{x_{ij}\}_{n \times m}$, які представляли собою множину m ($m=50$) n -мірних ($n=38$) векторів-ситуацій.

На першому етапі розв'язання цієї задачі були отримані власні значення (табл. 2.9) та власні вектори матриці кореляції місячної кількості опадів.

Таблиця 2.9 – Власні значення матриці кореляції

Місяць	Температура повітря			Кількість опадів			Атмосферний тиск		
	λ_1	λ_2	λ_3	λ_1	λ_2	λ_3	λ_1	λ_2	λ_3
01	33,97	0,22	0,18	28,42	0,44	0,44	33,98	1,06	1,00
02	32,91	0,83	0,56	21,76	4,47	0,69	34,26	0,99	0,98
03	14,16	3,91	2,25	21,10	4,82	1,53	33,50	1,22	1,00
04	34,24	0,99	0,11	18,02	6,26	1,88	31,77	1,91	1,04
05	33,37	0,35	0,28	14,96	5,50	2,03	30,90	1,80	1,41
06	34,42	0,21	0,21	16,25	3,30	1,74	28,02	2,01	1,46
07	31,52	1,00	0,34	14,69	4,28	2,21	27,11	2,73	0,97
08	31,32	0,52	0,30	13,25	5,58	2,13	27,06	1,98	1,54
09	33,44	0,40	0,33	20,08	4,94	0,62	29,35	1,94	1,89
10	32,80	1,00	0,45	23,18	3,31	3,10	32,19	1,46	1,32
11	32,11	0,99	0,61	21,71	7,11	0,53	34,31	1,06	1,00
12	32,70	0,81	0,26	21,71	6,32	0,81	33,37	1,05	0,98

Як впливає з табл. 2.9, розкладання випадкових векторів в базисі власних векторів привело до їх ортогоналізації і перерозподілу сумарної дисперсії координат вихідних векторів таким чином, що дисперсія першої ортогональної компоненти дає найбільший внесок у сумарну дисперсію. Цей внесок зменшується зі збільшенням її номера.

Відповідно до зазначеної структури власних значень та власних векторів, була визначена кількість головних компонент, що характеризують великомасштабні особливості кліматичних полів температури повітря, опадів та атмосферного тиску (табл. 2.10).

Таблиця 2.10 – Головні компоненти середньомісячної температури повітря, місячної кількості опадів та атмосферного тиску

Місяць	Кількість головних компонент	Температура повітря		Опади		Атмосферний тиск	
		λ_i	$\sigma_{z_i}^2, \%$	λ_i	$\sigma_{z_i}^2, \%$	λ_i	$\sigma_{z_i}^2, \%$
01	1	33,97	91,82	28,42	74,78	33,98	88,0
02	1	32,91	88,94	21,76	57,26	34,26	89,0
	2	-	-	4,47	11,76	-	-
03	1	34,35	92,84	21,10	55,53	33,50	87,0
	2	-	-	4,82	12,69	-	-
04	1	34,24	92,54	18,02	47,42	31,77	85,0
	2	-	-	6,26	16,46	-	-
05	1	33,73	91,15	14,96	39,36	30,9	82,0
	2	-	-	5,50	14,48	-	-
	3	-	-	2,03	5,34	-	-
06	1	34,42	93,01	16,25	42,75	28,02	70,0
	2	-	-	3,30	8,68	-	-
	3	-	-	1,74	4,58	-	-
07	1	31,52	85,20	14,69	38,64	27,11	68,0
	2	-	-	4,28	11,25	-	-
	3	-	-	2,21	5,81	-	-
08	1	31,32	84,66	13,25	34,86	26,07	67,95
	2	-	-	5,58	14,69	-	-
	3	-	-	2,13	5,60	-	-
09	1	33,44	90,37	20,08	52,83	29,65	69,37
	2	-	-	4,94	12,99	-	-
10	1	32,80	88,65	23,18	60,99	32,19	86,25
	2	-	-	3,31	8,70	-	-
11	1	32,11	86,78	21,71	57,14	34,31	89,21
	2	-	-	7,11	18,72	-	-
12	1	32,70	88,37	21,71	57,13	33,37	88,68
	2	-	-	6,32	16,63	-	-

Із проведених досліджень можна зробити висновок, що поле середньомісячної температури повітря на території лівобережної України характеризується переважно першою головною компонентою, яка у всі сезони року вичерпує від 80% до 93% сумарної дисперсії цього поля.

Для опису режиму зволоження на досліджуваній території у лютому-квітні, вересні-листопаді та грудні треба враховувати дві головні компоненти, які будуть вичерпувати від 64% до 76% сумарної дисперсії цього поля, а з травня по серпень – три головні компоненти, які складають більше 50% дисперсії поля місячної кількості опадів.

Кліматичне поле атмосферного тиску впродовж року формується під впливом великомасштабних атмосферних процесів, оскільки перше власне значення і відповідно перша головна компонента вичерпують у період зима-весна-осінь понад 85% (окрім вересня), а влітку її вклад в загальну дисперсію складає майже 70%.

Як відомо, перші власні вектори також відбивають особливості процесів найбільш великих масштабів, під дією котрих формуються поля метеорологічних величин, що досліджуються. Другий, третій і т.д. власні вектори характеризують процеси більш мілкового масштабу, у тому числі мілкомасштабні флуктуації та шуми, що обумовлені похибками вимірювань та первинної обробки даних. Тому цікавим було проаналізувати побудовані поля першого власного вектора матриці кореляції місячної кількості опадів, середньомісячної температури повітря та атмосферного тиску.

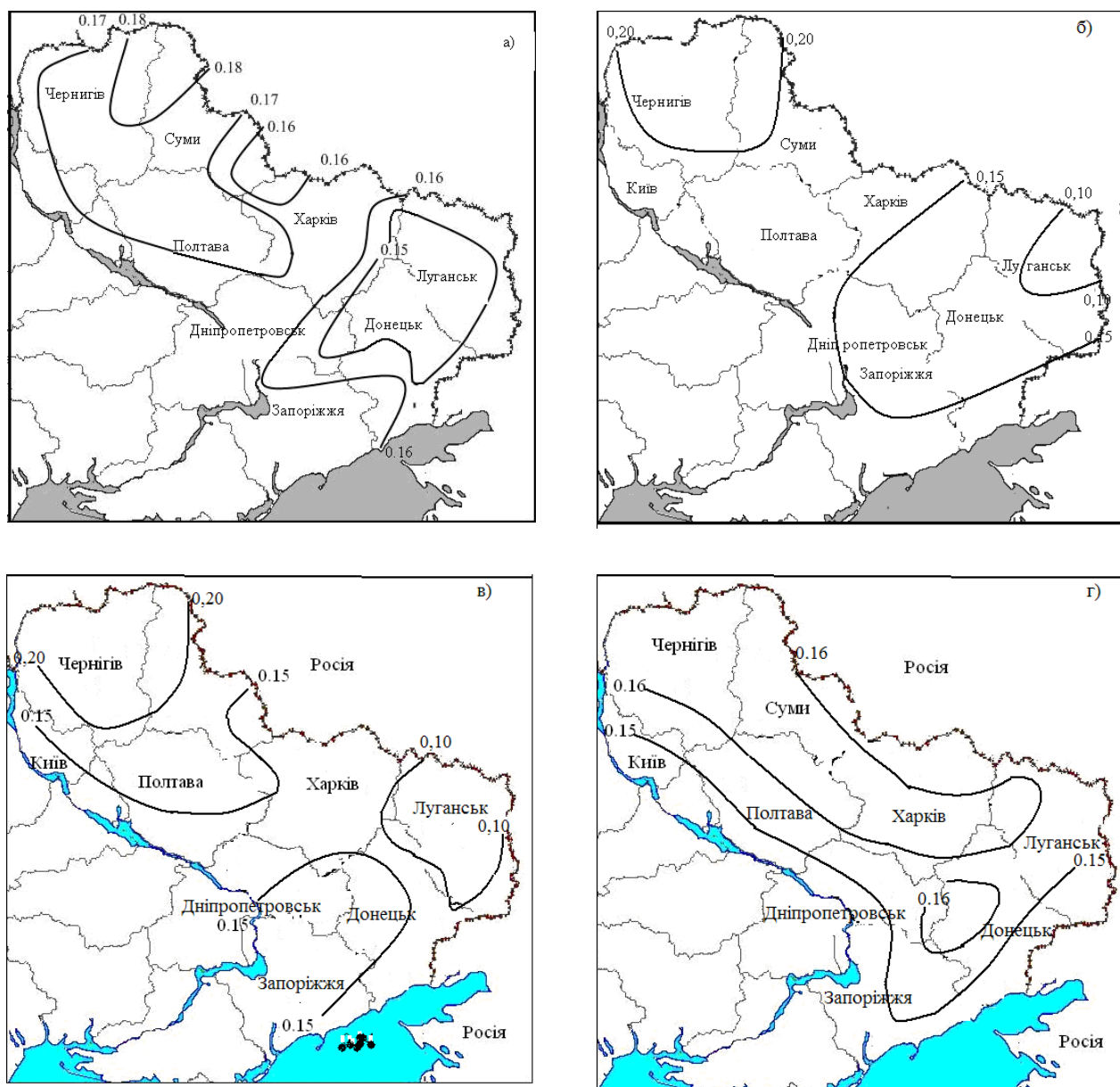
На рис. 2.6-2.8 в якості прикладів представлені поля першого власного вектора матриці кореляції зазначених кліматичних характеристик для центральних місяців основних сезонів року.

Аналіз полів перших власних векторів матриці кореляції місячної кількості опадів дозволив визначити два основні райони в розподілі місячної кількості опадів на території лівобережної України (рис. 2.6).

Взимку (рис. 2.6а) перший з них розташований на території Чернігівської, Київської, Полтавської, частково Харківської областей; другий – на території Дніпропетровської, Донецької, Запорізької, Луганської областей. Також незначний локальний район формується на сході Сумської області. Впродовж зими ці райони трансформуються, особливо це відчутно у грудні, лютому, коли йде перебудова атмосферних процесів.

Поділ території на райони узгоджується з проходженням вісі позатропічного барометричного тиску (віссю Воєйкова). Доведено, що ця вісь не є сезонною, існує впродовж року, лише змінює свій напрямок улітку. Перший район зазнає західного циклонічного впливу, з переважанням західних, північно-західних вітрів, що приносять опади; другий район – знаходиться під впливом східних, північно-східних вітрів, які приносять сухе повітря.

Розташування першого району переважно має меридіональну спрямованість, а другого – широтну.



а-січень, б-квітень, в-липень, г-жовтень

Рисунок 2.6 – Поля першого власного вектора матриці кореляції місячної кількості опадів

Весною (рис. 2.6б) їх місцезнаходження змінюється: перший район звужується, а другий – поширюється, що пояснюється послабленням західного повітряного переносу. У березні райони мають широтне розташування, поширюється вглиб локальний район, який зимою займав схід Сумської області. Надалі площа його зменшується.

Влітку (рис. 2.6в) перший північний район знову збільшується, досягаючи максимального свого поширення у серпні та має меридіональну спрямованість.

Другий (південний район) поступово зменшується, від нього відокремлюються у липні та серпні додаткові райони: на південному сході та південному заході.

Восени (рис. 2.6г) на території, що досліджується, з'являються три райони, які мають переважно меридіональну спрямованість. Перший район охоплює Чернігівську, Київську, Полтавську та Сумську області. Другий район розпадається на південно-східний, який поширюється на територію Луганської, Донецької, південь Харківської областей та південно-західний, що займає територію Дніпропетровської, Запорізької областей. Це можна пояснити посиленням впливу локальних атмосферних процесів, що формуються над Азово-Чорноморською акваторією та Середземномор'ям. Надалі спостерігається подальша перебудова районів до утворення північного та південного.

Аналіз результатів розв'язання задачі стиску інформації показує, що в полях другого власного вектора матриці кореляції місячної кількості опадів у грудні та лютому визначаються на досліджуваній території два райони: північний та південний. Перший район займає площу Чернігівської, Київської, Сумської, Полтавської областей. Південний – знаходиться в межах Дніпропетровської, Донецької, Луганської, Запорізької та частково Харківської областей. У січні з'являється локальний район на південному сході Луганської області, а також на території центральної частини Дніпропетровської. Північний район поширюється до узбережжя Азовського моря, маючи меридіональну спрямованість. У лютому зберігається локальний район в межах Луганської області та відновлюється південний район на території Запорізької, Донецької, Дніпропетровської областях.

Навесні північний район, що розташований на території Чернігівської, Київської, Сумської та частково Полтавської областей, має широтну спрямованість з північного сходу на південний схід. У березні локальний район займає центральну частину Запорізької області. Надалі він зникає внаслідок поширення південного району вглиб регіону. Але формується незначний район на південному сході Донецької та півдні Луганської областей. Подальші атмосферні процеси сприяють утворенню у травні локального району в межах Полтавської, Дніпропетровської та південно-східній частині Харківської областей.

Влітку відбувається стабілізація меж визначених районів на досліджуваній території. Так, починаючи з липня південний район поширюється вглиб регіону, а в серпні відновлюється локальний район на південному сході Луганської області.

У вересні дана ситуація зберігається. Внаслідок значних атмосферних процесів над територією України у жовтні-листопаді спостерігається перебудова полів місячної кількості опадів. Так, з'являються локальні райони на території Полтавської та півночі Дніпропетровської областей, а також на

сході Харківської області. Надалі активізується південний район до меж Полтавської та Дніпропетровської областей. Локальний район поширюється з північного сходу Харківської області на південний схід Полтавської.

Таким чином, аналіз полів другого власного вектора матриці кореляції місячної кількості опадів підтвердив також існування двох основних районів на території лівобережної України. Крім того, були виявлені локальні райони, які сформували поле місячної кількості опадів під впливом атмосферних процесів синоптичного масштабу.

Аналізуючи поля першого власного вектора матриці кореляції середньомісячної температури повітря (рис. 2.7), можна визначити існування двох районів на території лівобережної України. Так, у січні (рис. 2.7а) перший значний район охоплює територію Чернігівської, Полтавської, Київської та частково Сумської і Харківської областей, другий – Дніпропетровської, Донецької, Запорізької та південь Луганської областей. Незначні локальні райони розташовані на сході Сумської та півночі Луганської областей. Перший район має меридіональну спрямованість, наступний – широтну.

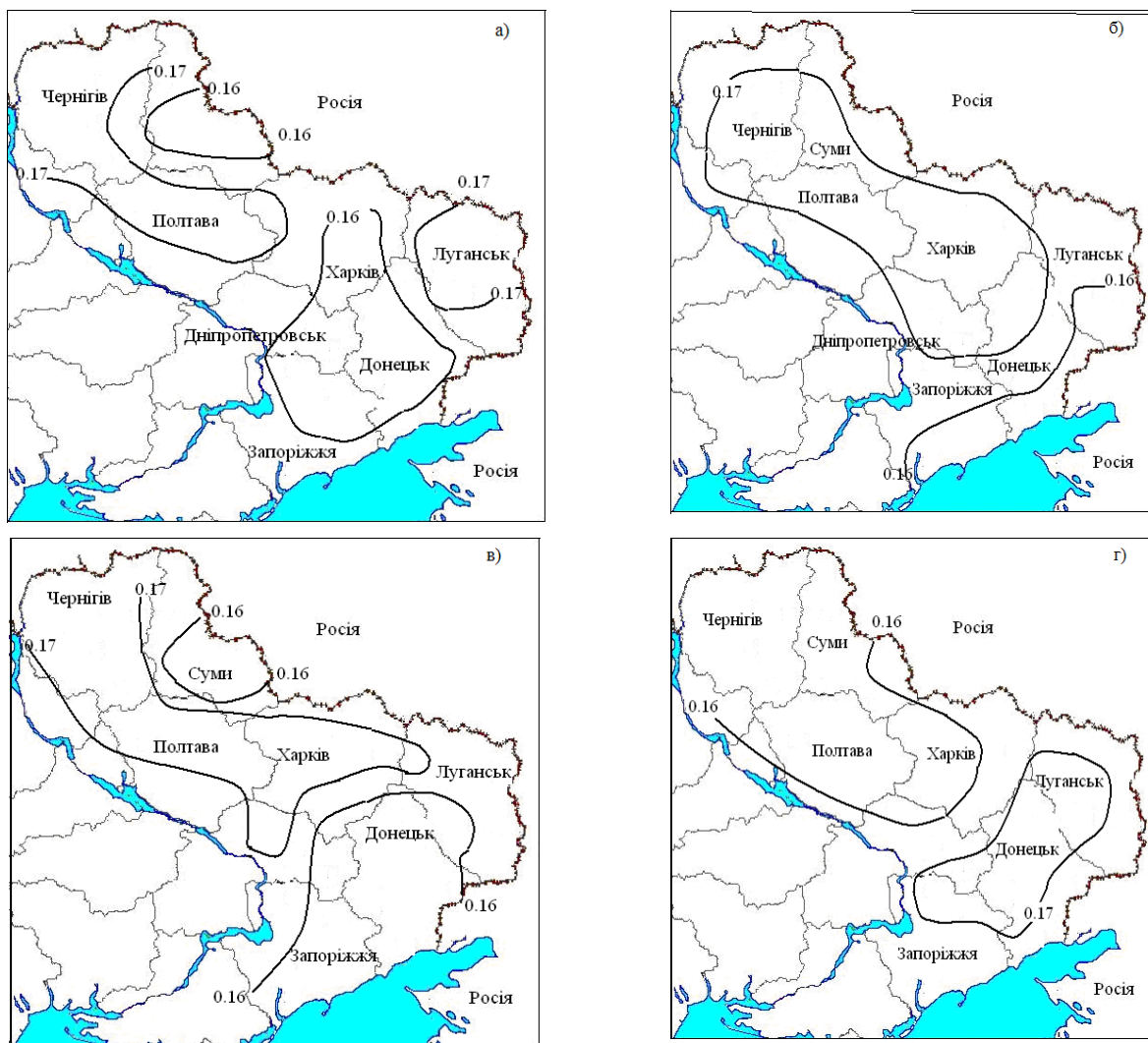
Надалі відокремлюється додатковий район, який охоплює південну частину Запорізької та частково Донецької областей. Межі визначених районів змінюються відповідно до зміни атмосферної циркуляції, яка зазнає найбільшої активності взимку.

Навесні (рис. 2.7б) температурне поле характеризується відносною стабільністю: так, перший район поглиблюється на південь регіону, локальний – звужується, розповсюджуючись на територію східної частини Харківської області; другий основний район поширюється на південний схід. Упродовж весняного періоду тенденція поширення першого основного району зберігається. Лише у травні посилюється незначний локальний район, який охоплює територію східної частини Сумської та Харківської областей.

Влітку зберігається існування двох основних районів та локального. Відбувається зміна меж даних районів: так, у липні (рис. 2.7в) поширюється вглиб території перший північний район, звужується другий південний та активізується локальний район на території східної частини Сумської, Харківської, Луганської областей.

У серпні відбувається посилення атмосферних процесів над Азовським та Чорним морями, що знаходить своє відображення у розповсюдженні другого південного району на північний схід, який охоплює майже повністю Харківську та Луганську області.

Восени (рис. 2.7г) трансформація полів середньомісячної температури повітря продовжується і набуває значної активності перший північний район.



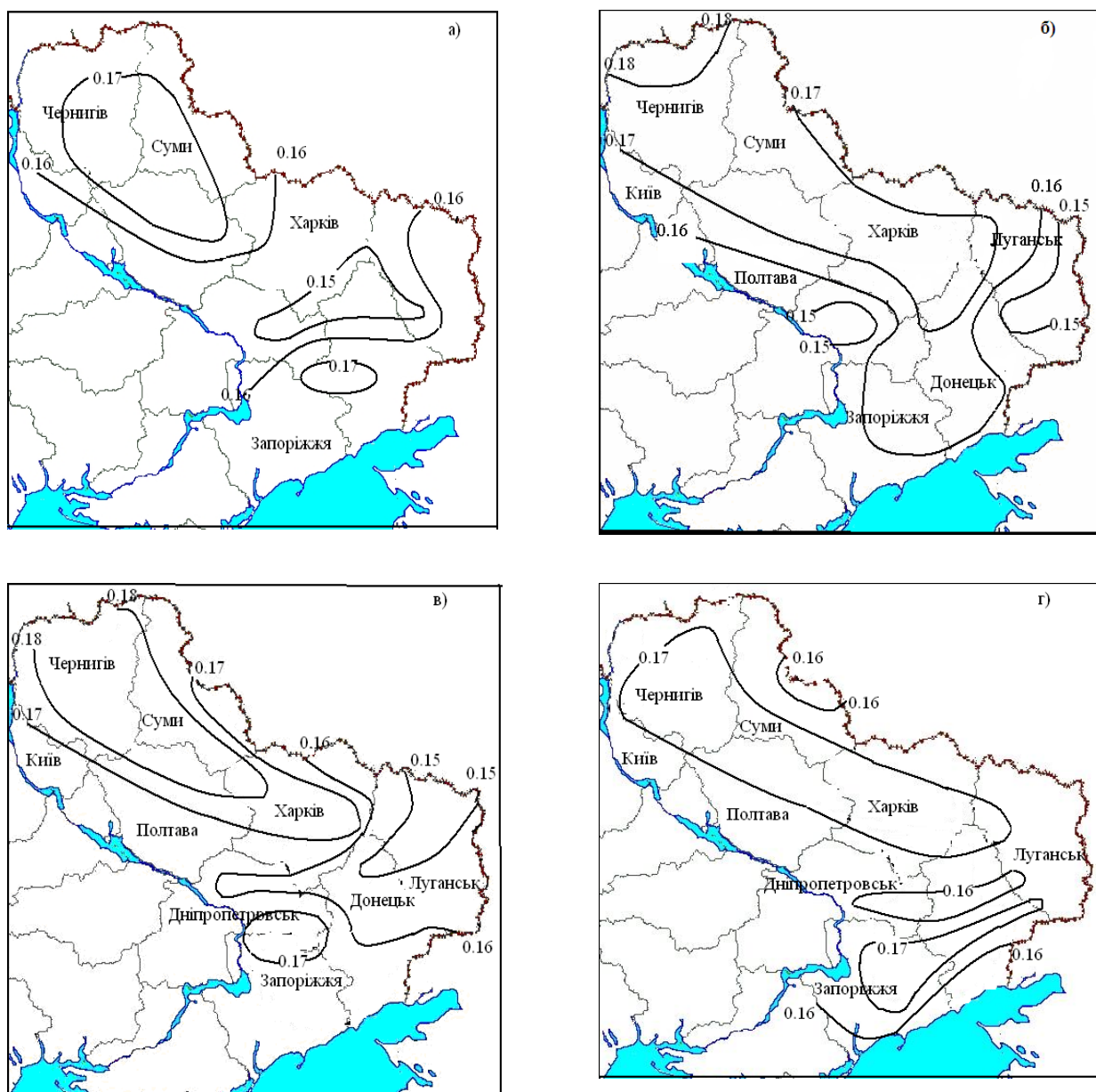
а-січень, б-квітень, в-липень, г-жовтень

Рисунок 2.7 – Поля першого власного вектора матриці кореляції середньої місячної температури повітря

На рис. 2.8 в якості прикладів представлені поля першого власного вектора матриці кореляції середньомісячного атмосферного тиску для центральних місяців 4-х сезонів року.

Як свідчать результати даного дослідження, можна визначити два райони, перший з яких розташований на території Чернігівської, Київської, Полтавської, Сумської та частково Харківської областей; другий – на території Дніпропетровської, Донецької, Запорізької, Луганської областей.

Впродовж зими ці райони трансформуються, особливо це відчутно у січні та лютому, коли йде перебудова атмосферних процесів. Так, у січні (рис. 2.8а) відбувається звуження південного району, який вже у лютому займає територію лише південно-східної частини Луганської області.



а-січень, б-квітень, в-липень, г-жовтень

Рисунок 2.8 – Поля першого власного вектора матриці кореляції атмосферного тиску

Перший район зазнає західного циклонічного впливу, з переважанням західних, північно-західних вітрів, що приносять опади. Другий район знаходиться під впливом східних, північно-східних вітрів, які приносять сухе повітря. Розташування першого району переважно має меридіональну спрямованість, а другого – широтну. Таким чином, наприкінці зими майже вся територія лівобережної України зазнає впливу циклонічної діяльності.

Весною місцезнаходження вказаних районів змінюється. Так, у березні відбувається поглиблення на північний схід другого району, який взимку займав територію південного сходу Луганської області. Надалі площа

північного району зменшується, а південний – поширюється на територію Донецької, Дніпропетровської, Запорізької, Харківської областей (рис. 2.8б).

У липні (рис. 2.8в) та серпні відбувається поглиблення південного району, який має широтну спрямованість. У вересні на території, що досліджується, з'являються три райони.

Перший район охоплює Чернігівську, Київську, Полтавську, Сумську, Харківську та частково Дніпропетровську області. Другий – розпадається на південно-східний, який поширюється на територію південної частини Донецької та Луганської областей, та південно-західний, що займає частково територію Дніпропетровської та Запорізької областей.

Це можна пояснити посиленням впливу локальних атмосферних процесів, що формуються над Азово-Чорноморською акваторією та Середземномор'ям. Надалі у жовтні (рис. 2.8г) спостерігається подальша перебудова районів до утворення північного та південного, де перший район займає переважно більшу площу даного регіону.

Таким чином, в залежності від зміни атмосферної циркуляції, сонячної радіації у різні сезони року відбувається трансформація меж визначених районів, що позначається на температурно-вологісному режимі та на формуванні атмосферного тиску території лівобережної України, яку треба враховувати при прогнозуванні динаміки регіональних змін клімату у майбутньому та плануванні різних галузей господарства.

Крім того, отримані часові ряди головних компонент середньомісячної температури повітря, місячної кількості опадів та атмосферного тиску будуть використовуватися при подальших дослідженнях їх статистичної структури та при визначенні впливу Північної Атлантики та Середземномор'я на формування кліматичних полів лівобережної України.

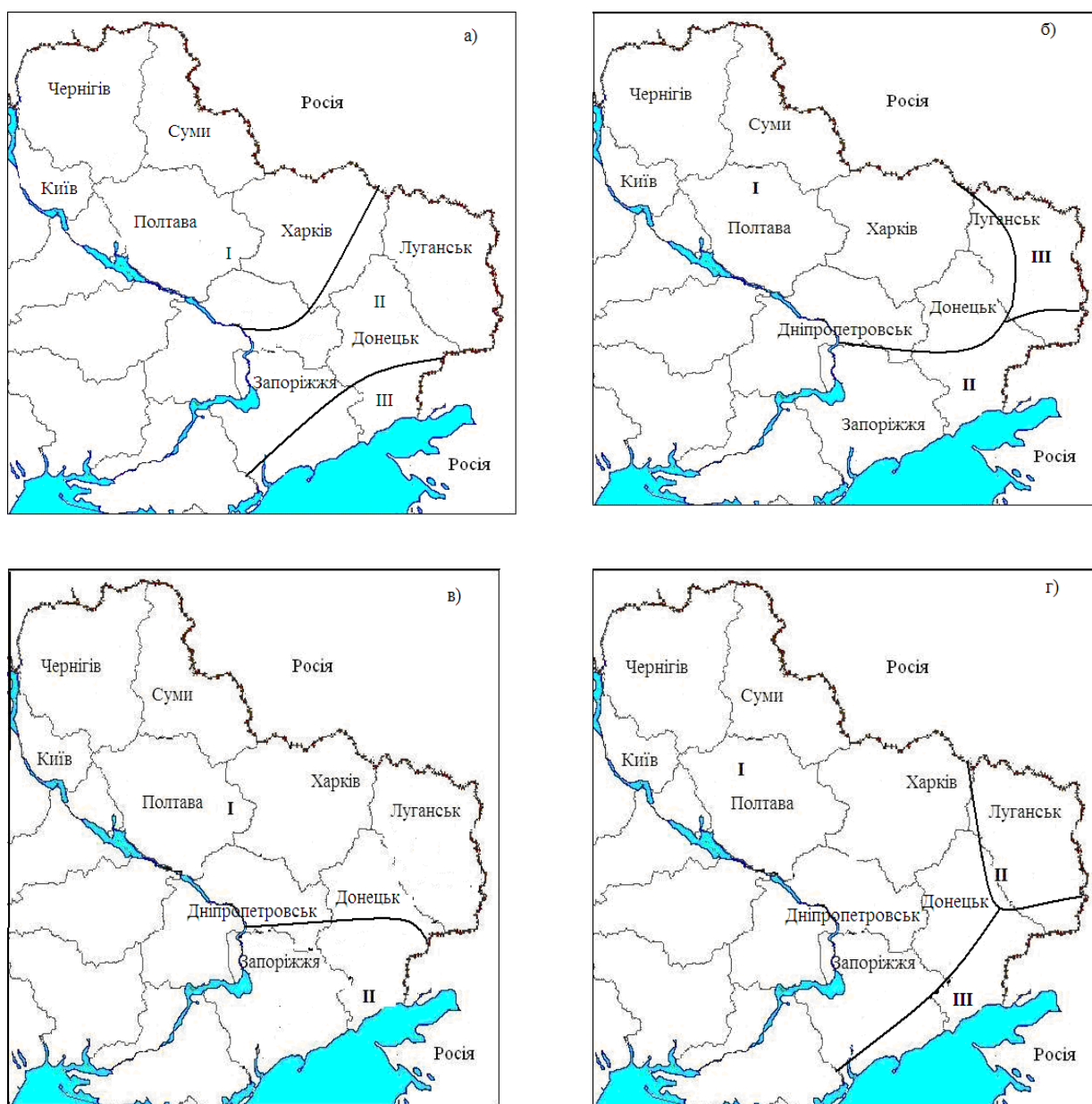
2.3.2 Районування території лівобережної України за даними кліматичних полів

Алгоритм кластерного аналізу [16] був застосований при розв'язанні наступної задачі – визначення на території лівобережної України районів з аналогічною структурою розподілу середньомісячної температури повітря, місячної кількості опадів та приземного тиску. В якості вихідної інформації виступали емпіричні дані кліматичних характеристик на мережі метеорологічних станцій України за період 1951-2000 рр.

На рис. 2.9-2.11 в якості прикладів представлені кластеризовані поля середньомісячної температури повітря, місячної кількості опадів та атмосферного тиску для центральних місяців року на території лівобережної України відповідно до особливостей їх формування.

В якості прикладу, на рис. 2.9 представлені результати кластеризації полів атмосферного тиску, що визначені впродовж року.

Так, у зимовий період (рис. 2.9а) виділяються три райони: північний (І), південний (ІІ) та південно-східний (ІІІ). Перший район переважно розташований на території Чернігівської, Сумської, Київської та Полтавської областей. У грудні та січні він поширюється на південь до меж Запорізької, Донецької, Луганської областей. Надалі у лютому спостерігається активізація південно-східного району, який охоплює, крім Луганської області, Донецьку. Впродовж зими південний район зазнає незначних змін та поширюється на південь Донецької та Запорізької областей.



а-січень, б-квітень, в-липень, г-жовтень

Рисунок 2.9 – Кластеризація території по атмосферному тиску

Навесні відбувається поглиблення північного району на південь. У квітні (рис. 2.9б) вглиб території поширюється південно-східний, який витісняється у травні південним.

У літній період активізується на території Луганської та північному сході Донецької областей третій район. У липні (рис. 2.9в) північний район поширюється до меж Запорізької та Донецької областей. Наприкінці літа з'являється на території Сумської, Харківської та частково Полтавської областей північно-східний район, який восени поглинається північним.

Восени відбувається стабілізація кліматичного поля атмосферного тиску на території лівобережного регіону. Так, північний район поширюється до узбережжя Азовського моря. У жовтні (рис. 2.9г) на території Луганської, Донецької областей пануючим стає південно-східний, південний – охоплює лише смугу узбережжя Азова.

Таким чином, впродовж року спостерігаються зміни в кластерах кліматичного поля атмосферного тиску, які є суттєвими у весняно-літній період.

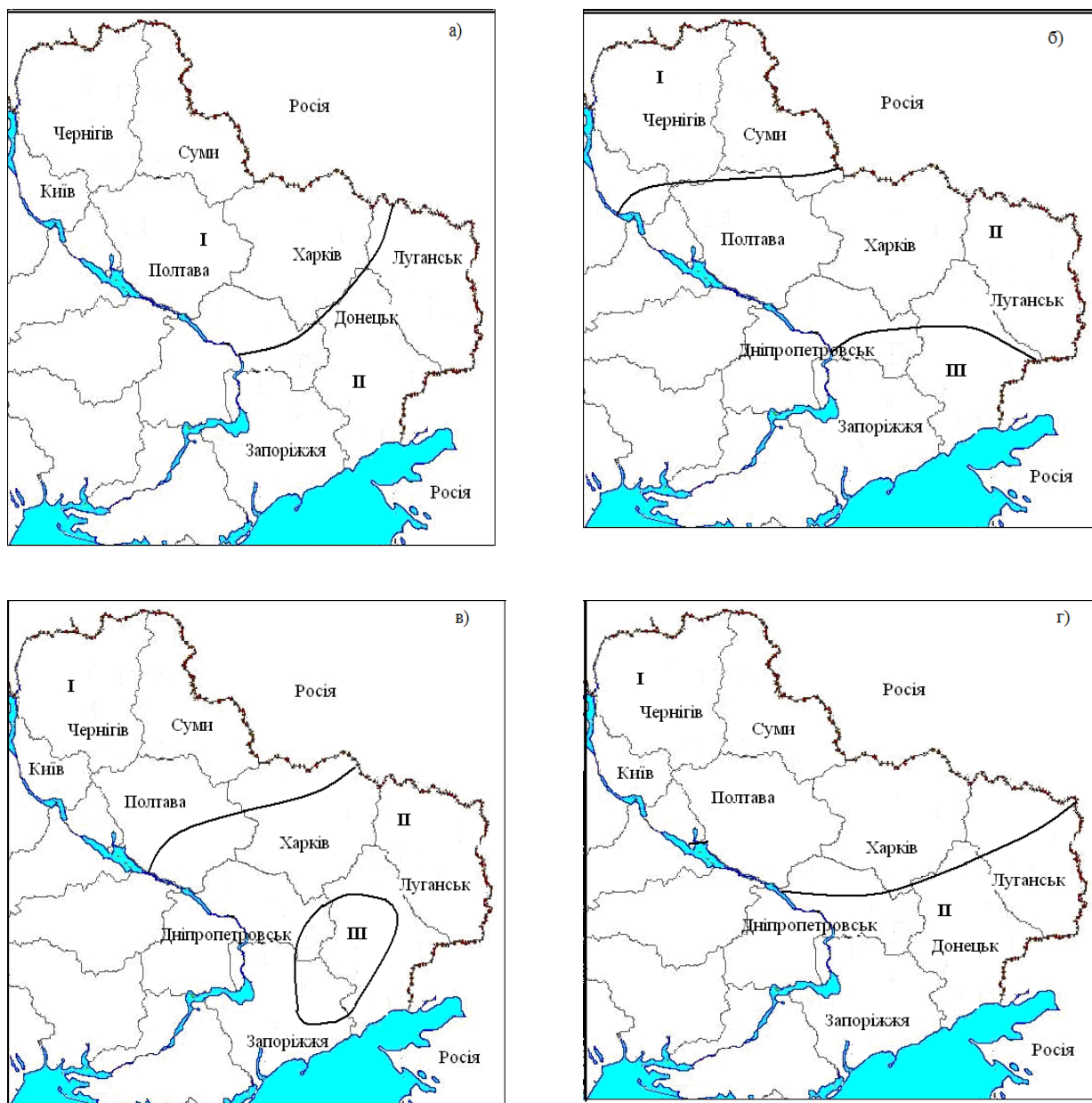
Аналізуючи рис. 2.10, на якому представлені результати кластеризації полів середньомісячної температури повітря, можна також визначити райони, що сформувалися на досліджуваній території впродовж року.

У зимовий період (рис. 2.10а) на території лівобережної України існує два райони: північний (I) та південний (II). Перший (північний) район переважно охоплює територію Чернігівської, Сумської, Київської, Полтавської та Харківської областей, другий (південний) – Луганської, Донецької, Дніпропетровської та Запорізької областей. У грудні відмічається звуження північного району до меж Полтавської області. На південному сході виділяється незначний локальний район, який поширюється на північний схід Харківської та Луганської областей. Південний район трансформується вглиб регіону, що досліджується. Розташування районів має широтну спрямованість. У січні (рис. 2.10а) незначний район зникає за рахунок пересування першого на південь. Надалі спостерігається зміщення другого району на північ, де його впливу зазнають Полтавська, південь Київської та Харківської областей. Крім цього відокремлюється незначний район, який охоплює Луганську область.

Навесні існування двох районів зберігається, але у травні відбувається зменшення площі північного району та поширення південного на північ. Лише у квітні (рис. 2.10б) на півдні другого району відокремлюється локальний район (III), який охоплює територію Запорізької, Дніпропетровської та південь Донецької областей.

Влітку (рис. 2.10в) північний район рухається на північ, а в межах південного району визначено локальний район (III), який поширюється з півдня Запорізької області на південний схід Донецької області. Наприкінці періоду

локальний район охоплює південну частину Полтавської та Харківської областей.



а-січень, б-квітень, в-липень, г-жовтень

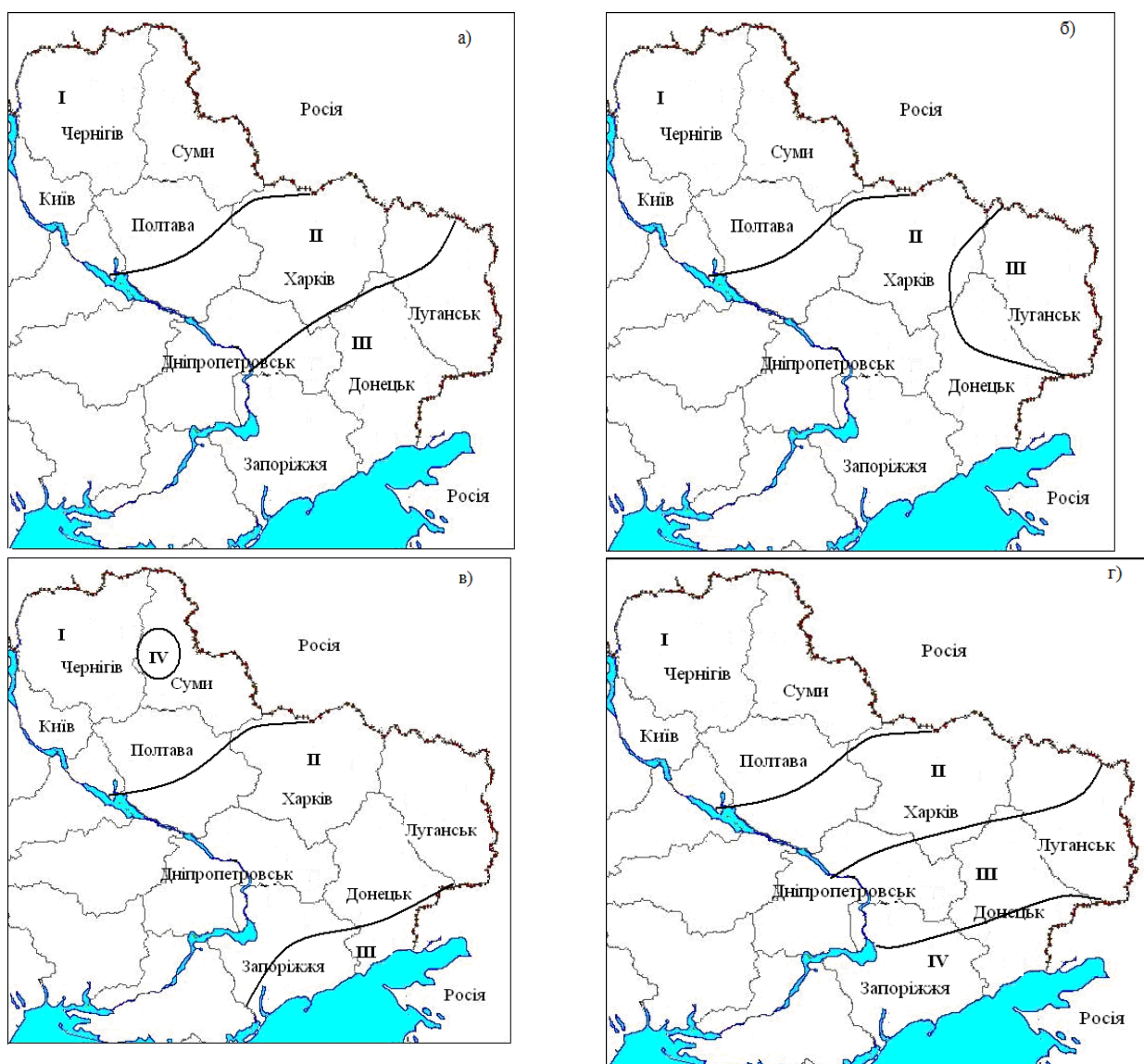
Рисунок 2.10 – Кластеризація території по температурі повітря

Восени (рис. 2.10г) перший район поширюється на південь. У листопаді спостерігається відокремлення локального району, який поширюється на територію Сумської, Харківської, північно-східну частину Луганської та південь Полтавської областей. Це можна пов'язати з активізацією Сибірського максимуму. Південний район займає територію Дніпропетровської, Запорізької, Донецької та південну частину Луганської областей, зазнаючи впливу Чорноморсько-Азовської акваторії.

Таким чином, відповідно до формування термічного режиму на території лівобережної України впродовж року можна зазначити два райони: північний та південний.

На рис. 2.11 представлено кластерний поділ лівобережного регіону країни відповідно до особливостей формування опадів.

Отримані результати дослідження вказують на існування трьох районів (I, II, III) на території даного регіону. Перший (північний) переважно займає територію Чернігівської, Київської, Сумської та Полтавської областей; другий (центральний) – територію Дніпропетровської, Харківської, Луганської та північну частину Запорізької і Донецької областей; третій (південний) – узбережжя Азовського моря (південну частину Запорізької, Донецької областей). Розташування районів переважно широтне.



а-січень, б-квітень, в-липень, г-жовтень

Рисунок 2.11 – Кластеризація території по опадах

Впродовж року межі визначених районів змінюються відповідно до переважаючих факторів, що формують режим зволоження території лівобережної України. Так, у зимовий період (рис. 2.11а) визначено три райони і лише у лютому з'являється незначний локальний район. У грудні максимального розвитку по території досягли північний та центральний райони. Перший район охоплює територію Чернігівської, Сумської, Київської, Полтавської та північ Харківської областей; другий – територію Дніпропетровської, Донецької, Запорізької та більшу частину Луганської областей; третій район витягнутий уздовж узбережжя Азовського моря та південно-західної частини Луганської області.

У січні (рис. 2.11а) максимального розвитку набувають центральний та південний райони. Так, зменшується територія північного району до меж Київської, Чернігівської та Сумської областей. Центральний район розповсюджується на територію Полтавської, Харківської та північ Дніпропетровської областей, решту території займає південний район (Луганська, Донецька, Запорізька та південь Дніпропетровської областей). Надалі спостерігається зменшення першого району до меж Чернігівської та Київської областей, поширення центрального та південного на північ та локальний район, що розташований на півдні Запорізької, Донецької та Луганської областей.

Навесні (рис. 2.11б) відбуваються зміни в місцеположенні визначених районів. Так, у березні відокремлюється незначний локальний район на північному сході Луганської області. Звужується північний та центральний райони, поширюється південний район на північ.

У квітні (рис. 2.11б) центральний та південний райони об'єднуються, займаючи майже всю територію лівобережної України. Північний район охоплює лише територію Чернігівської, Київської та північну частину Сумської областей. Поглиблюється до меж Харківської та Дніпропетровської областей локальний район, який попередньо знаходився в межах північно-східної частини Луганської області. У травні до визначених районів додаються два локальних райони. Так, перший локальний район, що займав територію північного сходу Луганської області звужується, другий район – з'являється в межах Полтавської, Сумської та Чернігівської областей. Північний район переміщується на територію північної частини Чернігівської та Київської областей. Центральний район зазнає максимального розвитку по території, південний – знаходиться на території південної частини Дніпропетровської, Запорізької, Донецької та південно-західної частини Луганської областей.

Улітку (рис. 2.11в) ситуація стабілізується: на території, що досліджується, відмічається існування трьох основних районів та поява локального району. Так, у червні спостерігається існування північного району в своїх межах, центральний район звужується за рахунок поширення південного

на північ та з'являється локальний район на північному сході Луганської та Донецької областей. У липні (рис. 2.11в) відбувається поширення північного та центрального районів по території лівобережного регіону країни, південний – розташований лише вздовж узбережжя Азовського моря. З'являється локальний район в межах Сумської та Чернігівської областей. У серпні спостерігається поширення на північ південного району до меж Полтавської та Харківської областей. Північний район переміщується на територію Чернігівської, Київської та північ Сумської областей. Центральний район розпадається на дві частини: перша частина займає територію півдня Сумської та півночі Полтавської областей; друга – переважно Харківську область та південь Полтавської області.

Надалі впродовж осені (рис. 2.11г) дана ситуація зберігається: локальний район, що розташований на території Харківської та Полтавської областей поширюється на південь, південний район переміщується на південь Дніпропетровської, Запорізької, Донецької, Луганської областей. У листопаді відбувається розростання північного та центрального районів, південний район зникає, а на північному сході Луганської області знову з'являється локальний район.

Проведене дослідження вказує на часову мінливість місячної кількості опадів упродовж року на території лівобережної України. Значна мінливість опадів відбувається у весняний період, коли існують локальні райони, що відбивають особливості місцевої орोगрафії.

Таким чином, кластерний аналіз підтвердив існування на території лівобережної України основних районів, які формуються під впливом великомасштабних основних складових атмосферної циркуляції: Північної Атлантики та Середземномор'я, а також Сибірського максимуму.

3 УМОВИ ВИНИКНЕННЯ ОПАДІВ НА ТЕРИТОРІЇ ЗАХІДНОЇ УКРАЇНИ ТА БЕССАРАБІЇ

3.1 Стихійні метеорологічні явища на території України

Згідно “Положення про порядок складання та передачі попереджень і донесень про виникнення стихійних явищ, різких змін погоди, поєднання небезпечних явищ та випадків екстремально високого забруднення природного середовища”, яке видане 1994 року [29], до стихійних гідрометеорологічних явищ належать такі метеорологічні, агрометеорологічні, гідрологічні та морські гідрометеорологічні явища, які за своєю інтенсивністю, районом поширення, тривалістю можуть завдати значних збитків галузям економіки та населенню.

“Положення про стихійні метеорологічні явища” декілька разів уточнювалися та змінювались. В даний момент дійсні нові “Положення про стихійні метеорологічні явища” та Настанова [30]. Згідно цих нормативних документів до стихійних опадів відносяться явища, які мають наступні критерії (табл.3.1).

Таблиця 3.1 – Стихійні метеорологічні явища та їх критерії

Метеорологічні явища та елементи	Інтенсивність	Тривалість, год
Дуже сильний сніг	≥ 20 мм	≤ 12 год
Дуже сильний дощ, мокрий сніг	≥ 50 мм	≤ 12 год
в селенебезпечних районах	≥ 30 мм	≤ 12 год
Сильна злива	≥ 30 мм	≤ 1 год
Тривалі дощі	≥ 100 мм	1-3 доби*

* за винятком зливонебезпечних районів

Використавши дані Оглядів про СГЯ [31], що відбулися на території України в період 1992-2006 рр., розглянемо детально статистичні характеристики цих явищ. Особливу увагу звернемо на їх сезонну та міжрічну мінливість.

Загальне уявлення про стихійні явища, які пов'язані з опадами, що спостерігалися на території України за період 1992-2006 рр. дають дані, що наведені у таблиці 3.2.

Звернемо увагу на те, що за розглянутий період декілька разів змінювались назви явищ, точніше їх якість, а у деяких випадках наводились зведення про об'єднані явища, наприклад, у 1995 році були об'єднані сильні дощі та зливи.

Нам не вдалося розділити ці кількості за двома вище вказаними і ми віднесли їх до одного виду – до сильних дощів. Після виходу нового Положення про СГЯ [29] починається новий відлік за новими стандартами кількості тих або інших явищ. Так, з цього періоду вводяться такі явища, як «Сильний туман», «Вітер», «Крупний град», «Дуже сильний дощ», «Дуже сильні снігопади» тощо. При розрахунку сум явищ по окремих видах ми віднесли усі випадки явищ до тих назв, що закріпилися після 2000 року. Всього за 15-річний період зафіксовано на станціях України близько 3250 СГЯ, що значно перевищує кількість СГЯ, зареєстрованих у 1966-1985 роки (1847 явищ по даним [32]).

Таблиця 3.2 – Кількість СГЯ по роках на станціях України у 1992-2006 роках

Назва явища	92	93	94	95	96	97	98	99	2000	2001	2002	2003	2004	2005	2006
Сильні дощі	64	53	50												
Дуже сильні дощі і сильні зливи				79											
Дуже сильний дощ					49	111	149	119	85	112	139	69	121	110	128
Тривалі дощі										3	4	1	2		7
Сильні зливи					9	15	13	28	8	16	31	16	28	15	20
Сніг з дощем	1			1	4										
Сильні снігопади	13	1	1												
Дуже сильні снігопади				4	12	3	5	38	10	24	9	34	32	44	27

На рис. 3.1 вказані дані про зареєстровані СГЯ по регіонах України.

Найбільша кількість СГЯ зареєстрована у Карпатах та Криму, що очевидно пов'язано з орографічними або термічними особливостями даних регіонів (рис.3.1). Карпатські та Кримські гори, Подільська височина, Донецький кряж створюють умови для загострення атмосферних процесів, але і присутність Чорного та Азовського морів сприяють загостренню у холодний період фронтальних розділів та баричних утворень. Тобто обидва види неоднорідності підстильної поверхні є такими чинниками, що обумовлюють більшість СГЯ на Україні. Найменша кількість СГЯ отримана у Рівненській та Житомирській областях. Якщо до цих областей додати ще Волинську, Чернігівську, Сумську області, то з'ясується, що майже вся північна територія України найменш вразлива від стихійних явищ.

На рис. 3.2 наведена діаграма, в якій показується внесок кожного з явищ у загальному балансі за 15 років. Розташування явищ відбувається за годинниковою стрілкою у тому порядку, що дається у правій половині рисунка.

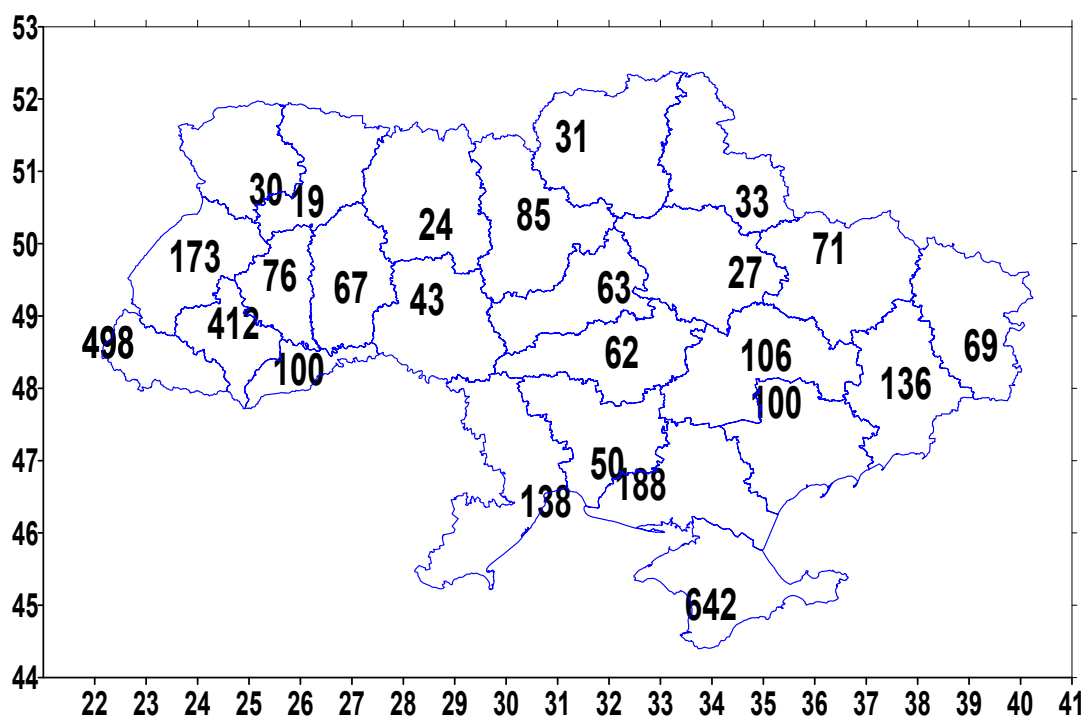


Рисунок 3.1 – Загальна кількість зареєстрованих випадків СГЯ по областях України у 1992-2006 рр.

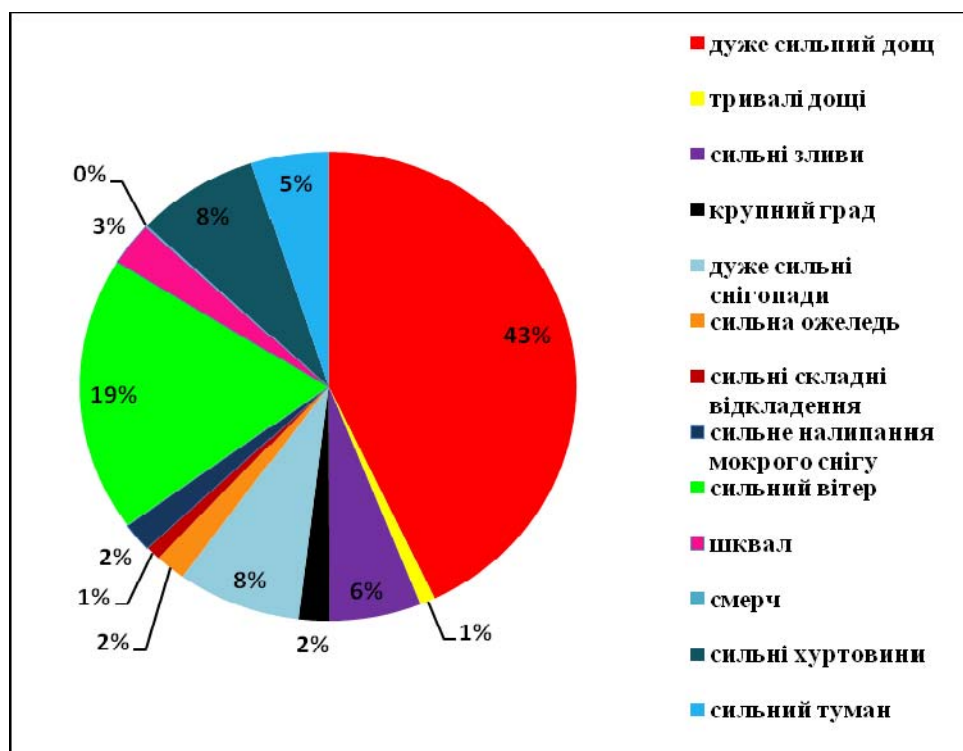


Рисунок 3.2 – Повторюваність СГЯ на Україні за 1992-2006 рр.

Найбільшу повторюваність мають дуже сильні дощі та вітер: 43 та 19 % відповідно (рис.3.2).

Зміна кількості випадків сильного дощу за період, що розглядається, по-сезонно представлена на рисунку 3.4.

В 1992 році на території західного регіону країни максимум кількості даного СГЯ припадав на вересень, де їх кількість складала 19 випадків. В 1993 році максимум змістився на липень і склав 14 випадків. В 1994 і 1995 роки він змістився на червень і склав відповідно 7 та 5 випадків. В 1996 році спостерігалось два максимуми сильних дощів – в червні та вересні (6 та 7 випадків відповідно). З 1997 до 2004 року найбільша їх кількість спостерігалась в червні або в липні, а починаючи з 2005 року, максимум змістився на серпень. Привертає увагу і те, що від 1998 до 1999 року сильні дощі спостерігались від квітня до листопада, в 2000 році від квітня до серпня, а в 2001 вони вже були зареєстровані в березні (6 випадків). Починаючи з 2002 року початок сезону сильних дощів розпочинався з травня (рис.3.4).

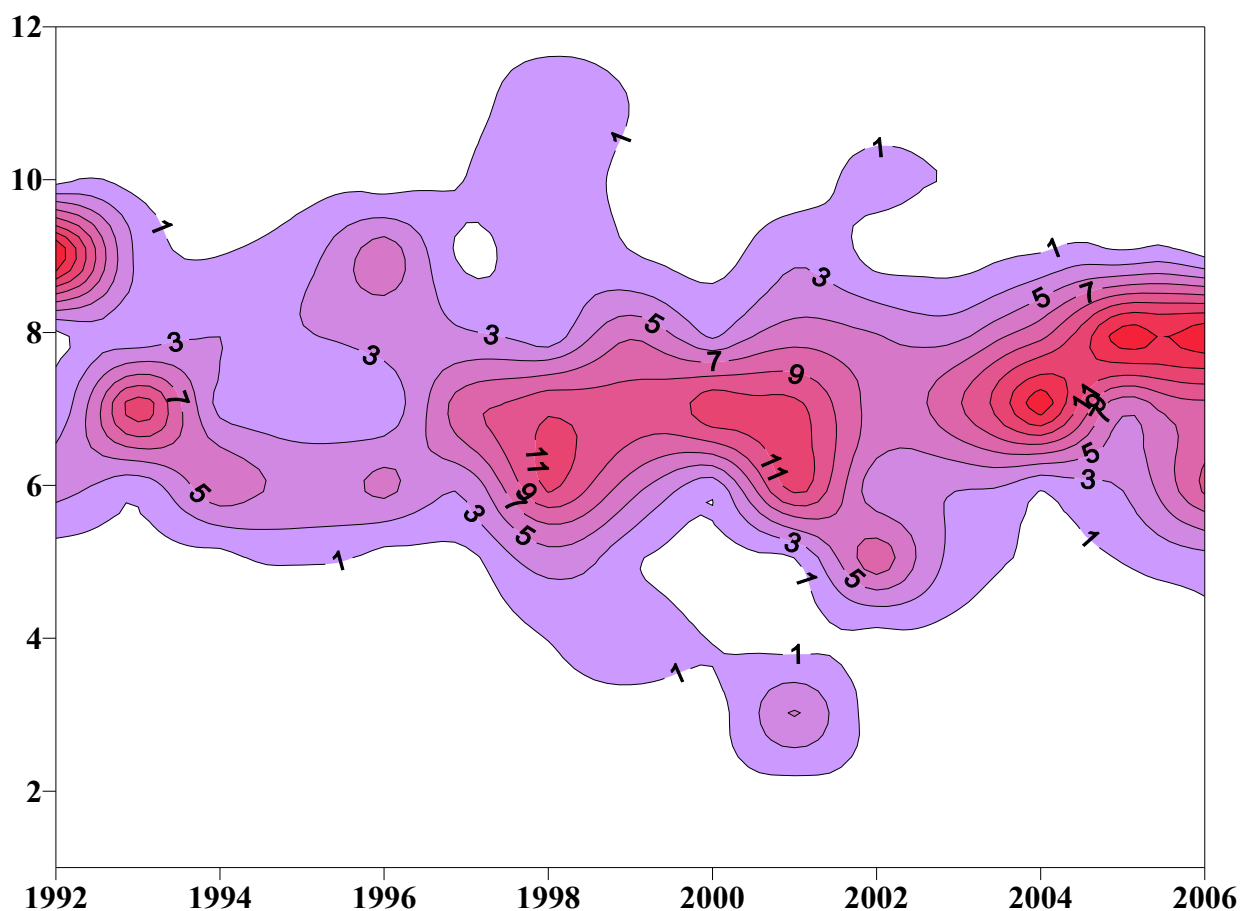


Рисунок 3.4 – Міжрічна та сезонна мінливість повторюваності числа випадків СГЯ – сильний дощ на території Західної України за період 1992-2006 рр.

Звернемо свою увагу і на міжрічну мінливість сильних дощів для окремих областей західного регіону України (табл.3.3).

Для зручності сприйняття та аналізу на основі даних таблиці було побудовано графік, де на осі ординат розміщені області в тому порядку, в якому вони розміщені в таблиці 3.3, а на осі абсцис – роки (рис. 3.5).

Таблиця 3.3 – Міжрічна кількість сильних дощів по регіонах України у 1992-2006 рр.

	Область/Рік	92	9	94	95	96	97	9	99	00	0	02	03	04	05	06
1	Волинська	0	0	1	0	1	2	0	0	0	0	1	2	3	0	1
2	Львівська	13	9	2	3	5	4	1	11	2	7	6	2	10	5	12
3	Рівненська	0	1	0	0	0	0	1	1	0	0	0	0	0	1	1
4	Тернопільська	2	4	1	1	3	1	3	6	5	3	1	1	3	1	4
5	Ів.- Франківська	4	6	5	7	5	8	1	10	7	2	11	12	16	11	6
6	Чернівецька	3	3	5	1	5	2	3	1	3	7	7	3	3	7	13
7	Закарпатська	12	1	18	9	11	18	4	19	7	2	19	7	20	27	25

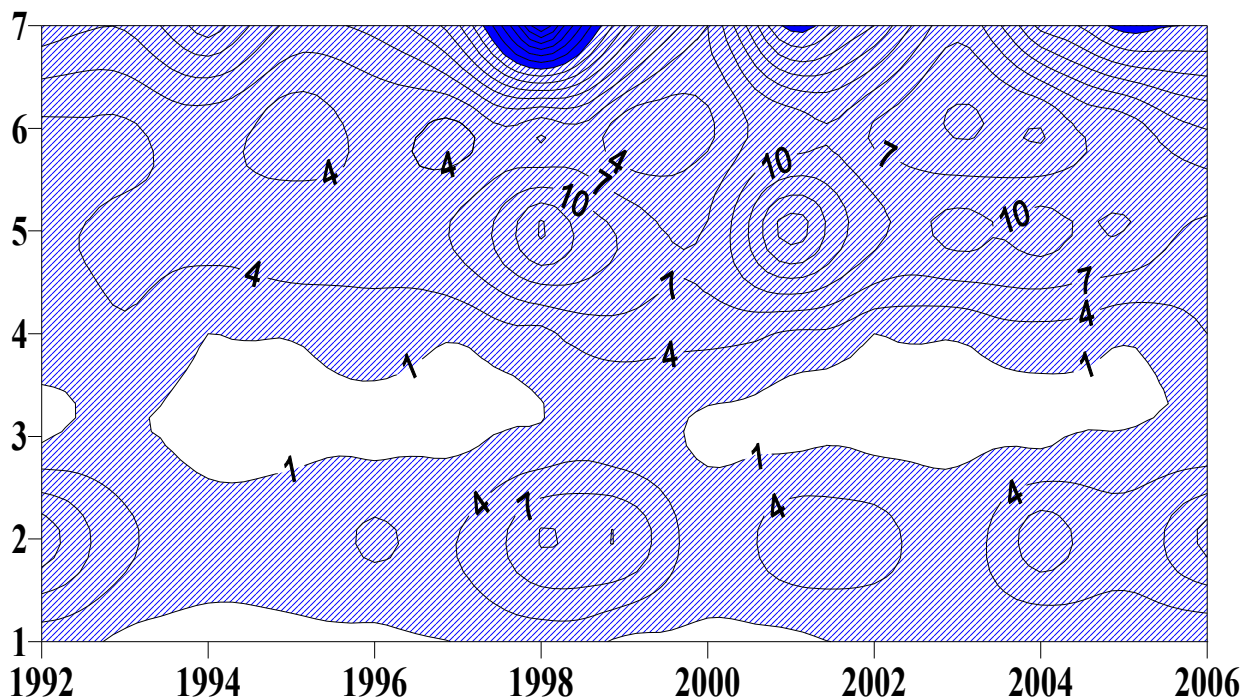


Рисунок 3.5 – Міжрічна мінливість сильних дощів в західних областях України за період 1992-2006 рр.

Сильні дощі найчастіше відмічаються в Закарпатській області і є зареєстровані кожного року. Максимуми повторюваності даного СГЯ в цій

області приходились на 1998, 2001 та 2005 роки. Найменшу повторюваність сильний дощ має в Волинській та Рівненській областях, де дане СГЯ може бути взагалі відсутнім на протязі року, і максимум їх сягає 3 і 1 випадки відповідно. У всіх інших областях найбільша кількість випадків з сильними дощами співпадають і спостерігались в 1998, 2001 та 2004 роках, проте у Львівській області відмічався найбільший максимум у 1992 році, який був характерний тільки для неї та Закарпатської області (рис.3.5 та табл.3.3).

Звернувши увагу на сезонну мінливість сильних дощів для областей західного регіону (рис.3.6), побачимо, що максимум повторюваності сильних дощів для всіх областей припадає на літні місяці. Для Закарпатської області виділяються ще максимуми в березні та жовтні.

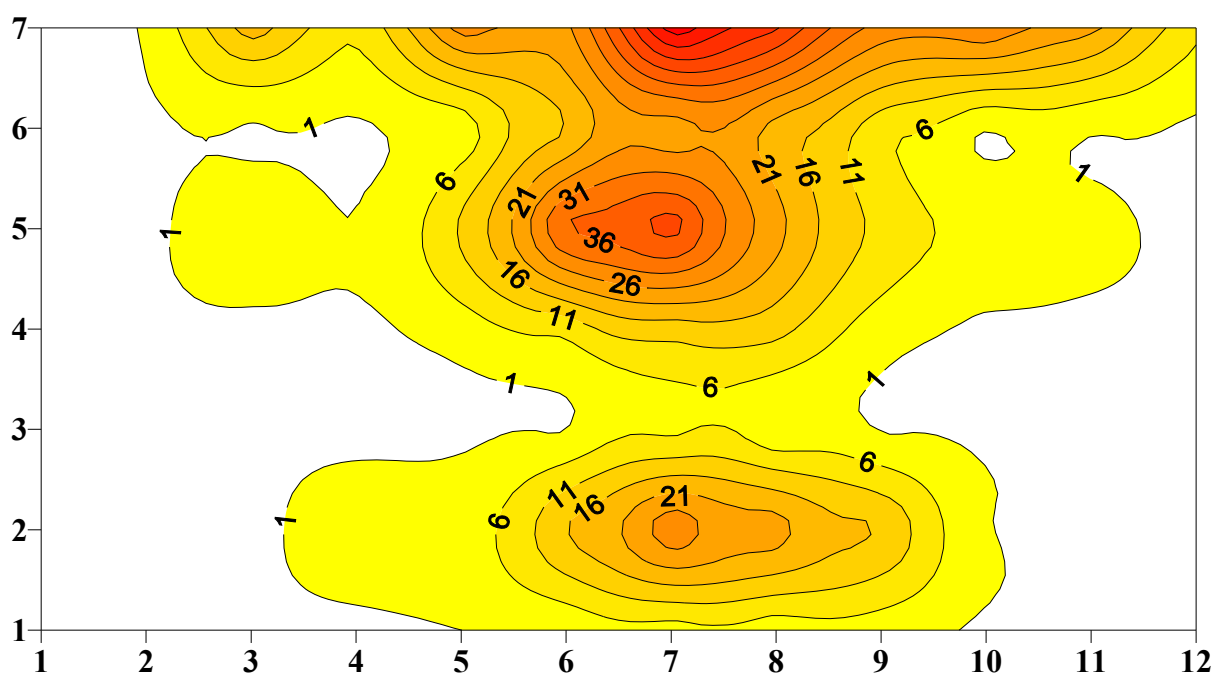


Рисунок 3.6 – Сезонна мінливість сильних дощів для західних областей України за період 1992-2006 рр.

Щодо цієї області можна сказати, що дане СГЯ тут може спостерігатися на протязі цілого року, окрім січня. Така ж ситуація і для Івано-Франківської області, де сильні дощі можуть відічатися від лютого до листопада. Для Волинської області вони характерні від травня до вересня, а для Рівненської – від червня до вересня, при чому з однаковою повторюваністю для всіх місяців.

Розглянемо внесок характеристик сильних дощів західного регіону у загальну картину даного СГЯ в цілому по Україні (рис.3.7). Оскільки циркуляційні та орографічні особливості Закарпаття дещо відрізняються від особливостей всіх інших західних регіонів, то доцільним є розглядати цей регіон окремо.



Рисунок 3.7 – Міжрічна мінливість сильних дощів в Україні, західних її областях та Закарпатті за період 1992-2006 рр.

Міжрічна мінливість сильних дощів до 1997 року в загальному по Україні практично співпадає із мінливістю Західної України та є відмінної від тієї, що спостерігалася в Закарпатті. Починаючи з 1998 року, максимумами та мінімумами повторюваності сильних дощів Західної України та Закарпаття співпадали до 2004 року. З 2004 року в Закарпатті, на відміну західній Україні та Україні в цілому, починається ріст кількості випадків із сильним дощем до 2005 року, а потім зменшення. Також з рисунку видно, що в загальному по Україні спостерігається тенденція росту даного СГЯ, а в Закарпатті та західних регіонах – спаду. Тобто можна зробити припущення, що починаючи з 2001 року ріст кількості випадків сильного дощу в загальному по Україні відбувається за рахунок інших регіонів України (рис.3.7).

Розглядаючи сезонні зміни кількості випадків з даним СГЯ (рис.3.8), можна сказати, що по Україні виділяється 3 максимуми: в березні, влітку та листопаді. При чому, максимуми в березні та листопаді, вочевидь, сформувались за рахунок максимумів сильних дощів в ці місяці в Закарпатті.

Максимум даного СГЯ в літні місяці спільний для всіх регіонів, що розглядались вище.

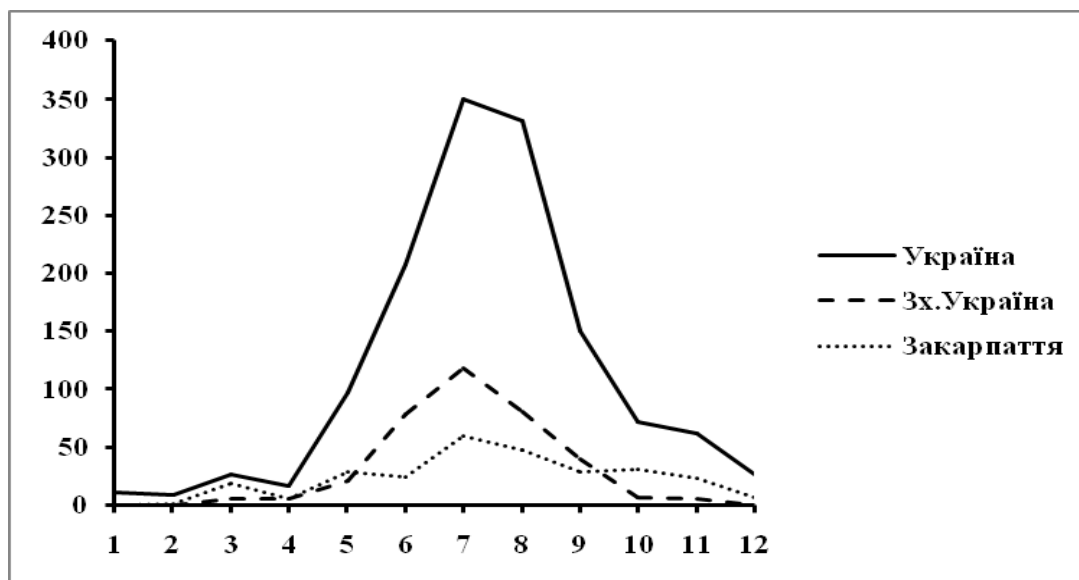


Рисунок 3.8 – Сезонна мінливість сильних дощів в Україні, західних її областях та Закарпатті за період 1992-2006 рр.

Звернемо увагу на таку характеристику сильних дощів, як їх тривалість (рис.3.9).

Сильні дощі найчастіше бувають з тривалістю близько 3 та 12 годин. Ці два максимуми тривалості притаманні як для України в цілому, так і для західних регіонів та Закарпаття. Щодо цього можна сказати, що дощі з тривалістю 3 години є конвективного походження, а 12 годин – пов'язані з проходженням фронтів.

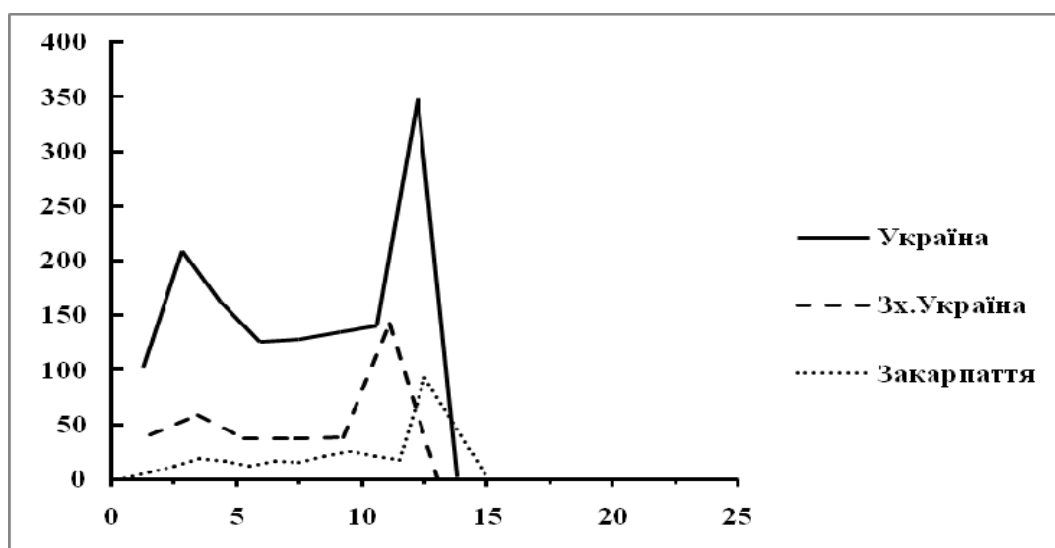


Рисунок 3.9 – Повторюваність тривалості сильних дощів в Україні, західних її областях та Закарпатті за період 1992-2006 рр.

На рисунку 3.10 показано повторюваність кількості опадів при сильних дощах для України, західних областей та Закарпаття.

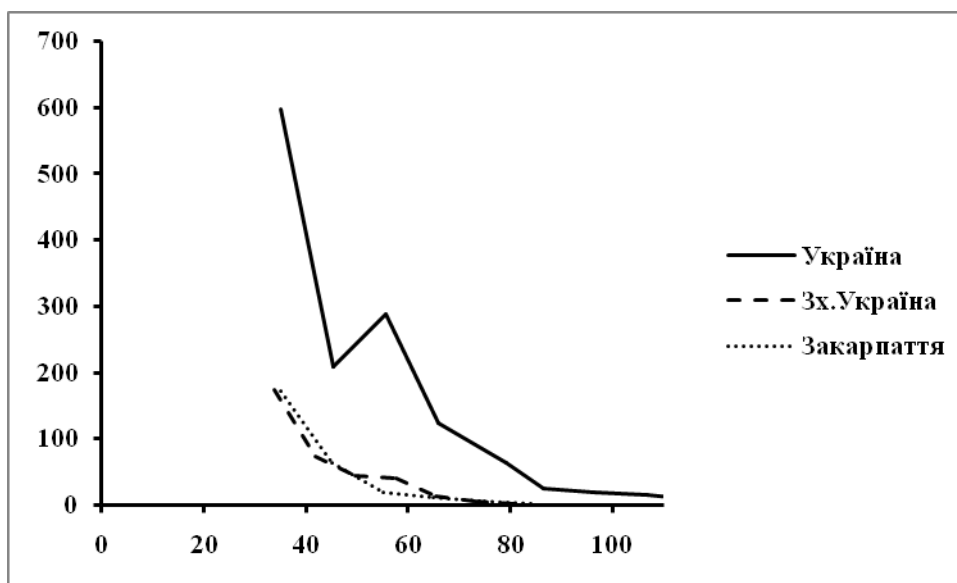


Рисунок 3.10 – Повторюваність кількості опадів при сильних дощах в Україні, західних її областях та Закарпатті за період 1992-2006 рр.

Для території України характерні два максимуми повторюваності кількості опадів – це 35 та 55 мм. А для західних регіонів та Закарпаття виділяється тільки один максимум – 30-35 мм. Це, вочевидь, пов'язано з тим, що максимум 55 мм дають рівнинні станції, для яких критерій СГЯ “сильний дощ” складає 50 мм і більше за 12 годин і менше. Для регіонів, які розглядаються в даному дослідженні, притаманні в основному гірські станції і, відповідно, критерій 30 мм (рис.3.10).

Розглянувши повторюваність початку сильних дощів в Україні, західних її областях та Закарпатті за період 1992-2006 рр., то побачимо, що найчастіше в Україні вони мають свій початок о 6 та 18 годинах. Така тенденція повністю притаманна і для Закарпаття, і для західних регіонів (рис.3.11).

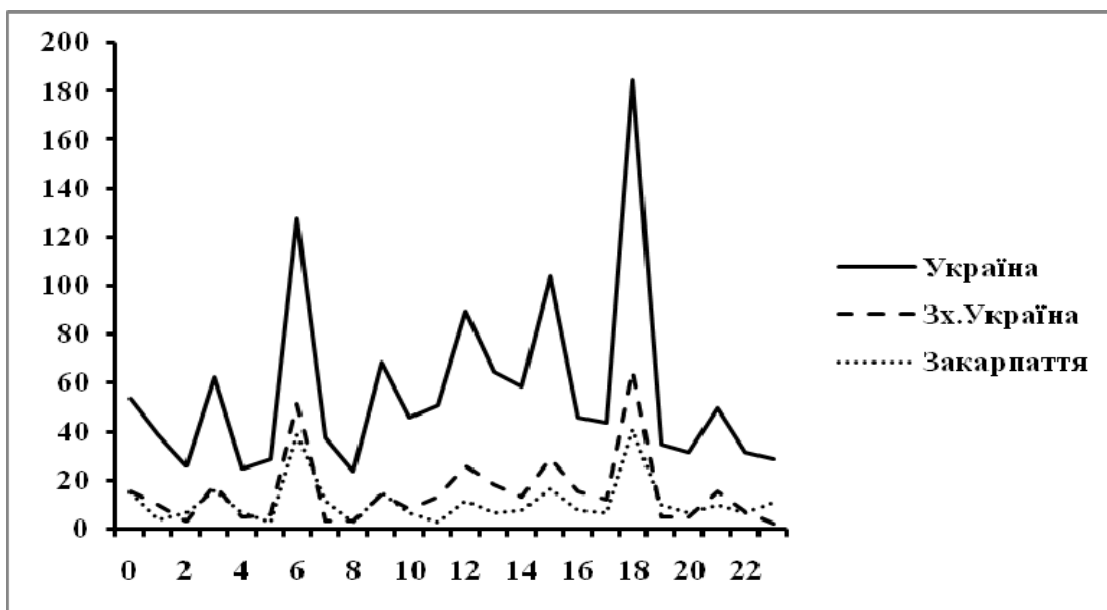


Рисунок 3.11 – Повторюваність початку сильних дощів в Україні, західних її областях та Закарпатті за період 1992-2006 рр.

Щодо закінчення даного СГЯ, то з рисунку 3.12 видно, що період закінчення сильних дощів припадає на ті ж самі години, що і початок, але виділяються ще два максимуми о 3 та 15 годинах.

Ця обставина привертає увагу тим, що ці піки початку та закінчення сильних дощів підпорядковані основним 8-разовим строкам спостережень. Причому основні максимуми повторюваності початку та закінчення СГЯ по сильним дощам відносяться до 6 години ранку та 18 годинам вечора. Якщо припустити, що це час по Грінвичу, то це означає, що це строки подачі зведень про опади за ніч та день. Проте у цих повторюваностей є і інші пояснення. Так, вони відображають поступове збільшення випадків з ранку до вечора, з абсолютним максимумом повторюваності близько 18 год. вечора. З іншого боку, співпадіння основних та другорядних максимумів повторюваностей свідчить про те, що при максимумі повторюваності тривалості СГЯ по сильним дощам близько 12 годин, досить ймовірним є поява максимумів через 12 годин.

При вивченні питання про сильні дощі виникає питання про масштабність даного СГЯ, тобто на скількох станціях в день, коли спостерігалось це СГЯ, воно було зареєстровано. Ці дані приведені в таблиці 3.4 для західного регіону та Закарпаття.

Як видно із наведеної таблиці, найбільше зустрічаються поодинокі випадки сильних дощів (114 та 104 випадки на заході та Закарпатті відповідно). По мірі збільшення станцій, що зареєстрували сильний дощ в один день, кількість таких дощів зменшується.

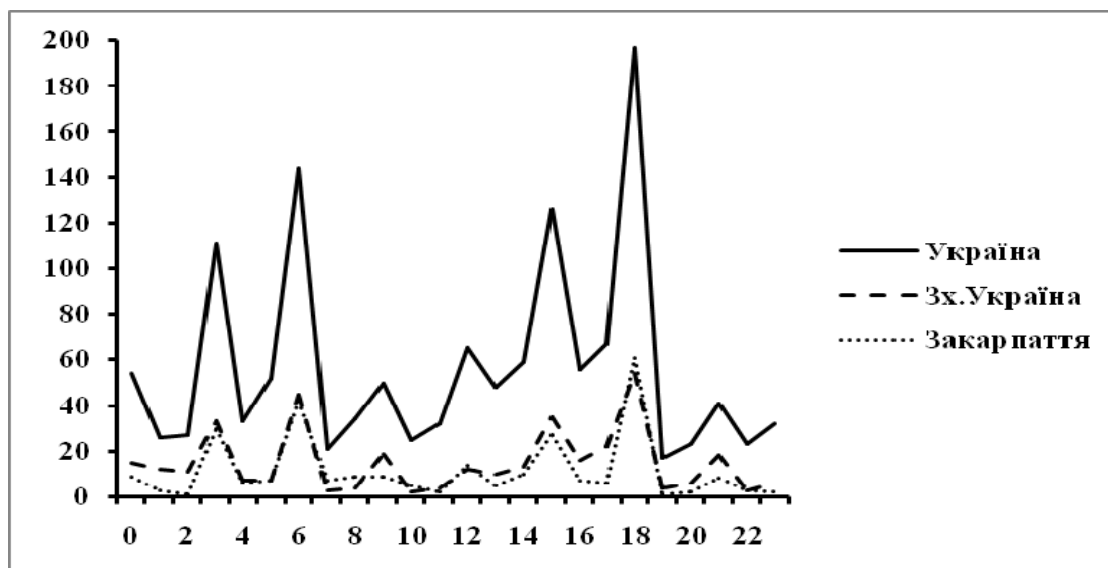


Рисунок 3.12 – Повторюваність закінчення сильних дощів в Україні, західних її областях та Закарпатті за період 1992-2006 рр.

Таблиця 3.4 – Повторюваність СГЯ (дуже сильні дощі) для території Західної України та Закарпаття в період 1992-2006 рр.

Регіон	Кількість випадків за один день					
	1 випадок	2 випадки	3 випадки	4 випадки	5 випадків	>5
Захід	114	36	16	9	4	9
Закарпаття	104	24	14	8	5	3

Цікаво також виділити ті станції в західних областях України, які є рекордсменами за повторюваністю в них сильних дощів. Наведемо їх в таблиці 3.5.

Таблиця 3.5 – Станції, на яких відмічалася максимальна кількість СГЯ з сильним дощем (або більше 10 випадків)

Область	Загалом	Максимальна кількість СГЯ або більше 10
Рівненська	5	Сарни -3
Волинська	11	Світязь -3
Тернопільська	39	Чортків -17, Бережани -13
Чернівецька	66	Чернівці -24, Селятин -22, Новодністровськ -16
Львівська	102	Турка -30, Стрий -20, Дрогобич -14
Ів.-Франківська	149	Яремча -46, Пожижевська -34, Долина -31, Коломия -24
Закарпатська	276	Плай -51, Міжгір'я -45, Рахів -42, Н.Ворота -32, Н.Студений -29, Хуст -23, В.Березний - 15, Берегово - 13

Для визначення ймовірнісних характеристик кількості опадів сильного дощу на території Західної України за період 1992-2006 року було побудовано криву забезпеченості (рис.3.13).

Згідно даної кривої, дощі на території західного регіону України з кількістю опадів 35 мм за 12 год і менше спостерігаються кожного року (100%-ва забезпеченість). Раз у 20 років на даній території реєструються дощі з кількістю опадів 70 мм, раз у 10 років – 65 мм, раз у 5 років – 60 мм. Дощі з кількістю опадів 105 мм за 12 год і менше випадають раз у 100 років.

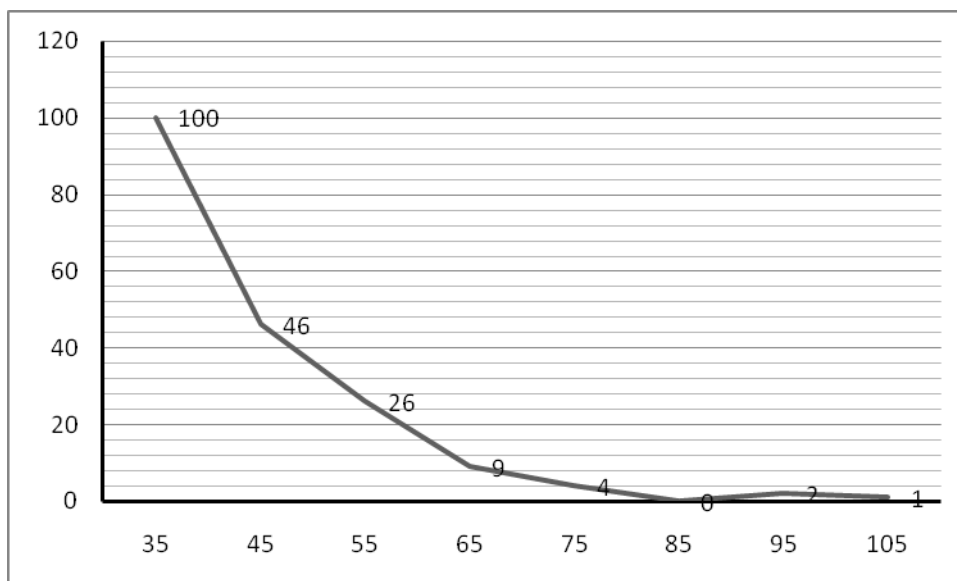


Рисунок 3.13 – Інтегральний розподіл кількості опадів при сильних дощах вище заданої межі

Для того, щоб більш глибоко зрозуміти причини виникнення сильних опадів на території Західної України вище наведеного статистичного аналізу не достатньо, тому зробимо деякі дослідження в наступному підпункті.

3.2.1 Дослідження аеросиноптичного матеріалу для випадків сильного дощу, що спостерігається на території Західної України

Вагомий внесок для дослідження умов виникнення сильного дощу вносять дані аеросиноптичного зондування атмосфери та характеристики, які розраховуються за їх допомогою. Для визначення атмосферних умов на висотах під час сильного дощу використовувались дані радіозондування атмосфери з архіву Вайомінгського університету на сайті www.weather.uwyo.edu за період 1992-2006 років для метеостанцій Західної України. На даному сайті для всіх аеросиноптичних спостережень розрахований певний ряд індексів, які характеризують стан повітряної маси під час зондування. Для деяких з них в

межах цього проекту визначався кореляційний зв'язок з кількістю опадів, що була зареєстрована метеостанцією. Але оскільки в період, що розглядається зондування атмосфери проводилось два рази на добу до 1993 року, а далі – один раз на добу або на дві доби, то кореляційний зв'язок виявився нетісним. Проте для деяких з індексів розрахована повторюваність. Розглянемо такі індекси, як: SWEAT, LCLT, LCLP і К-індекс.

SWEAT-індекс розраховується за наступною формулою:

$$\text{SWEAT} = 12 * \text{TD850} + 20 * \text{TERM2} + 2 * \text{SKT850} + \text{SKT500} + \text{SHEAR}, \quad (3.1)$$

де TD850 – точка роси на рівні 850 гПа;

SKT850 – швидкість вітру на 850 гПа поверхні у вузлах;

SKT500 – швидкість вітру на 500 гПа поверхні у вузлах;

$$\text{TERM2} = \text{MAX}(\text{TOTL} - 49, 0), \quad (3.2)$$

$$\text{TOTL} = (\text{T850} - \text{T500}) + (\text{TD850} - \text{T500}), \quad (3.3)$$

де T850 – температура на рівні 850 гПа;

T500 – температура на баричній поверхні 500 гПа;

$$\text{SHEAR} = 125 * [\text{SIN}(\text{DIR500} - \text{DIR850}) + 2], \quad (3.4)$$

де DIR500 – напрямок вітру на рівні 500 гПа;

DIR850 – напрямок вітру на рівні 850 гПа.

Для даного індексу побудований графік повторюваності для випадків сильного дощу на території Західної України (рис.3.14). Як видно з графіку найбільш повторюваним значенням SWEAT – індексу при сильних дощах є 154,4.

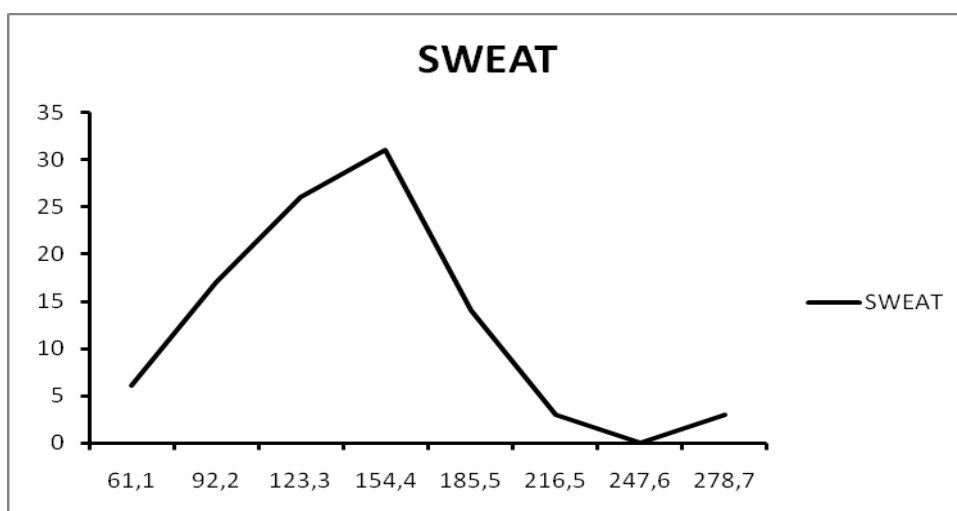


Рисунок 3.14 – Повторюваність значень SWEAT-індексу

LCLT – температура на висоті рівню конденсації, а LCLP – значення тиску на рівні конденсації. Для них теж приводиться повторюваність (рис.3.15, 3.16).

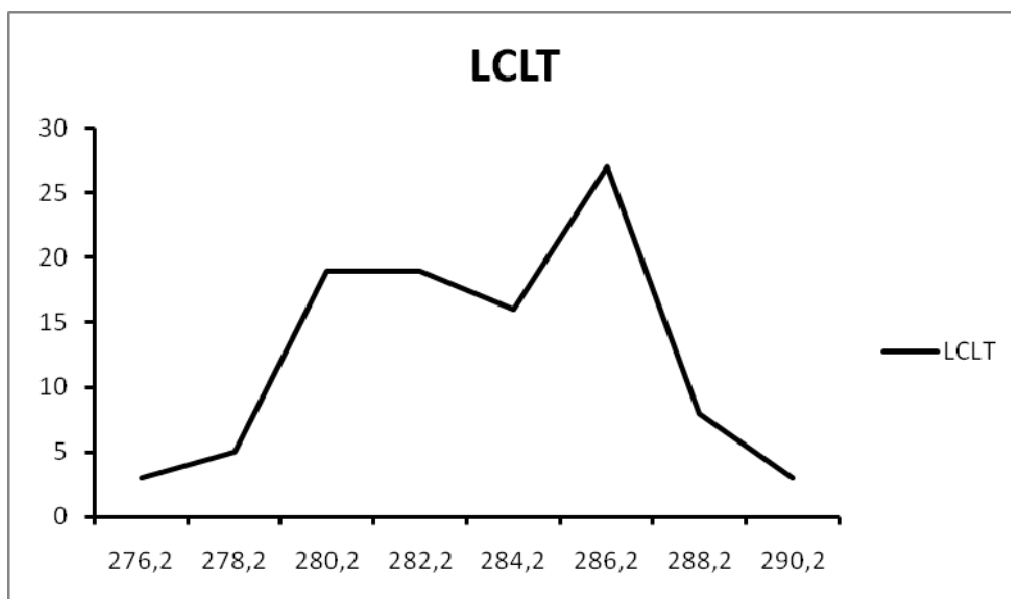


Рисунок 3.15 – Повторюваність LCLT-індексу

Найбільш часто сильні дощі спостерігаються, коли температура на висоті рівня конденсації має значення в діапазоні 280-286 К (рис.3.15).

Найбільш повторюваними є ті випадки випадіння сильного дощу, коли висота рівню конденсації мала значення в діапазоні 892-920 гПа (рис.3.16).

К-індекс розраховується за наступною формулою:

$$K=(T850 - T500) + TD850 - (T700 - TD700), \quad (3.5)$$

де T700 – температура на рівні 700 гПа;

TD700 – значення точки роси на 700 гПа.

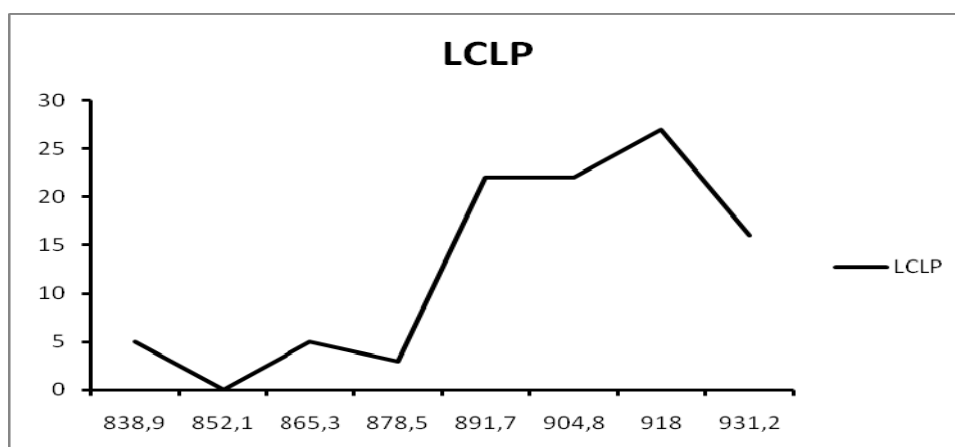


Рисунок 3.16 – Повторюваність LCLP-індексу

Повторюваність К-індексу представлена на рисунку 3.17.

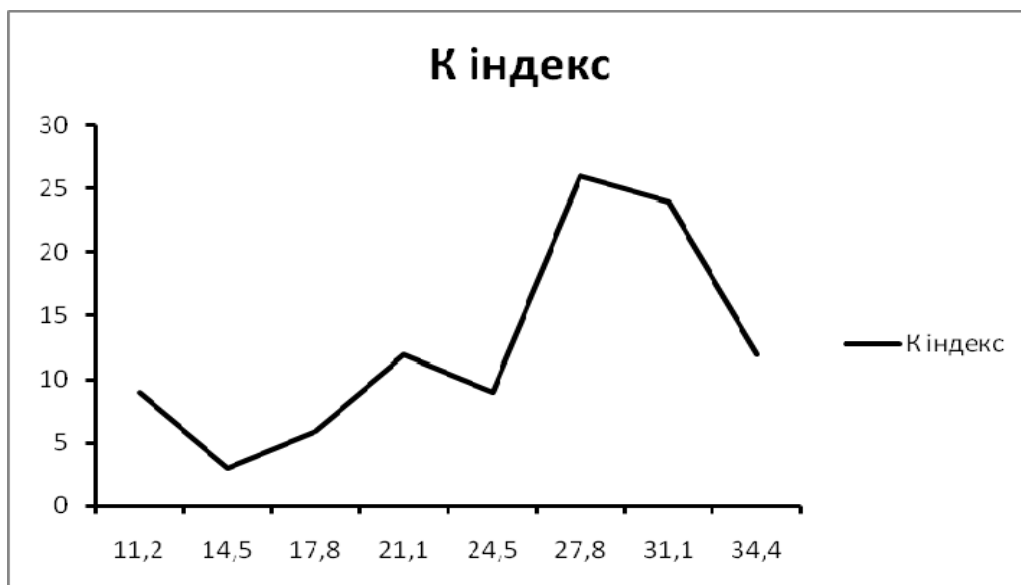


Рисунок 3.17 – Повторюваність К-індексу

Згідно рисунку найбільш повторюваними значеннями індексу є 22 та 28°C.

За даними радіозондування було проаналізовано повторюваність напрямку вітру в нижній та середній тропосфері при сильних дощах (рис.3.18).

У випадках, коли спостерігається сильний дощ, на баричній поверхні 850 гПа найбільш повторюваними є східний, південно-західний та північно-західний напрямки, на 700 гПа – східний напрямок та всі складові південного, на 500 гПа – західний, східний, південно-східний та всі складові північного вітру.

По напрямкам вітру на баричних поверхнях 700 гПа та 500 гПа можна судити про напрямки ведучих потоків в середній тропосфері (рис.3.18).

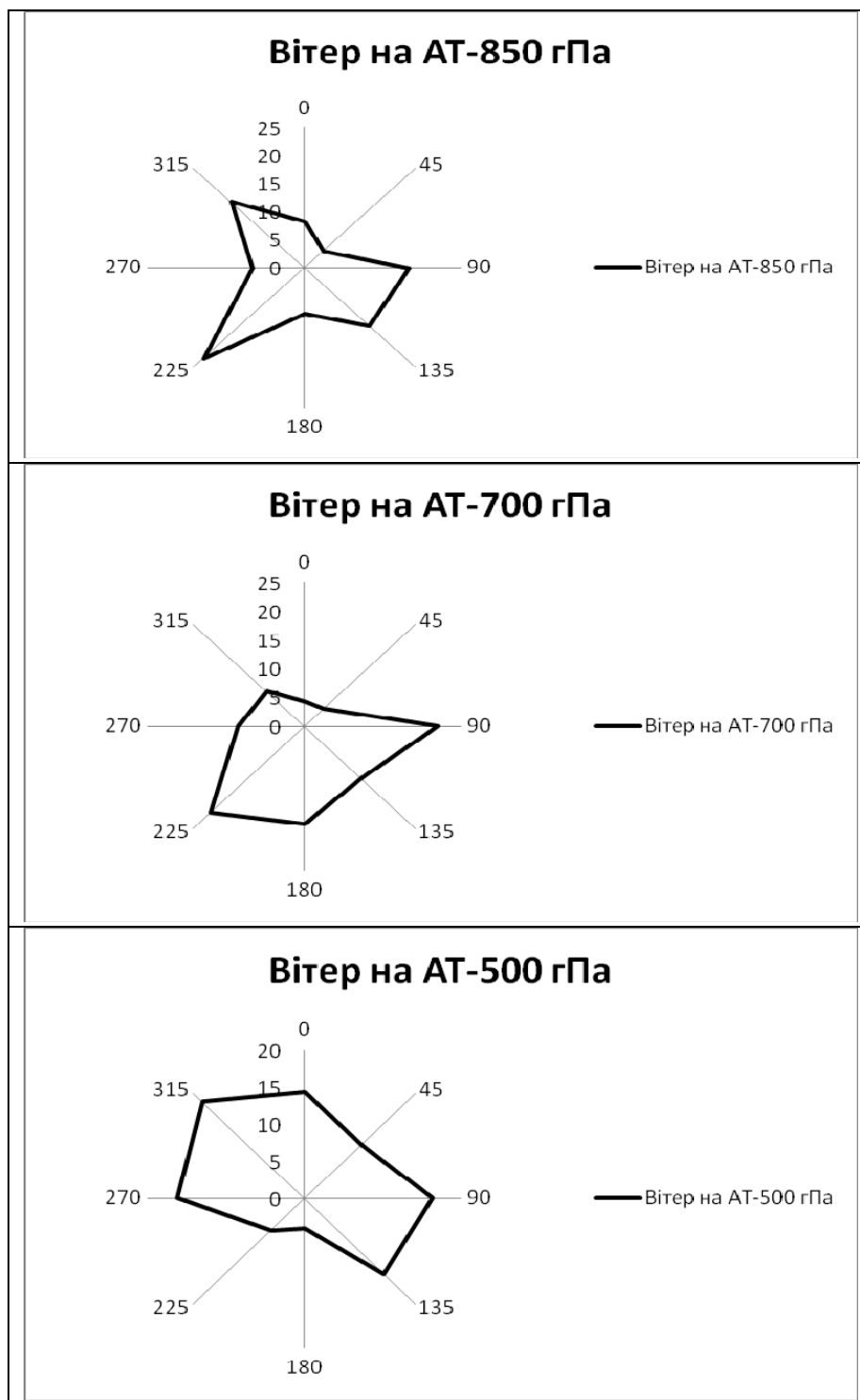


Рисунок 3.18 – Повторюваність напрямків вітру на висотах при сильних дощах

Стан нижнього 500-метрового шару атмосфери може бути охарактеризовано його структурними особливостями, атмосферними процесами, які протікають в ньому і знаходяться у визначеному зв'язку з атмосферними явищами і синоптичними утвореннями, які їх обумовлюють.

3.3 Синоптичні умови виникнення сильних дощів на західній території України

Для аналізу були розглянуті всі зібрані карти для днів з сильними опадами, які спостерігались на території Західної України за період 1992-2006 рр., і на їх основі була проведена типізація синоптичних процесів, яка наведена в таблиці 3.6.

Таблиця 3.6 – Типізація синоптичних процесів при СГЯ – сильний дощ на території Західної України

№типу	Назва процесу
1.	Південний циклон
2.	Перемичка низького тиску
3.	Перемичка високого тиску
4.	Розвинуті циклони над Північним, Балтійським морями та Прибалтійськими країнами
5.	Сідловина
6.	Активна циклонічна діяльність у Норвежському, Баренцевому морях та над Скандинавією
7.	Антициклонічна діяльність (гребінь)
8.	Циклони над країнами Східної Європи

Для всіх вище вказаних типів синоптичних ситуацій, розглянута повторюваність всіх типів для кожного місяця (табл.3.7) та сезонна повторюваність кожного типу на протязі року (табл.3.8).

Найбільш повторюваним типом на протязі року, крім липня та жовтня, є перший тип – південний циклон. В липні переважає сьомий тип – антициклонічна діяльність (29%), а в жовтні – активна циклонічна діяльність в Норвежському, Баренцевому морях та в Скандинавії (60%) (табл.3.6).

На протязі всього періоду, коли спостерігаються сильні дощі, дане СГЯ є результатом виходу південного циклону (табл.3.7).

Таблиця 3.7 – Повторюваність типів синоптичних ситуацій для кожного місяця, при яких спостерігаються сильні дощі на території Західної України

	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI
1 тип	100	100	29	38	18	48	32	-	34
2 тип	-	-	21	29	14	13	-	20	-
3 тип	-	-	21	2	22	13	-	-	-
4 тип	-	-	7	2	4	4	16	20	33
5 тип	-	-	7	2	2	2	-	-	33
6 тип	-	-	-	10	9	2	26	60	-
7 тип	-	-	15	12	29	18	10	-	-
8 тип	-	-	-	5	2	-	16	-	-

Таблиця 3.8 – Сезонна повторюваність типів синоптичних ситуацій, при яких спостерігаються сильні дощі на території Західної України

	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI
1 тип	5	5	6	25	15	34	9	-	1
2 тип	-	-	10	40	27	20	-	3	-
3 тип	-	-	14	5	54	27	-	-	-
4 тип	-	-	9	9	18	18	28	9	9
5 тип	-	-	20	20	20	20	-	-	20
6 тип	-	-	-	22	28	5	28	17	-
7 тип	-	-	6	15	48	25	6	-	-
8 тип	-	-	-	33	17	-	50	-	-

Для наглядного прикладу на рисунках 3.19-3.25 наведено типові поля приземних та висотних атмосферних процесів, при яких спостерігаються сильні дощі на території Західної України.

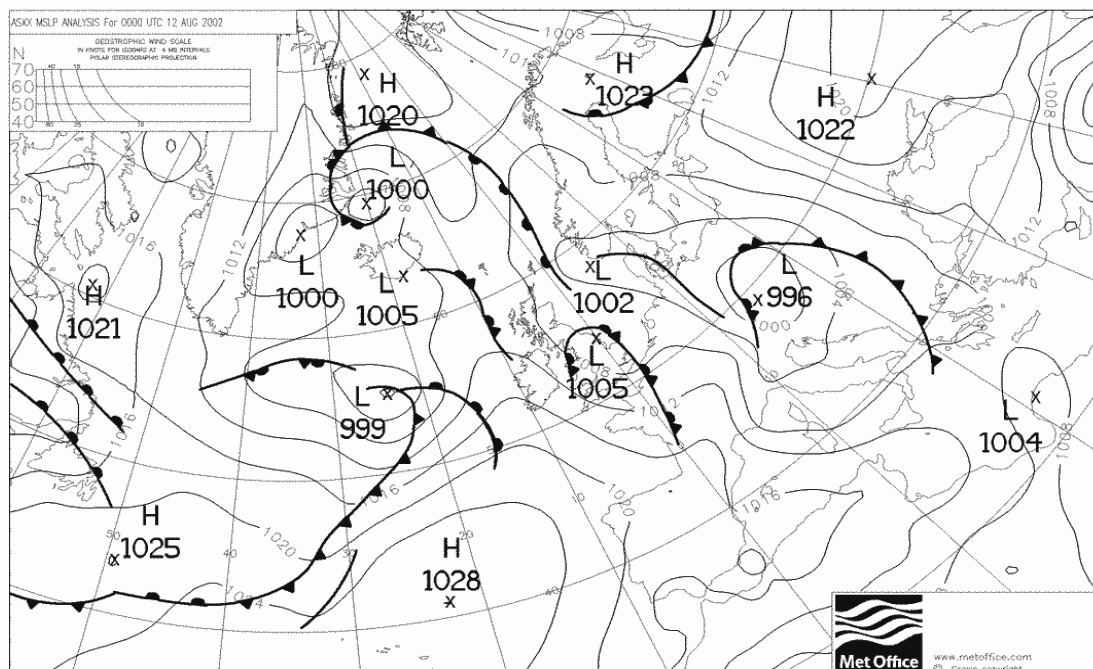
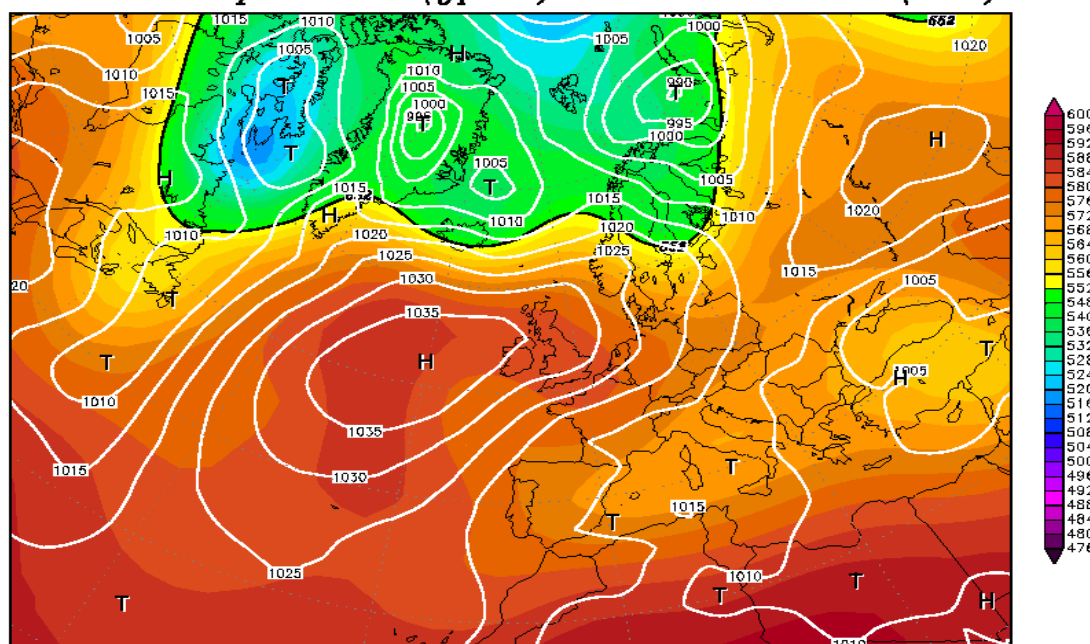


Рисунок 3.19 – Тип 1: південний цикллон

17JUN1992 00Z
500 hPa Geopotential (gpm) und Bodendruck (hPa)



Daten: Reanalysis des NCEP
(C) Wetterzentrale
www.wetterzentrale.de

Рисунок 3.20 – Тип 2: перемичка низького тиску

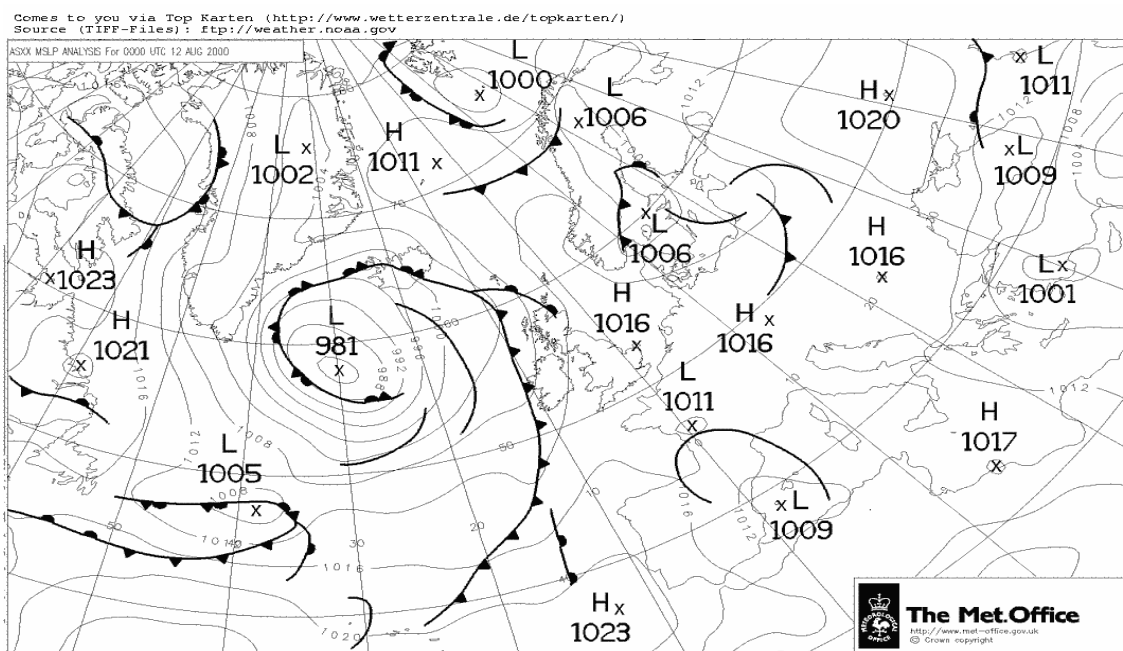


Рисунок 3.21 – Тип 3: перемичка високого тиску

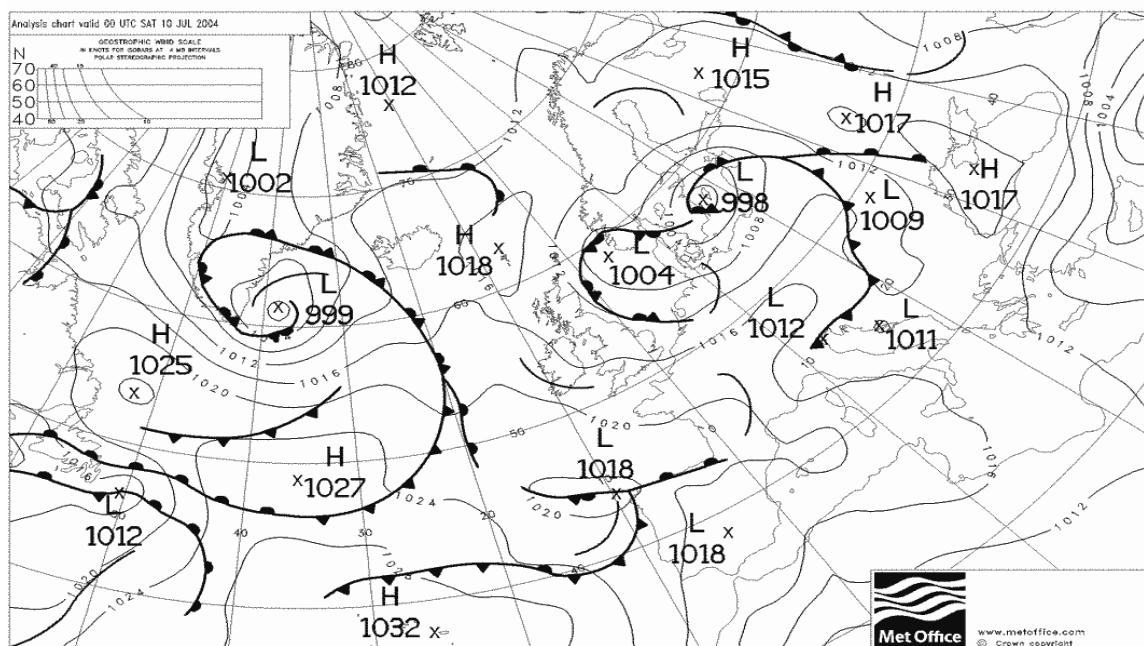


Рисунок 3.22 – Тип 4: розвинуті циклони над Північним, Балтійським морями та Прибалтійськими країнами

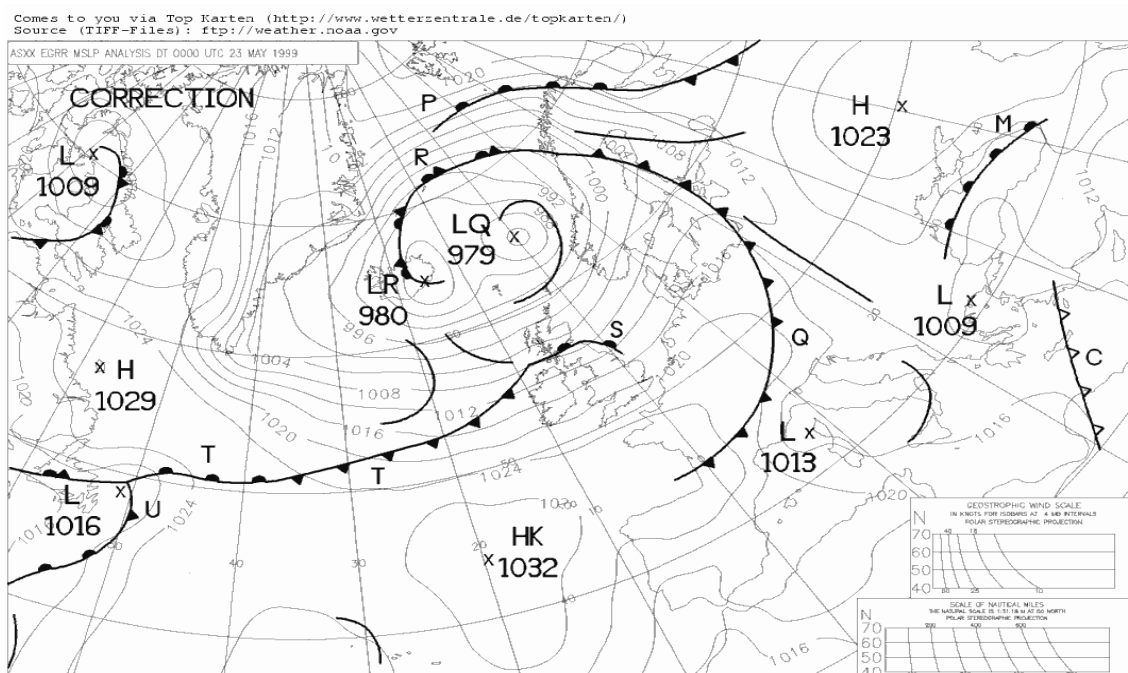
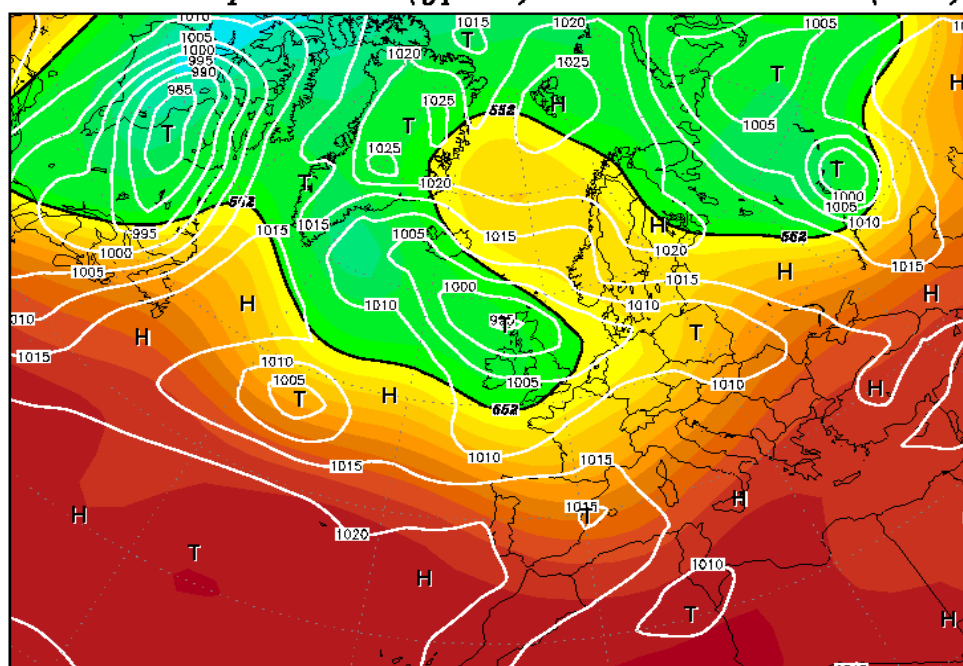


Рисунок 3.23 – Тип 5: сідловина

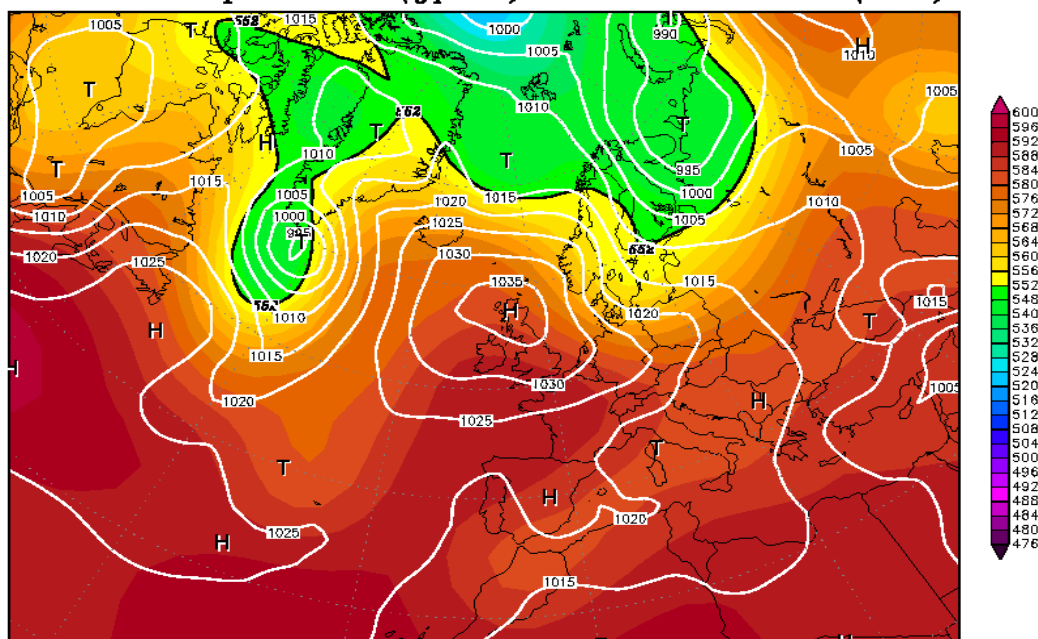
11SEP1993 00Z
500 hPa Geopotential (gpm) und Bodendruck (hPa)



Daten: Reanalysis des NCEP
(C) Wetterzentrale
www.wetterzentrale.de

Рисунок 3.24 – Тип 6: Активна циклонічна діяльність у Норвежському, Баренцевому морях та над Скандинавією

16JUL1996 00Z
500 hPa Geopotential (gpm) und Bodendruck (hPa)



Daten: Reanalysis des NCEP
(C) Wetterzentrale
www.wetterzentrale.de

Рисунок 3.25 – Тип 7: Антициклонічна діяльність (гребінь)

Наряду з динамічно активними синоптичними ситуаціями важливу роль у формуванні сильних дощів в Українських Карпатах відіграють процеси, під час яких виявляється інтенсивний вплив конвекції.

Звичайний макросиноптичний підхід не дозволяє дати достатньо повний аналіз процесів орографічної еволюції опадів; крім того, кожна мезомасштабна ситуація, яка визначає орографічне посилення опадів, може бути пов'язана з декількома великомасштабними положеннями. Тому, поклавши в основу мезосиноптичні ситуації, одночасно доцільно визначити, під час яких макросиноптичних положеннях кожна з них може втілюватись. При розгляді макроположень слід виходити з того, що динаміко-орографічній інтенсифікації опадів над Прикарпаттям сприяє два основних елемента циркуляції в нижньому двохкілометровому шарі повітря: наявність області пониженого тиску південніше і південно-східніше відносно району, який розглядається, і антициклону чи відрогу на півночі та північному-заході. В конкретних випадках ці компоненти баричного поля можуть бути представлені по-різному.

3.4 Порівняльна оцінка характеристик опадів по території Бессарабії

В якості вихідних даних були підготовлені для машинної обробки добові суми опадів по п'яти метеорологічних станціях Одеської області. Вони включали в себе дані з 1953 по 2009рр. для станції Болград, Ізмаїл, Сарата, Вилкове, Білгород-Дністровський. Дані 1953-1959рр. по станціях Ізмаїл і Вилкове взяті з метеорологічних Щорічників [33,34]. Дані з 1965 1983 рр. взяті з Метеорологічного Щомісячника Частина 2. В період 1984-1990 рр. в щомісячнику приводились дані тільки по Ізмаїлу, за інші періоди і для інших станцій матеріал був наданий керівництвом Гідрометеорологічного центру Чорного та Азовського морів та Дунайської гідрометеорологічної обсерваторії.

Треба відзначити, що період дослідження 1953-2009 рр. для чотирьох станцій (Болград, Вилкове, Сарата, Ізмаїл) вибраний як однорідний період спостереження. Справа в тому, що з 1 січня 1953 року на вказаних станціях відбулась заміна дощоміра на опадомір, із-за цього вся вибірка вимірювань опадів була отримана одним прибором в однакових місцях (переноси метеорологічних площадок не відбувались). Що стосується Білгород-Дністровська, то ця станція була знову відкрита в вересні 1976 року на території наливної коси акваторії Білгород-дністровського морського порту, саме тому можна вважати, що в цей період дані вибраної вибірки є однорідними (1976-2009 рр.)

Отримані вибірки добових сум опадів по кожній із п'яти станцій стали основою для розрахунку місячних, піврічних і річних сум, а також числа днів з опадами і без опадів по кожному з вищеназваних періодів. По добовим, піврічним і річним сумах опадів були розраховані найпростіші статистичні характеристики, а також отримані згруповані ряди і оцінки розподілу [7].

3.4.1 Порівняльна оцінка характеристик опадів по території Бессарабії по даним різних довідних видань

Дані по режиму опадів для Бессарабії приведені в довідних виданнях [4,35,36], відповідно. У зв'язку зі зміною методики спостереження за опадами, ми маємо на увазі заміну дощоміру на опадомір, в рядах спостережень могла мати місце неоднорідність. В Довіднику по клімату ССРС [35] приведені таблиці поправочних коефіцієнтів до даних вимірювань по дощоміру, ці відомості дозволяють зробити ряди однорідними. В табл. 3.9 приведені поправочні коефіцієнти для перерахунку середньомісячних, піврічних і річних сум опадів за 1891-1935 рр.

Таблиця 3.9 – Поправочні коефіцієнти до даних інструментальних спостережень K_1 та K_3 по даним довідника [36]

	Ізмаїл											
Коеф.	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
K_1	1.10	1.10	1.04	1.00	1.00	1.00	1.00	1.00	1.00	1.00	1.00	1.03
K_3	0.12	0.09	0.16	0.08	0.06	0.04	0.04	0.04	0.04	0.12	0.06	0.16

	Болград											
Коеф.	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
K_1	1.00	1.00	1.04	1.00	1.00	1.00	1.00	1.00	1.00	1.00	1.00	1.03
K_3	0.12	0.09	0.16	0.08	0.06	0.04	0.04	0.04	0.04	0.12	0.06	0.16

	Сарата											
Коеф.	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
K_1	1.09	1.08	1.03	1.00	1.00	1.00	1.00	1.00	1.00	1.00	1.00	1.03
K_3	0.12	0.09	0.16	0.08	0.06	0.04	0.04	0.04	0.05	0.11	0.07	0.16

В таблиці 3.10 Приведені дані по середньорічним і піврічним сумах опадів для п'яти станцій, які знаходяться у вищесказаних довідних виданнях.

Таблиця 3.10 – Порівняння середньорічних і піврічних сум опадів

Станція	1891-1935			1891-1964			1961-1990		
	Рік	ТП	ХП	Рік	ТП	ХП	Рік	ТП2	ХП
Ізмаїл	372	253	119	403	263	140	489	298	191
Болград	461	309	152	416	280	135	512	332	180
Вилкове	-	-	-	405	246	159	482	277	205
Сарата	366	250	116	400	273	127	482	316	166
Білгород - Дністровський	403	268	135	387	242	145	433	265	168

Для всіх станцій у всі періоди року, в тому числі і за рік, середньорічні і піврічні суми опадів зростають для періоду 1961-1990 рр. Дані довідника по станціях Сарата і Ізмаїл за 1891-1935 і 1891-1964 рр. практично не змінились, а ось дані по станції Болград показують деякі зменшення опадів за цей період. Звернемо увагу на отримані екстремальні значення. На станції Болград по даним трьох періодів відрізняється абсолютний річний максимум, річна сума в перший період отримана для станції Ізмаїл дорівнює 372 мм, а для двох інших для Білгород-Дністровського. В теплий період року максимальні значення опадів отримані для станції Болград, а мінімальні в Вилкове і Білгород-

Дністровську. Відповідно, в холодний період року максимальні опади отримані для Вилкове. На такий розподіл екстремумів можливо впливає близьке знаходження до моря в різні сезони року: узимку море сприяє значному зволоженню, а влітку призводить до зменшення опадів. Розглянемо більш детально особливості річного ходу середньомісячних сум опадів по даним Довідника [4].

Для території Одеської області і її південно-західної частини характерним можна вважати превалювання кількості опадів, які випали в теплий період року над опадами, які випали в холодний період. Через це криві річного ходу відображають цю особливість (Див.рис. 3.26).

Однак по різних довідникам отримані різні показники в місяцях коли виділялись екстремальні значення. Більша частина кривих демонструє максимуми в червні, а мінімальні суми отримані для жовтня і березня. Максимум в липні отриманий для Болграда і Ізмаїла по даним за 1891-1935 рр., а також Вилкове і Білгород-Дністровський за 1961-1990 рр. Найбільше розходження з характерними кривими річного року отримані для Ізмаїлу по даним за 1961-1990 рр., для цього ж періоду отриманий найбільш виражений річний хід для станції Вилкове. Крім цього треба звернути увагу, що річний хід по даним за 1891-1935 рр. показують менші суми опадів у порівнянні з іншими періодами. Дані по Сараті за цей же період показують зменшення опадів на весні та влітку.

Детальне порівняння кривих річного року по кожному періоду для станцій Бессарабії наведені на рис. 3.27.

В перший період (1891-1935 рр) найбільші суми на протязі більшої частини отримані для станції Болград. У другому періоді (1891-1964 рр.) криві річного ходу чітко виділяють холодний і теплий періоди року з абсолютним максимумом на станції Сарата. В третьому періоді дані Сарати і Ізмаїла демонструють приближення кривих, хоча абсолютний максимум отриманий для станції Сарати. В четвертому періоді відрізняються найбільші відмінності в кривих річного ходу, хоча в окремі періоди має місце спів падання окремих частин для декількох станцій (січень, березень, червень, липень, вересень, жовтень). Звернемо увагу, що у зимні місяці максимальні суми опадів отримані на станції Вилкове, яка знаходиться ближче до моря. Окрім річних і місячних сум опадів в Довіднику по клімату СРСР приведені і інші характеристики опадів.

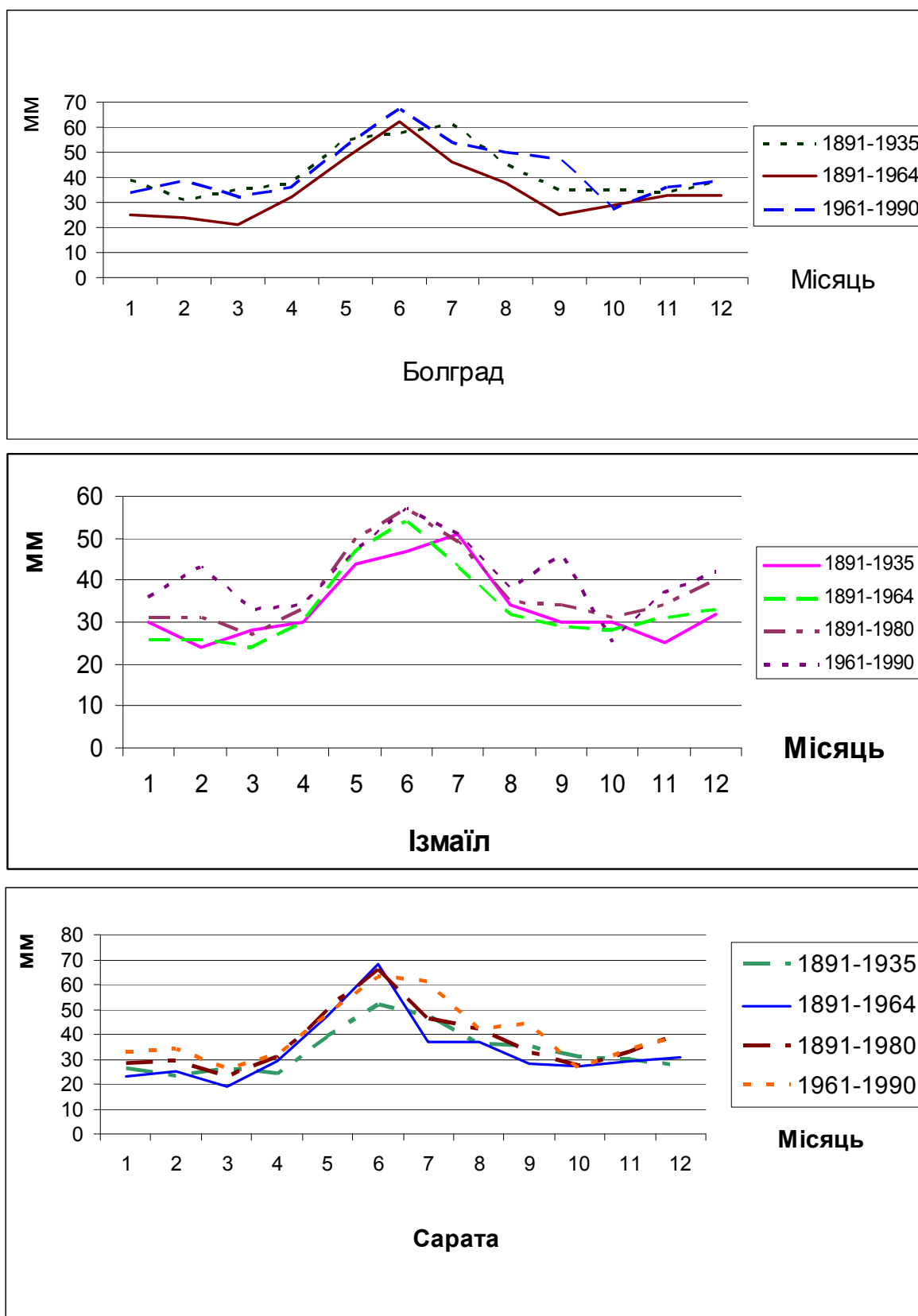


Рисунок 3.26 – Річний хід середньомісячних сум опадів на станціях Бессарабії за даними Довідників [4,35,36], аркуш 1.

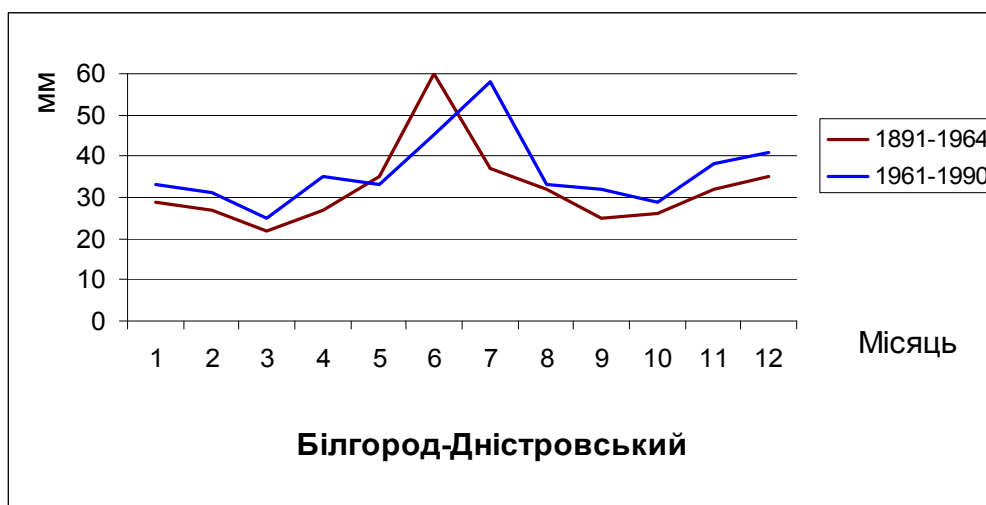
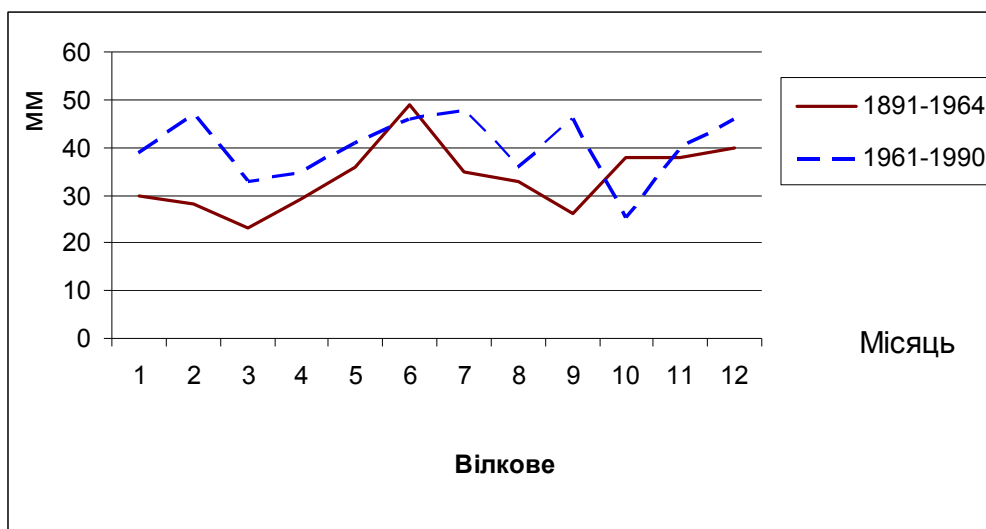


Рисунок 3.26, аркуш 2.

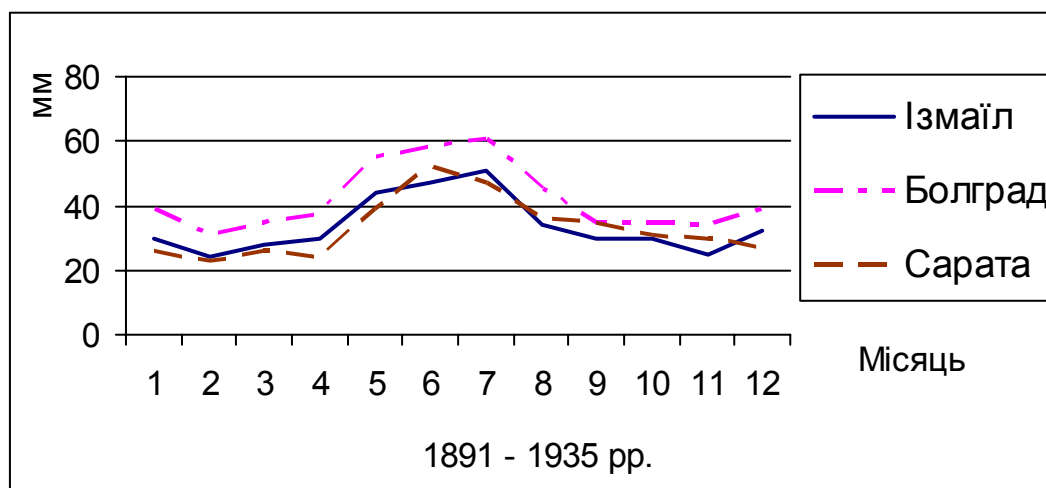


Рисунок 3.27 – Порівняння річного ходу місячних сум опадів на станціях Одеської області для різних періодів, аркуш 1.

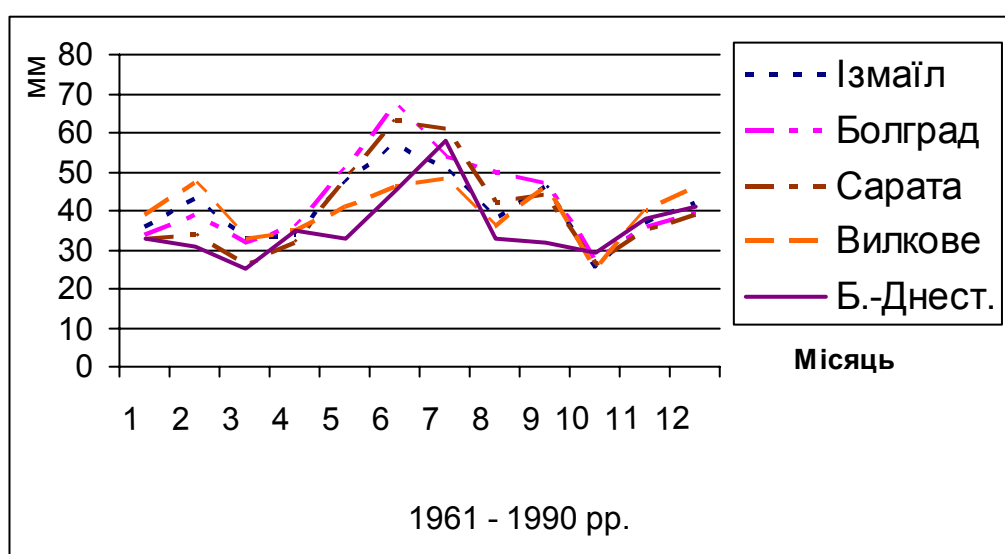
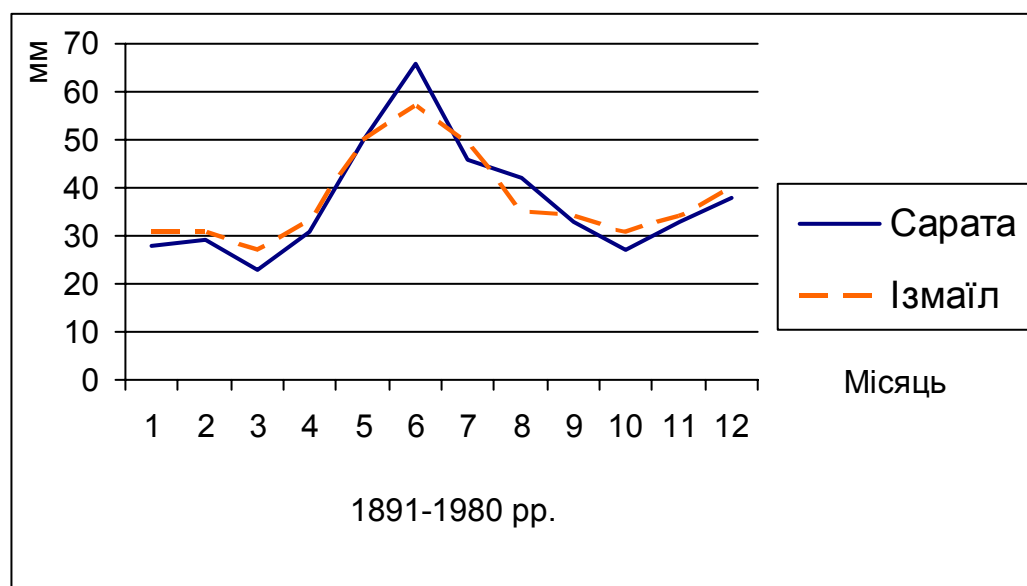
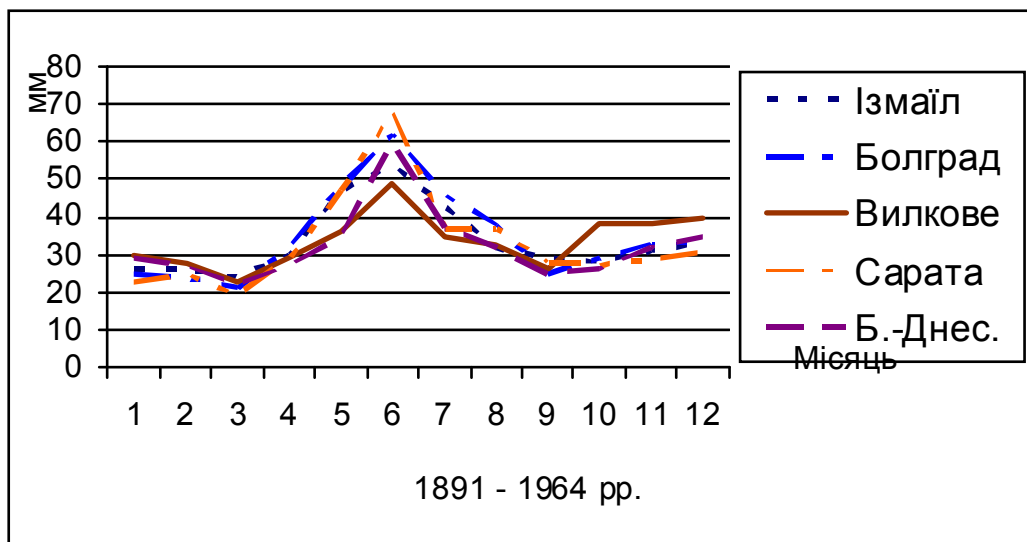


Рисунок 3.27, аркуш 2.

На рис. 3.28 показано абсолютний максимум місячних сум опадів для трьох станцій (Болград, Ізмаїл, Сарата).

По даним 1961-1990 рр. повсюдно відмічається зростання абсолютного максимуму у порівнянні з 1891-1965 рр., при чому у зимовий період це зростання найбільш помітно досягало значення 150 мм, в інші місяці року це зростання менше але влітку максимум досягає 200 мм і більше.

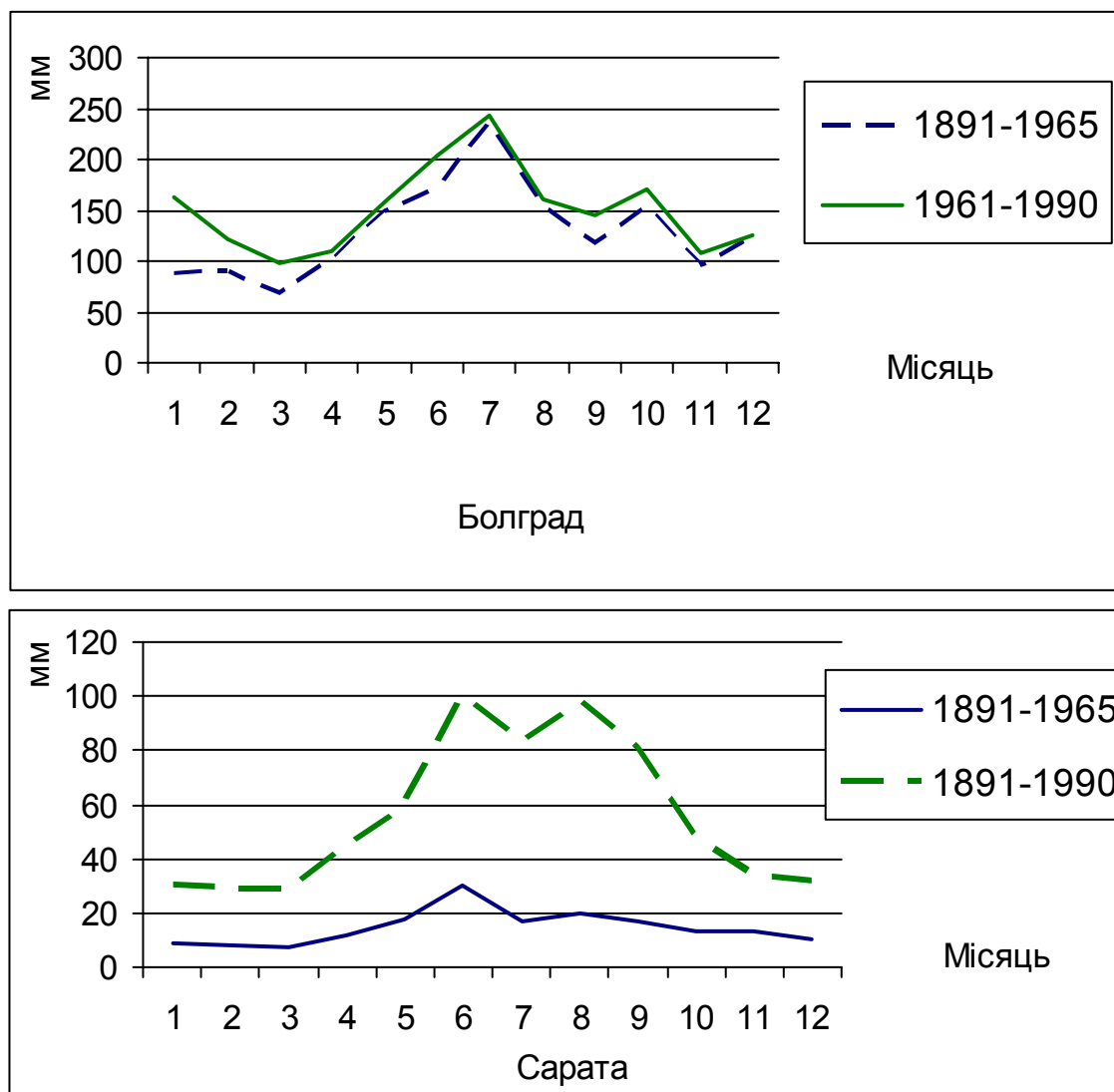


Рисунок 3.28 – Порівняння абсолютних максимальних місячних сум опадів на станціях Бессарабії

У двох «Довідниках по клімату СРСР» [4,35] вдалося виявити середні максимуми добових сум опадів для трьох станцій (рис. 3.29). Тільки для станції Ізмаїл на протязі всього року в період 1961-1990 рр. відмічено збільшення середнього максимуму. Для Сарати і Болграду середні максимуми зросли в зимній і літній період за винятком червня. Для Сарати помічено деяке зменшення.

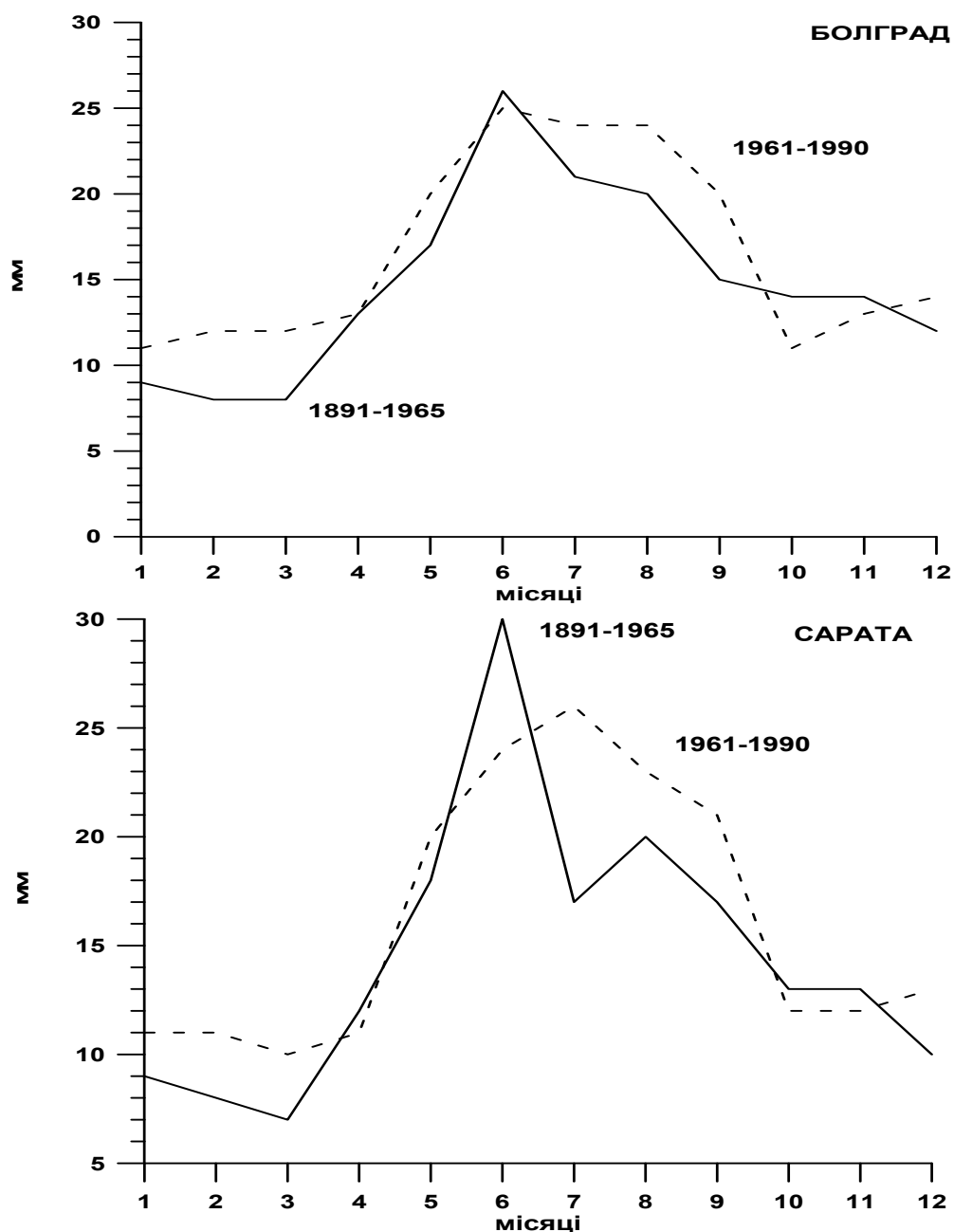


Рисунок 3.29 – Порівняння середніх максимальних добових сум опадів по станціям Бессарабії по різним Довідникам

Порівняння числа днів з опадами по двох основних періодах (1891-1965 і 1961-1990 рр.), (рис. 3.30, 3.31) показує, що в другому періоді відбулося їх збільшення на протязі всього року на станції Болград, а на станції Ізмаїл на протязі більшої частини року, враховуючи всі періоди року. Така ж тенденція простежується для числа днів з опадами більше 1.0 мм. Однак в літні місяці тенденція порушується. Порівняння кривих річного року числа днів зі значними опадами (більше 10.0 мм) з кривими середньомісячних сум виявляє схожі риси, а саме наявність максимального числа днів з опадами і місячних сум опадів в вересні і жовтні на станціях Болград і Ізмаїл. Це свідчить про роль значних опадів у формуванні місячних сум.

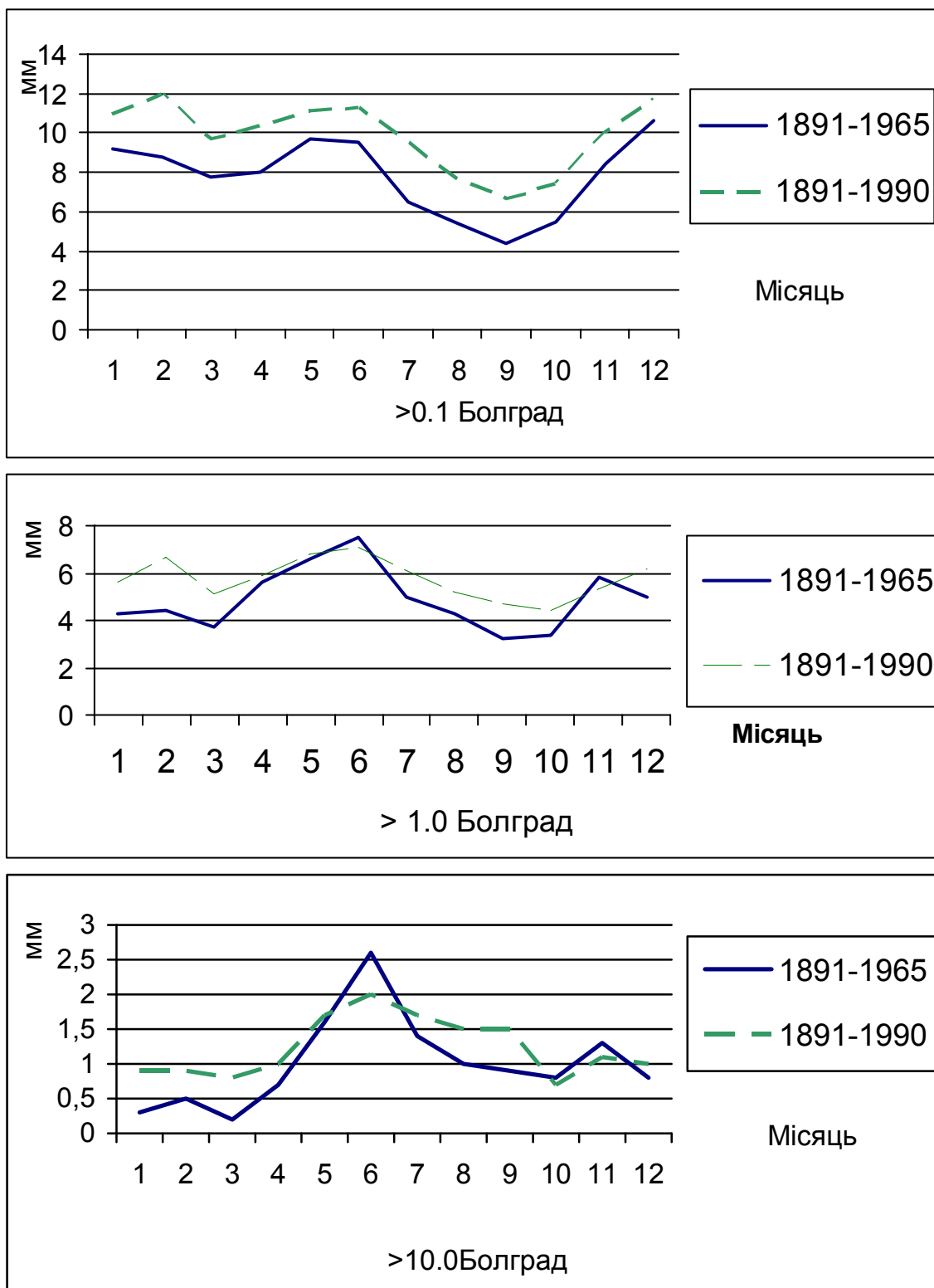


Рисунок 3.30 – Порівняння числа днів з різною кількістю опадів на станціях Бессарабії. Болград

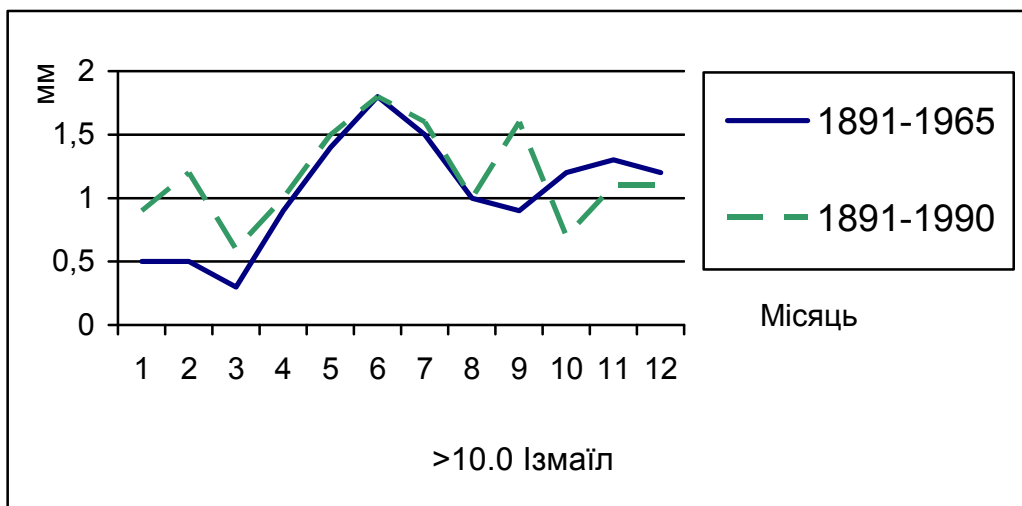
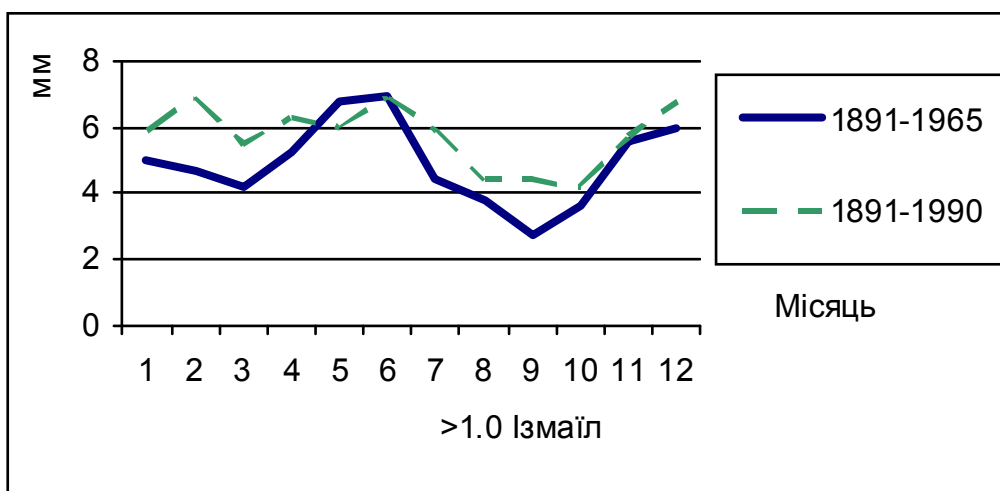
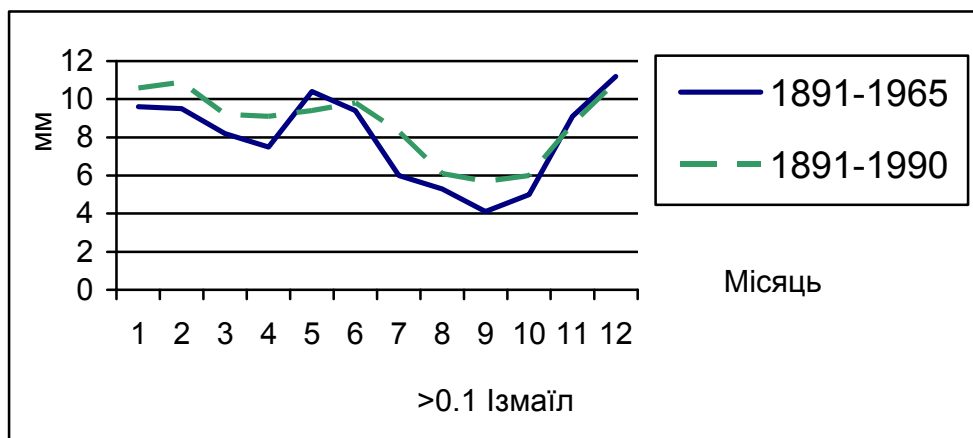


Рисунок 3.31 – Порівняння числа днів з різною кількістю опадів на станціях Бессарабії. Ізмаїл

Нам не вдалось порівняти абсолютний максимум добових сум опадів по двох періодах із-за того, що в кліматичному кадастрі України були приведені максимуми за весь період спостереження – 1891-1990 рр. Однак відмітимо, що абсолютний максимум значення також має добре виражений річний хід, з мінімумами в осінньо-зимовий, а максимуми в літній період. Абсолютний максимум отриманий для станції Болград в червні – 116 мм.

4 МЕТЕОРОЛОГІЧНІ УМОВИ ВИПАДІННЯ ЗИМОВИХ ОПАДІВ БІЛЯ ПОВЕРХНІ ЗЕМЛІ І НА ВИСОТАХ В РАЙОНІ М. ЛЬВІВ

4.1 Умови та механізми утворення зимових опадів

Опади, що формуються в циклонах або в антициклонах взимку, (в іноземній літературі отримали назву «winter precipitation», тобто зимові опади) поверхні землі можуть досягати у найрізноманітнішому вигляді, а саме у вигляді снігу, льодяного дощу, замерзаючого дощу або замерзаючої мряки, а також у вигляді опадів, що містять льодяні кристали та рідкі краплі одночасно. Такі опади призводять до багатьох негативних наслідків в різних галузях економіки. Наприклад, при випадінні опадів, що містять рідкі краплі, на незахищених поверхнях може формуватись потужний шар льоду, створюючи небезпеку для ліній електропередач, вітрових турбін, телекомунікаційних веж, підйомачів тощо. Так, наприклад, випадок ожеледі 1998 р. в Монреалі, Канада, став одним з найкатастрофічніших стихійних явищ в історії Канади.

Різні типи зимових опадів найчастіше спостерігаються на теплих фронтах, де часто-густо утворюється інверсія температури (табл. 4.1).

Зазвичай, в цьому випадку в атмосфері мають місце теплий шар (шар танення, $T > 0^{\circ}\text{C}$) та холодний шар (шар рекристалізації, $T < 0^{\circ}\text{C}$), що розташований нижче теплого. Коли льодяні кристали проходять крізь шар танення, вони тануть та досягають нижнього шару рекристалізації у вигляді різновидів мокрого снігу (мокрий сніг, slush, табл. 2.1) або дощу. Тип опадів, що досягли нижньої межі шару танення (визначається як критичний рівень), має неабиякий вплив на тип опадів, який формується в шарі рекристалізації. Наприклад, якщо частки мокрого снігу сягаючи критичного рівня, перетворюються на частково замерзлі частки, які складатимуться з льодяної оболонки та рідкого ядра, тобто утвориться, так званий, льодяний дощ з рідким ядром, то в залежності від профілю температури він може повністю замерзнути та перетворитись на льодяний дощ перш, ніж досягне поверхні землі.

Взаємодія між частками різних типів може також вплинути на тип опадів, що сягають поверхні землі. Наприклад, акумуляція льодяних кристалів рідкими переохолодженими краплями при від'ємних температурах спричинить замерзання крапель, а отже формування льодяного дощу, як це було запропоновано [43].

Незважаючи на те, що розуміння процесів формування зимових опадів стає більш глибоким, проте точний прогноз зимових опадів є досі нерозв'язаною задачею. Складність цієї задачі частково визначається тісною залежністю від температури, вологості, вертикальних та горизонтальних рухів, так само як від конденсації в хмарі та розподілу льодяних кристалів. Статистичні методи мають бути застосовані для розробки прогнозу різних типів зимових опадів. Проте, ці методи не враховують такі важливі фактори, як

розподіл часток за розміром та поля вітру. Ці методи також не дозволяють існування опадів змішаної фази разом з іншими типами опадів. В протилежність, одночасне випадіння опадів різних типів досить часто реєструється. Наприклад, дуже поширеним явищем є одночасне випадіння льодяного та замерзаючого дощу. Іноді ці типи опадів спостерігаються разом з льодяними кристалами.

Таблиця 4.1 – Визначення категорії гідрометеорів

Гідрометеор	Визначення
Дощ	Опади у формі рідких крапель води, діаметр яких перевищує 0,5 мм, або, якщо великий розкид, то краплі можуть бути меншими
Замерзаючий дощ	Краплі дощу, що випадають в рідкому стані, проте замерзають при осадженні на відкриті поверхні
Переохолоджений дощ	Рідкі опади при від'ємних температурах
Сніг	Опади, що складаються з білих або напівпрозорих кристалів льоду, головним чином, гексагональної форми та часто скупчені в сніжинки
Льодяний дощ (тип А та тип В)	Тип опадів, що складається з прозорих або напівпрозорих льодяних кульок, діаметр яких не перевищує 5 мм
Мокрий сніг	Сніг, який містить велику кількість води (зазвичай від 15 до 25% води)
Рекристалізований мокрий сніг	Знову замерзлі сніжинки мокрого снігу
Slush	Опади, що складаються одночасно з води та льоду, в яких структура та форма сніжинок перестає бути помітною (зазвичай, це опади що містять близько 40 % води)
Льодяні кристали	Первісні льодяні кристали
Хмарні краплі	Рідкі краплі малого розміру, які не осаджуються
Льодяний дощ з рідким ядром	Частково рекристалізовані краплі, в яких оболонка є твердою, а в середині знаходиться рідке ядро

Еволюцію опадів при падінні крізь шар танення та шар рекристалізації показано на рис. 4.1. Коли сніг досягає шару танення, то розпочинається процес танення, при якому найдрібніші сніжинки швидко тануть в той час як великі зберігають попередній стан. В цьому випадку утворюється мокрий сніг. Якщо процес танення продовжуватиметься, то мокрий сніг поступово трансформується в „slush”, що означає мокрий сніг, в якому кристалічна гексагональна структура стає практично непомітною. На останній стадії мокрий сніг перетворюється на дощ.

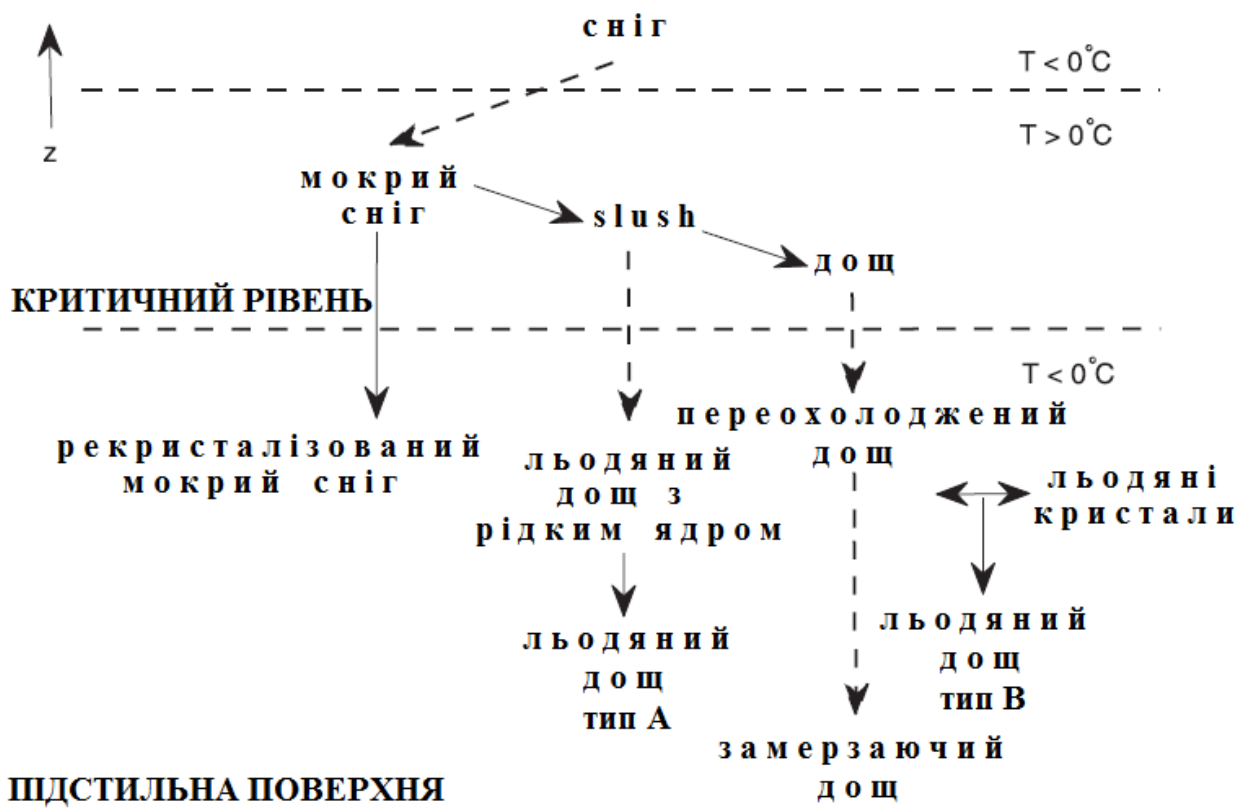


Рисунок 4.1 – Схематична діаграма еволюції опадів різного типу при наявності піднятого теплого шару (шару танення) в атмосфері. Суцільні стрілки між категоріями опадів вказують на зміну прогностичних величин. Пунктирні лінії вказують на те, що тип опадів змінюється, проте прогностичні величини лишаються такими самими

Тип опадів, що досягають поверхні землі сильно залежить від рідкої фракції в талих опадах на критичному рівні (рис. 4.1). Наприклад, якщо мокрий сніг досяг критичного рівня, то він починає рекристалізуватись та утворювати рекристалізований мокрий сніг. З іншого боку, якщо „slush” досягне критичного рівня, то такий мокрий сніг трансформується в льодяний дощ з рідким ядром. В залежності від температури та товщини шару рекристалізації

льодяний дощ з рідким ядром кристалізуватись повністю або частково (льодяний дощ типу А) перш, ніж досягне поверхні землі.

В решті решт, в шарі рекристалізації дощ може стати переохолодженим. Якщо в шарі рекристалізації присутні льодяні кристали, то взаємодіючи з переохолодженими краплями вони можуть утворити льодяний дощ (тип В). Відмінність між льодяним дощем типу А та типу В в процесі утворення.

4.2 Характеристика використаних матеріалів і методика їх обробки

В даній роботі використовувалася така інформація за період 2001-2008 рр.:

1) дані тригодинних наземних спостережень аеропорту “Львів” в кодї “METAR” за період 2001–2008 рр.;

2) дані радіозондування (стандартні ізобаричні поверхні, особливі точки і стандартні висоти над рівнем моря і підстильною поверхнею), які вибирались в околиці ± 2 год. від часу реєстрації зимових опадів.

Для дослідження вертикальної структури атмосфери необхідні відомості про хмарні шари, зокрема, про висоту їх верхньої і нижньої меж. Для кількісної оцінки цих характеристик використовувалися дані радіозондування. Методи оцінки висоти верхньої і нижньої меж хмар за вертикальними профілями температури і вологості ґрунтуються головним чином на критичних значеннях або дефіциту ($T - T_d = D^\circ\text{C}$), або відносної вологості ($r, \%$), що отримані з даних спостережень. Також враховуються особливі шари (інверсії) по температурі.

Нижче приведений короткий опис кожного з методів.

Так *Гоголевою Е. І.* [40] для нефронтальних хмар запропоновано наступний підхід: в хмарах дефіцит точки роси $T - T_d$ не повинен перевищувати 1°C . *Абрамович К. Г.* [37] знайшла, що в нижньому 800-метровому шарі та в хмарах, що знаходяться в стадії “зрілості”, ця умова виконується в 80 і 66% випадків відповідно; в цілому для всіх хмар виконується умова $T - T_d \leq 3^\circ\text{C}$.

Завариною М. В. [42] були проаналізовані профілі температури і вологості в шаруватих та шарувато-купчастих хмарах і знайдено, що на верхній межі хмари, в 70% випадків має місце інверсія з одночасним зменшенням відносної вологості ($dr/dz < 0$).

Дмітрієва-Арраго Л. Р. і Колоскова Л. Ф. [41] для нефронтальних шаруватих хмар встановили наступні критерії:

$$T - T_d \leq 1,5^\circ\text{C} \text{ нижче } 800\text{м},$$

$$T - T_d \leq 2,5^\circ\text{C} \text{ вище } 800\text{м}.$$

Ці результати ґрунтуються на дослідженні 128 випадків. Точність оцінки коливається в межах від 0 до 500м в 73,6% випадках.

Арабей Е. Н. [38] узагальнила результати, отримані Мошниковим [9], і розробила метод, заснований на визначенні критичного значення дефіциту точки роси як функції від температури:

$$T - T_d \leq 1,2^\circ C \text{ при додатних температурах;}$$

$$T - T_d \leq 2,2^\circ C \text{ при } -10,0^\circ C < T < 0,0^\circ C ;$$

$$T - T_d \leq 2,2^\circ C \text{ при } -20,0^\circ C < T \leq -10,0^\circ C .$$

Верхня і нижня межі для хмар шаруватих форм визначалися достатньо точно в 87 і 83% випадків в денний і нічний час відповідно.

В роботі [51] хмарним вважається шар, в якому профілі температури і вологості (апроксимовані кубічними сплайнами) задовольняють умовам:

$$\frac{d^2 T}{dz^2} \geq 0 \quad \text{і} \quad \frac{d^2 r}{dz^2} \leq 0$$

В роботі [55] автори стверджують, що метод дає добрі результати в 90% випадків для хмар таких форм St, Sc, As, Ac, Ci, Cs і Cs межі таких хмар можуть визначатися безпосередньо за вертикальним профілем вологості; як порогове використовується значення відносної вологості 95%; в деяких роботах використовується $r=90\%$.

В **Російському ГМЦ** у відділі авіаційної метеорології для відпрацювання методики був проведений спеціальний аналіз ефективності всіх методів, описаних вище, на вибірці з 34 підйомів літаків в холодний сезон за наявності опадів (замерзаючих опадів або снігу) в аеропорту Внуково [48]. Ці дані містили прямі вимірювання висот меж хмарних шарів. Було знайдено, що для виділення хмарних шарів прості правила, засновані на прийнятті порогових значень відносної вологості, які дорівнюють 95 і 90%, дають задовільний результат. Проте вони не можуть бути застосовані в тих випадках, коли датчик вологості не реєструє значень вище за порогові, хоча хмари є в наявності. В цих умовах є ефективними методи, що використовують порогові значення дефіциту точки роси, або метод, що визначає верхню межу хмари як нижню межу інверсії при одночасному падінні відносної вологості з висотою. Останній метод забезпечує хорошу точність у межах своєї застосовності, тобто у випадках підінверсійних хмар. Метод оцінки меж хмарних шарів по кривизні профілів температури і вологості в тому вигляді, в якому він був запропонований в [51], виявився непридатним. Тільки в комбінації з пороговим значенням відносної вологості цей підхід дає прийнятні результати.

Вертикальні профілі температури і вологості відновлювалися за даними радіозондування кубічними сплайнами.

4.3 Часовий розподіл зимових опадів в районі Львова

Умови випадіння зимових опадів в районі Львова розглядались на прикладі таких опадів, як **56** і **57** – слабка, помірна або сильна замерзаюча мряка; **66** і **67** – слабкий, помірний або сильний замерзаючий дощ; **68** і **69** – слабкий, помірний або сильний дощ зі снігом, **77** – снігові зерна з туманом або без нього та **79** – льодяний дощ.

На рисунку 4.2 представлено розподіл кількості випадків для кожного типу погоди під час випадіння зимових опадів.

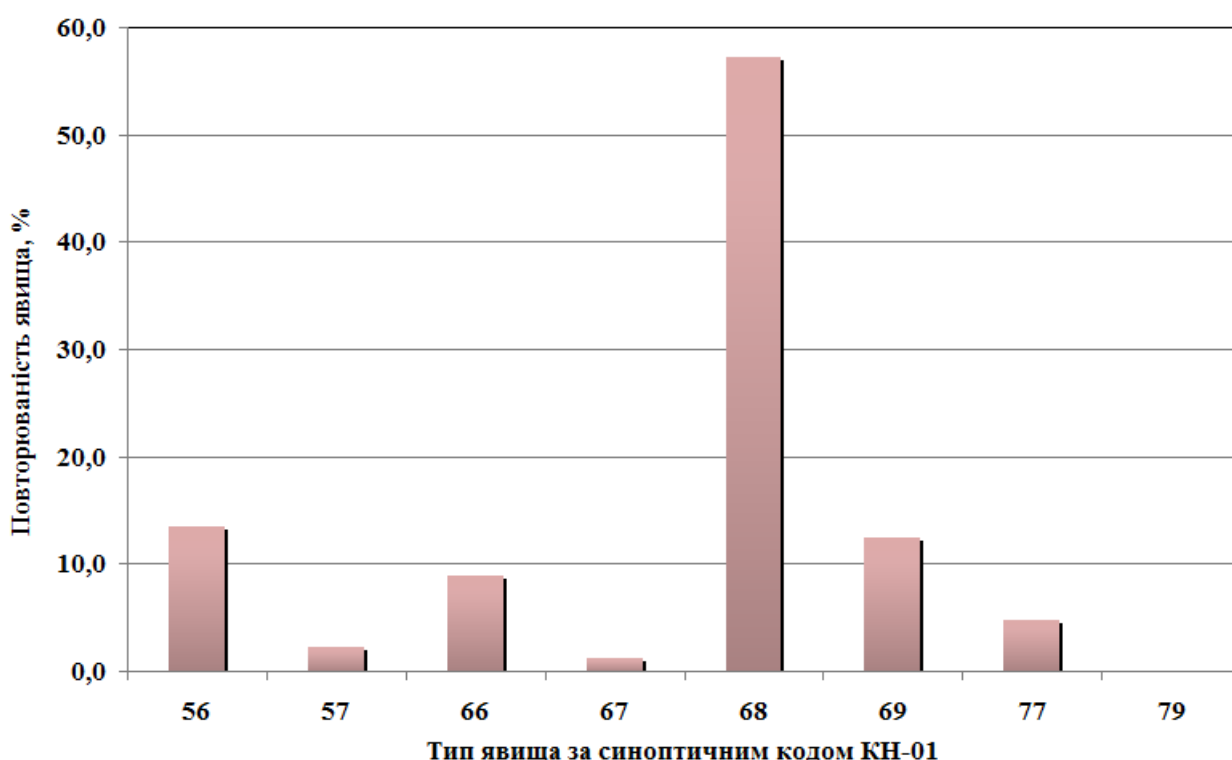


Рисунок 4.2 – Розподіл повторюваності кількості випадків зимових опадів в залежності від типу опадів

Серед всіх типів зимових опадів, що розглядається в роботі, найчастіше спостерігався слабкий дощ зі снігом (57,1 % від загальної кількості випадків), помірний або сильний дощ зі снігом має значно меншу повторюваність (12,4 %). Так само нечасто реєструються слабка замерзаюча мряка та слабкий замерзаючий дощ (13,5 % та 8,9 % від загальної кількості випадків). Повторюваність помірних або сильних замерзаючих опадів та снігових зерен не

перевищує 5 %. Жодного разу за увесь період, що розглядається, не відмічався льодяний дощ.

Міжрічна мінливість кожного типу опадів має свої особливості (рис. 4.3, 4.4). Кількість випадків зі слабкою замерзаючою мрякою має тенденцію до збільшення, в той час як кількість випадків помірної або сильної замерзаючої мряки з часом несуттєво зменшується. Тенденції до зменшення кількості випадків мають місце і для замерзаючого дощу. Тобто в м. Львів з часом поступово збільшується кількість замерзаючих опадів, що мають внутрішньомасовий механізм утворення та зменшується кількість випадків з фронтальними замерзаючими опадами (рис. 4.3).

Максимум повторюваності замерзаючого дощу припадав на 2004 р., а замерзаючої мряки на 2006 р., коли замерзаючий дощ мав мінімум повторюваності. Взагалі, через різні механізми утворення річний хід замерзаючої мряки та замерзаючого дощу не узгоджені між собою.

Річний хід дощу зі снігом не має яскраво виражених максимумів або мінімумів, проте і для слабого дощу зі снігом і для помірного або сильного дощу зі снігом спостерігається поступове збільшення кількості випадків з часом (рис. 4.3, а). Отримані результати можна пояснити загальним підвищенням температури повітря на території України та ослабленням швидкості вітру: мокрий сніг спостерігається при слабких додатних температурах та невеликих швидкостях вітру, і тому тенденція зміни температури в зимовий період до більш високих значень та зменшення швидкості вітру, викликає зростання кількості випадків мокрого снігу, в той час, як ці самі фактори призводять до зменшення кількості випадків інших типів атмосферного обledenіння.

В річному ході снігових зерен з туманом або без нього виявляється тенденція до зменшення випадків з часом. Слід зазначити, що мінімуми повторюваності снігових зерен мають місце при максимумі повторюваності замерзаючих опадів того чи іншого виду (рис. 4.4, б, 2001, 2007 рр.) та навпаки (2004 р.). Такий зв'язок можна пояснити тим, що фазовий стан опадів сильно залежить від температури повітря, і в роки, коли спостерігаються більш низькі температури порівняно з кліматичною нормою, кількість випадків зі сніговими зернами збільшується, а з замерзаючими опадами зменшується, і навпаки. Проте це припущення потребує більш детальної перевірки.

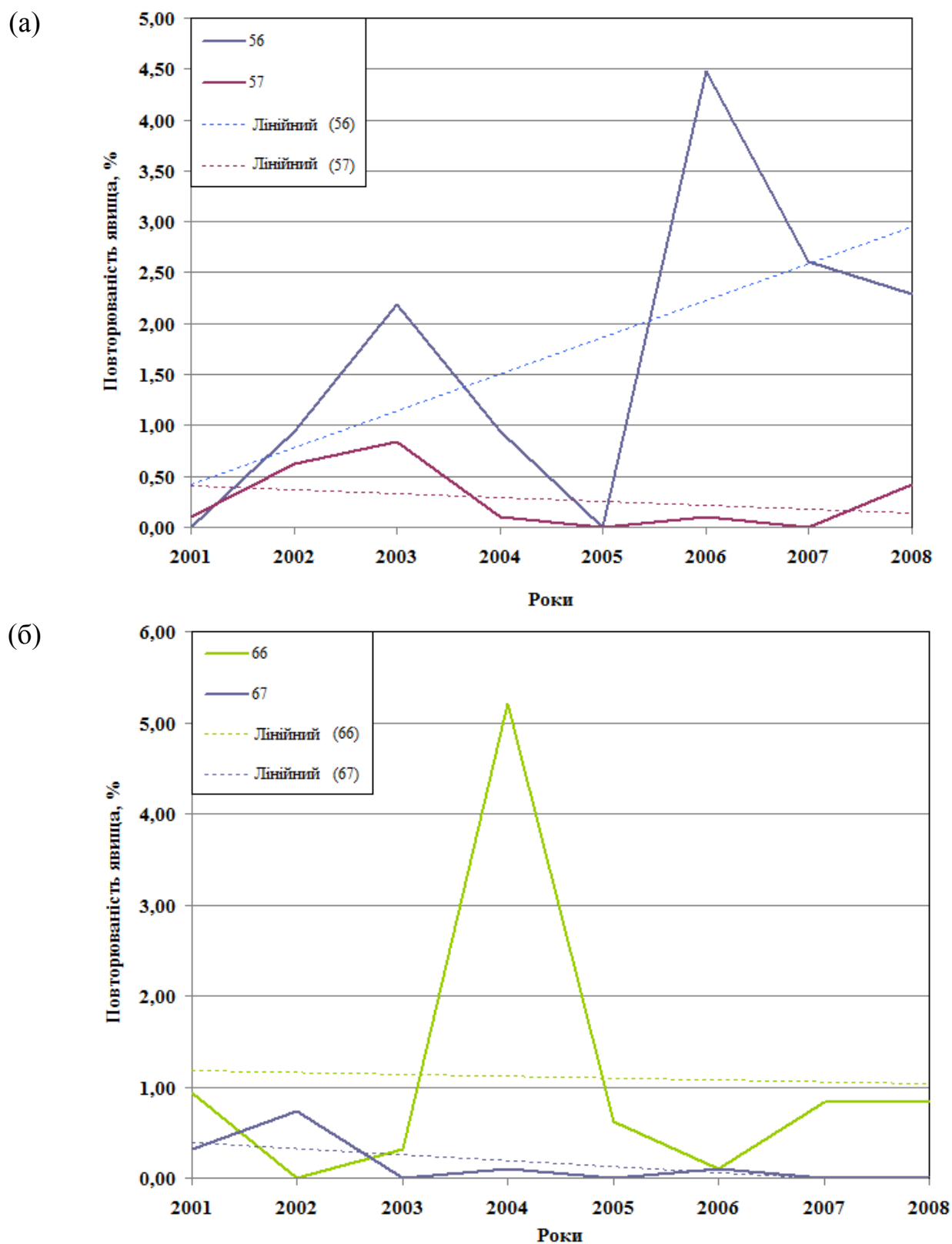
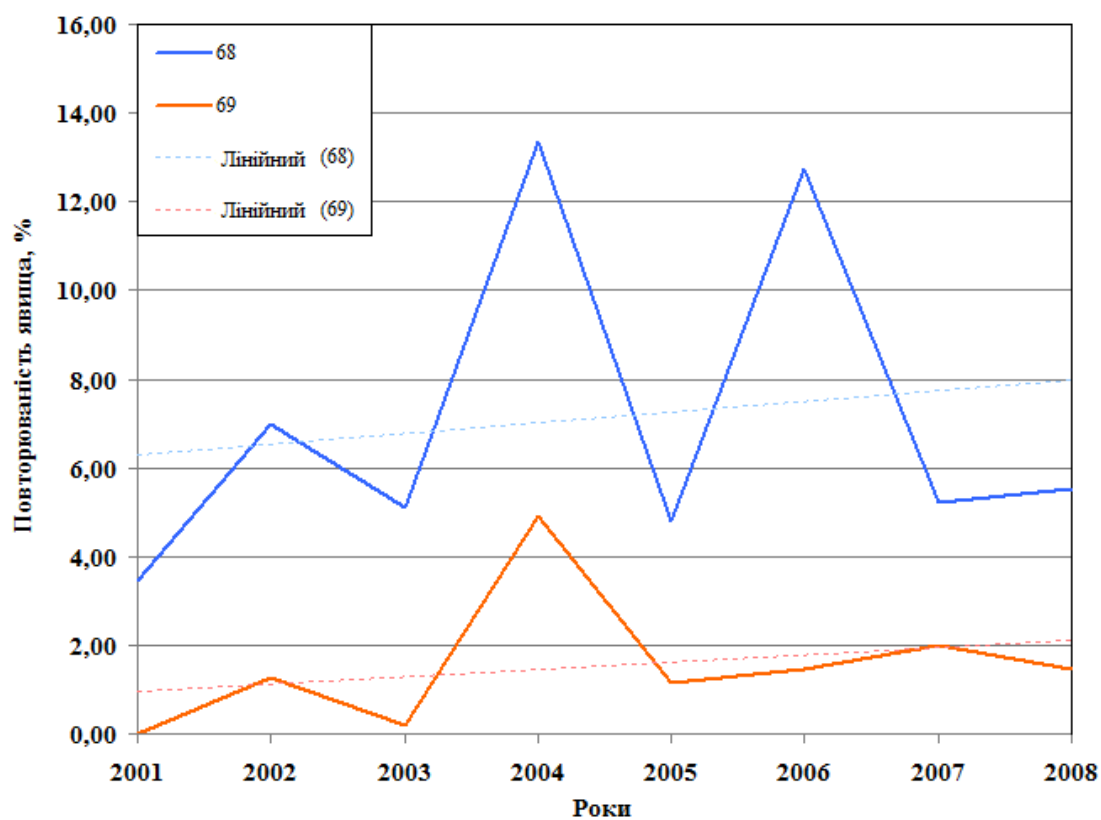


Рисунок 4.3 – Розподіл повторюваності замерзаючих опадів по роках:
 (а) - слабка та помірна або сильна замерзаюча мряка;
 (б) – слабкий та помірний або сильний замерзаючий дощ

(a)



(б)

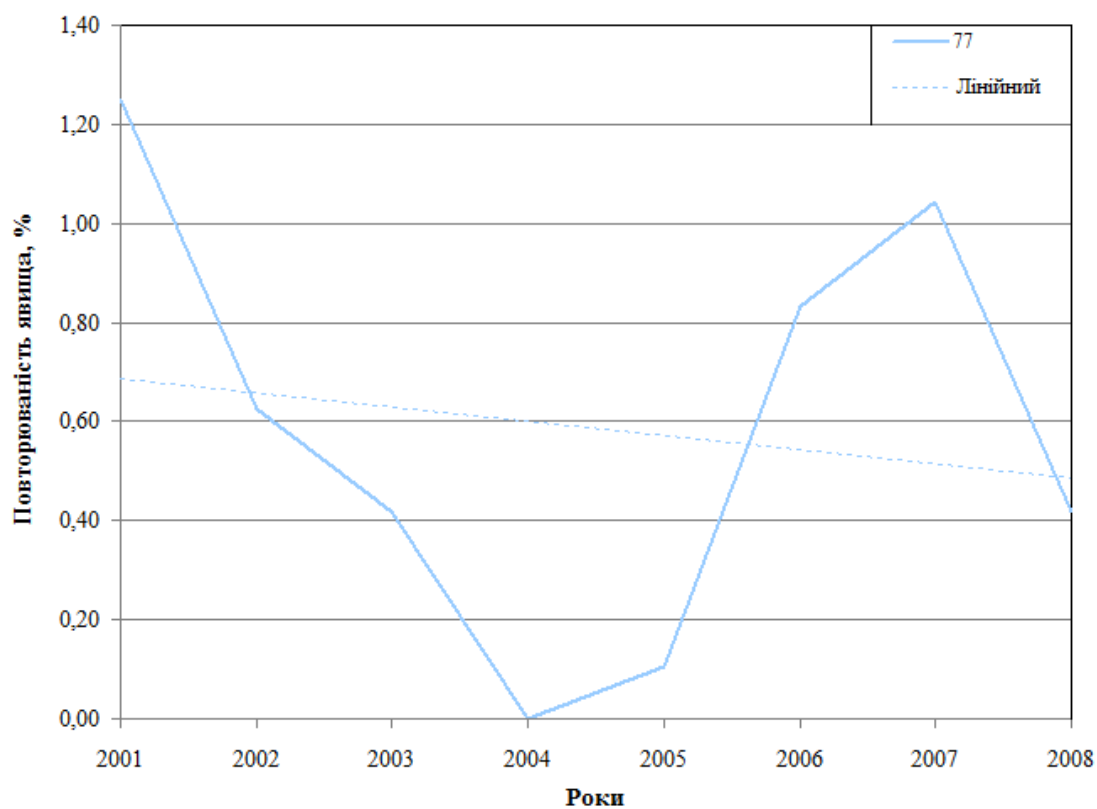


Рисунок 4.4 – Розподіл повторюваності дощу зі снігом різної інтенсивності (а) та снігових зерен; (б) по роках

Частота появи слабкої замерзаючої мряки, як і сильного замерзаючого дощу, є найвищою в найхолодніший час доби – в нічні години і години перед місцевим сходом сонця (рис. 4.5, а,б).

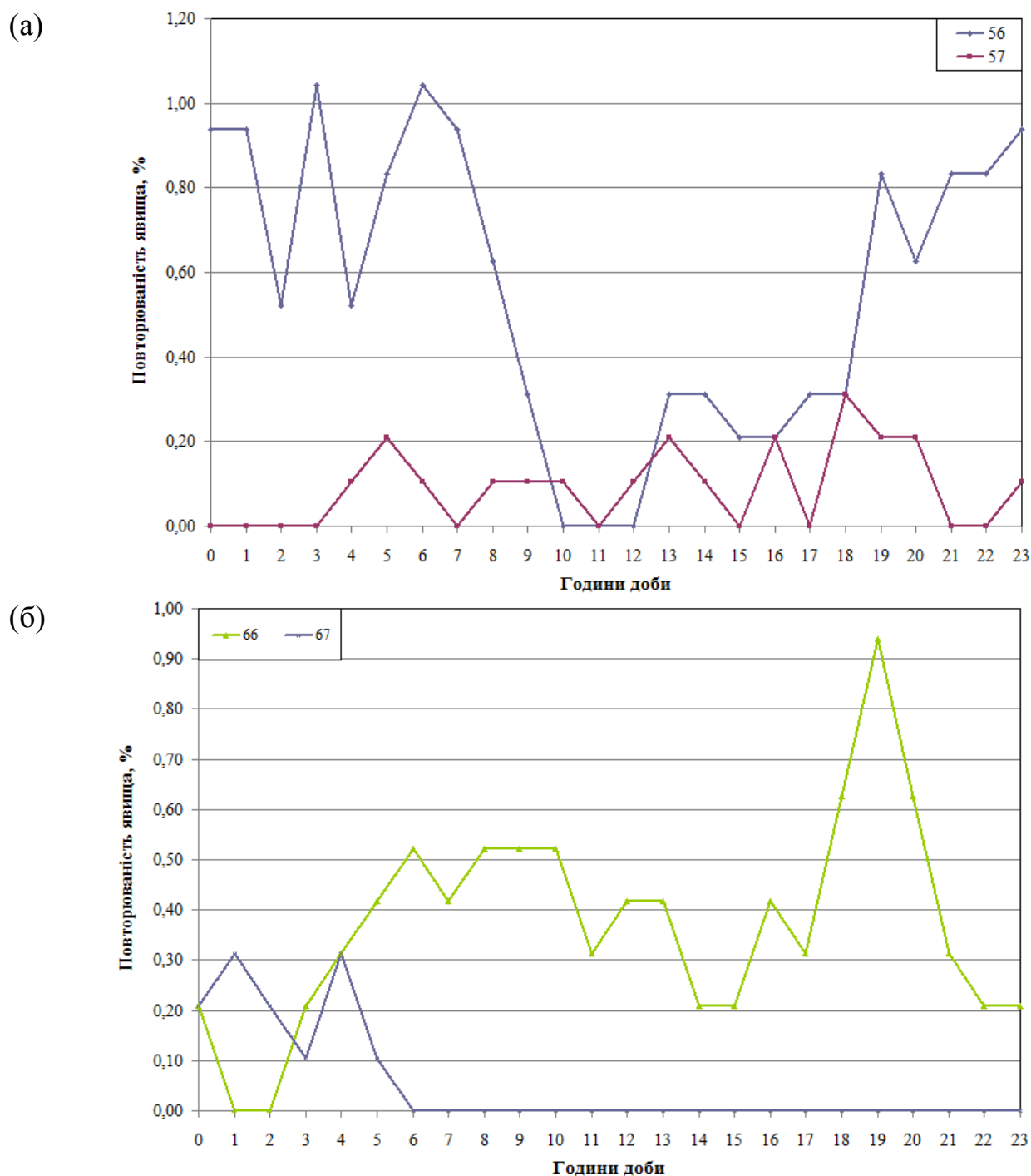


Рисунок 4.5 – Повторюваність (%) замерзаючих опадів в залежності від години доби: (а) - слабка та помірна або сильна замерзаюча мряка; (б) – слабкий та помірний або сильний замерзаючий дощ

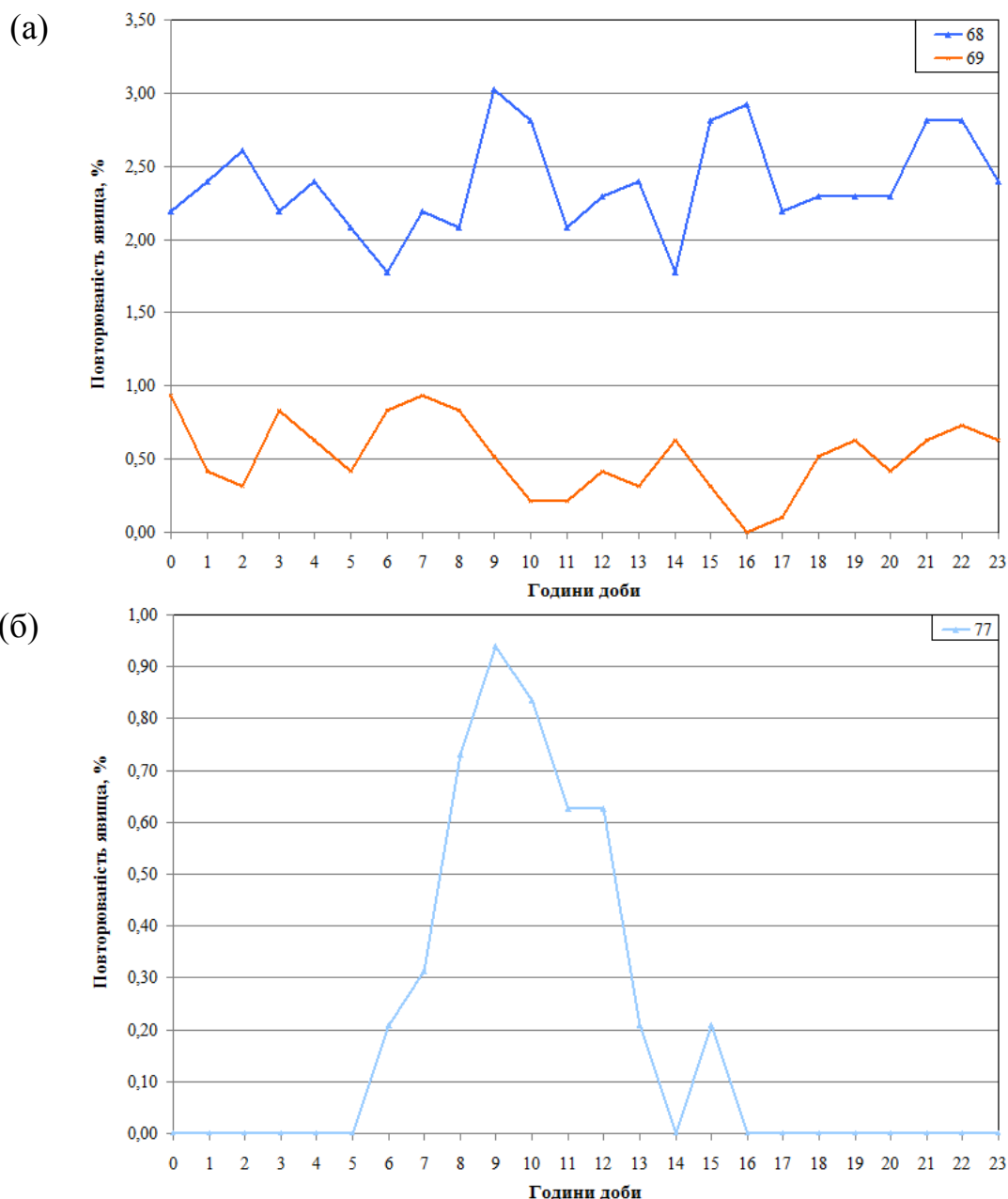


Рисунок 4.6 – Повторюваність дощу зі снігом різної інтенсивності (а) та снігових зерен (б) в залежності від години доби.

Незабаром після сходу сонця повторюваність слабкої замерзаючої мряки та сильного замерзаючого дощу різко падає і сягає свого абсолютного добового мінімуму ополудні. Після місцевого заходу сонця повторюваність слабких замерзаючих опадів починає суттєво зростати. Такий добовий хід замерзаючих опадів можна пояснити радіаційним вихолодженням, що сприяє переохолодженню крапель. Можна припустити, що при радіаційному вихолодженні реалізується саме некласичний механізм утворення замерзаючих опадів – „скрізь холодне повітря”.

Максимуми повторюваності помірного або сильного переохолодженого дощу в нічні години може бути обумовлено загостренням процесів на

атмосферних фронтах саме в передсвітанкові години, оскільки ці опади мають фронтальний характер.

Дощ зі снігом не має яскраво вираженого добового ходу (рис. 4.6, а). Локальні максимуми спостерігають в ранкові години після місцевого сходу сонця та після полудня, коли підстильна поверхня добре прогріта і в нижньому шарі формується профіль температури, сприятливий для випадіння дощу зі снігом.

Найбільш яскраво виражений добовий хід мають снігові зерна (рис. 4.6, б). Максимум їх повторюваності припадає на ранкові часи, коли вже вночі за рахунок радіаційного вихолодження сформовані кристали льоду, досягнувши певного розміру, починають випадати під дією сили тяжіння.

Взагалі всі висновки є абсолютно попередніми та потребують подальшого підтвердження на більшій кількості вихідного матеріалу.

Типи зимових опадів, що розглядаються в даній роботі, спостерігаються з жовтня по квітень включно. В жовтні та квітні спостерігається лише дощ зі снігом, а максимум повторюваності всіх опадів припадає на січень та лютий (табл. 4.2).

Таблиця 4.2 – Розподіл повторюваності різних типів зимових опадів в залежності від місяця

<i>Місяці</i>	<i>Тип опадів</i>								<i>Всього</i>
	<i>56</i>	<i>57</i>	<i>66</i>	<i>67</i>	<i>68</i>	<i>69</i>	<i>77</i>	<i>79</i>	
<i>Січень</i>	37	5	21	1	115	42	24	0	245
<i>Лютий</i>	35	6	52	0	110	37	6	0	246
<i>Березень</i>	8	1	1	3	145	21	2	0	181
<i>Квітень</i>	0	0	0	0	23	0	0	0	23
<i>Жовтень</i>	0	0	0	0	1	0	0	0	1
<i>Листопад</i>	9	3	2	0	70	5	1	0	90
<i>Грудень</i>	40	6	9	8	84	14	12	0	173
<i>Всього</i>	129	21	85	12	548	119	45	0	959

4.4 Метеорологічні умови випадіння зимових опадів в районі Львова

Однією з найважливіших характеристик при зимових опадах є температура повітря біля поверхні землі, оскільки саме ця метеорологічна величина визначає характер явища, а таким чином і їх небезпечність. На рис. 4.7, 4.8 представлено розподіл повторюваності зимових опадів в залежності від температури повітря.

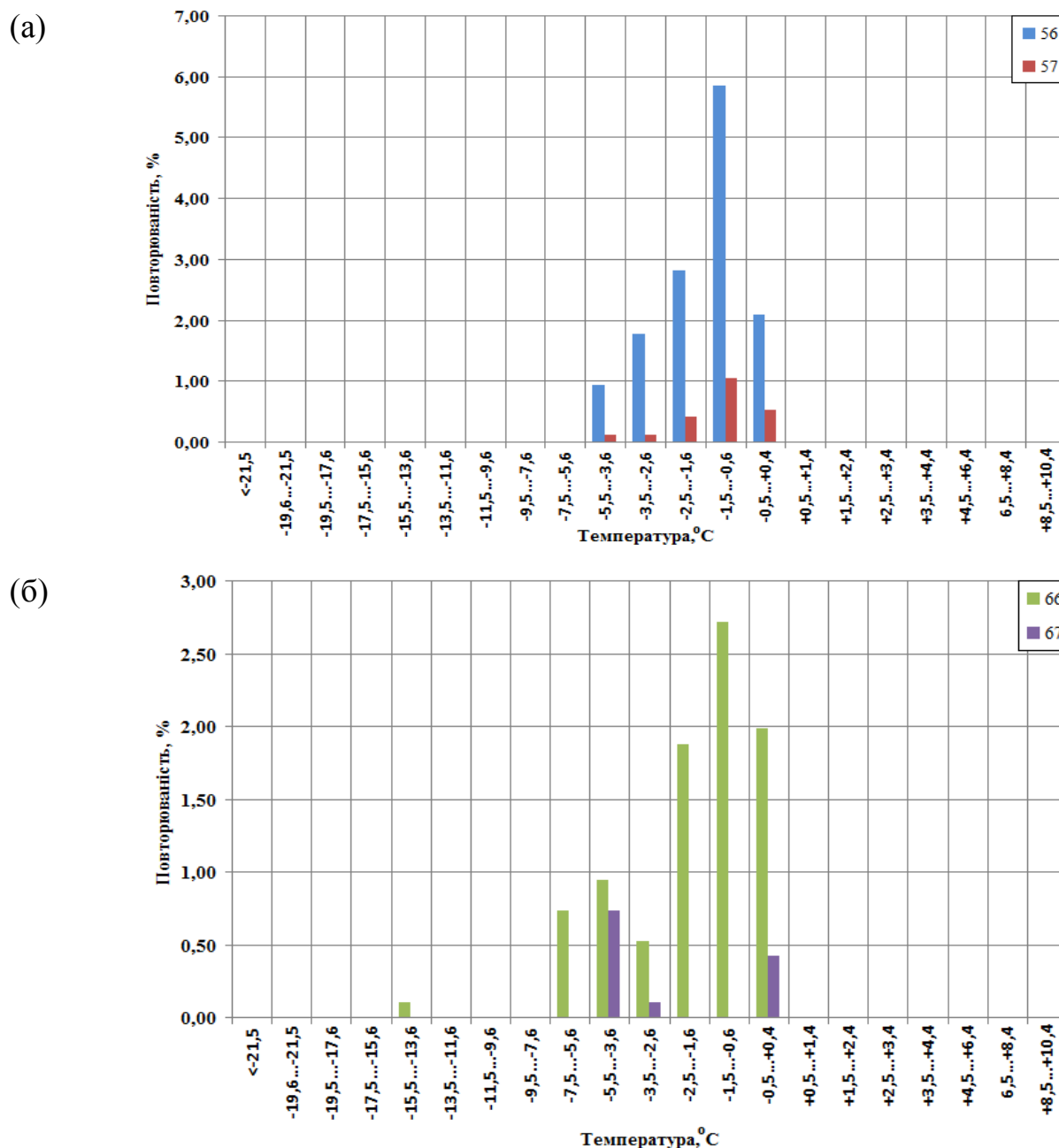


Рисунок 4.7 – Розподіл повторюваності (%) температури повітря на рівні 2 м при замерзаючих опадах: (а) - слабка та помірна або сильна замерзаюча мряка; (б) – слабкий та помірний або сильний замерзаючий дощ

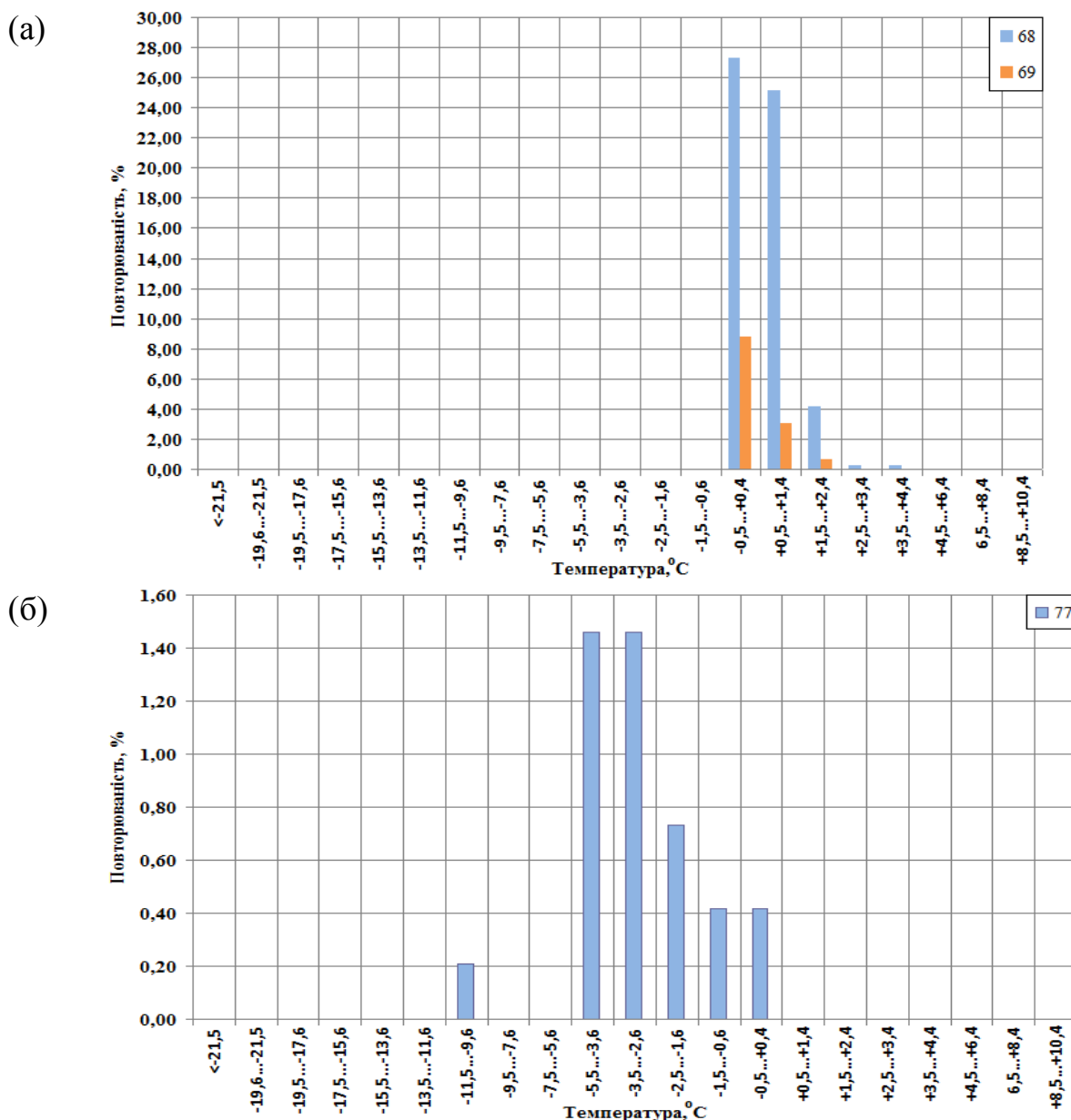


Рисунок 4.8 – Розподіл повторюваності температури повітря на рівні 2 м при дощі зі снігом різної інтенсивності (а) та снігових зерен (б) в залежності від години доби

Випадіння зимових опадів відбувалось в діапазоні температур від $-15,5^{\circ}$ до $+4,4^{\circ}\text{C}$. Змішані опади у вигляді дощу зі снігом випадали виключно при додатних температурах, при чому максимум повторюваності припадав на слабкі додатні температури (до $+1,4^{\circ}\text{C}$, 91,8 % від кількості випадків мокрого снігу).

При додатних температурах реєструвались також замерзаюча мряка та замерзаючий дощ (температури не перевищували $+0,4^{\circ}\text{C}$). На інтервал від $-0,6^{\circ}\text{C}$ до $-1,5^{\circ}\text{C}$ припадає 44,0 % та 26,8 % випадків замерзаючого дощу та замерзаючої мряки, відповідно. Слід зазначити, що замерзаючі опади найчастіше спостерігаються при більш високих від'ємних температурах (до -1°C). Один випадок

замерзаючого дощу спостерігався при надзвичайно низьких температурах від $-15,5^{\circ}$ до $-13,6^{\circ}\text{C}$, в той час як в усіх інших випадках температура не опускалася нижче $-7,5^{\circ}\text{C}$. Снігові зерна реєструвались виключно при від'ємних температурах не нижче за $-11,5^{\circ}\text{C}$.

Аналіз виявив, що існує сильна кореляція між частотою появи зимових опадів та напрямком вітру. В роботі проаналізовано напрямок вітру в залежності від типу опадів (рис. 4.9).

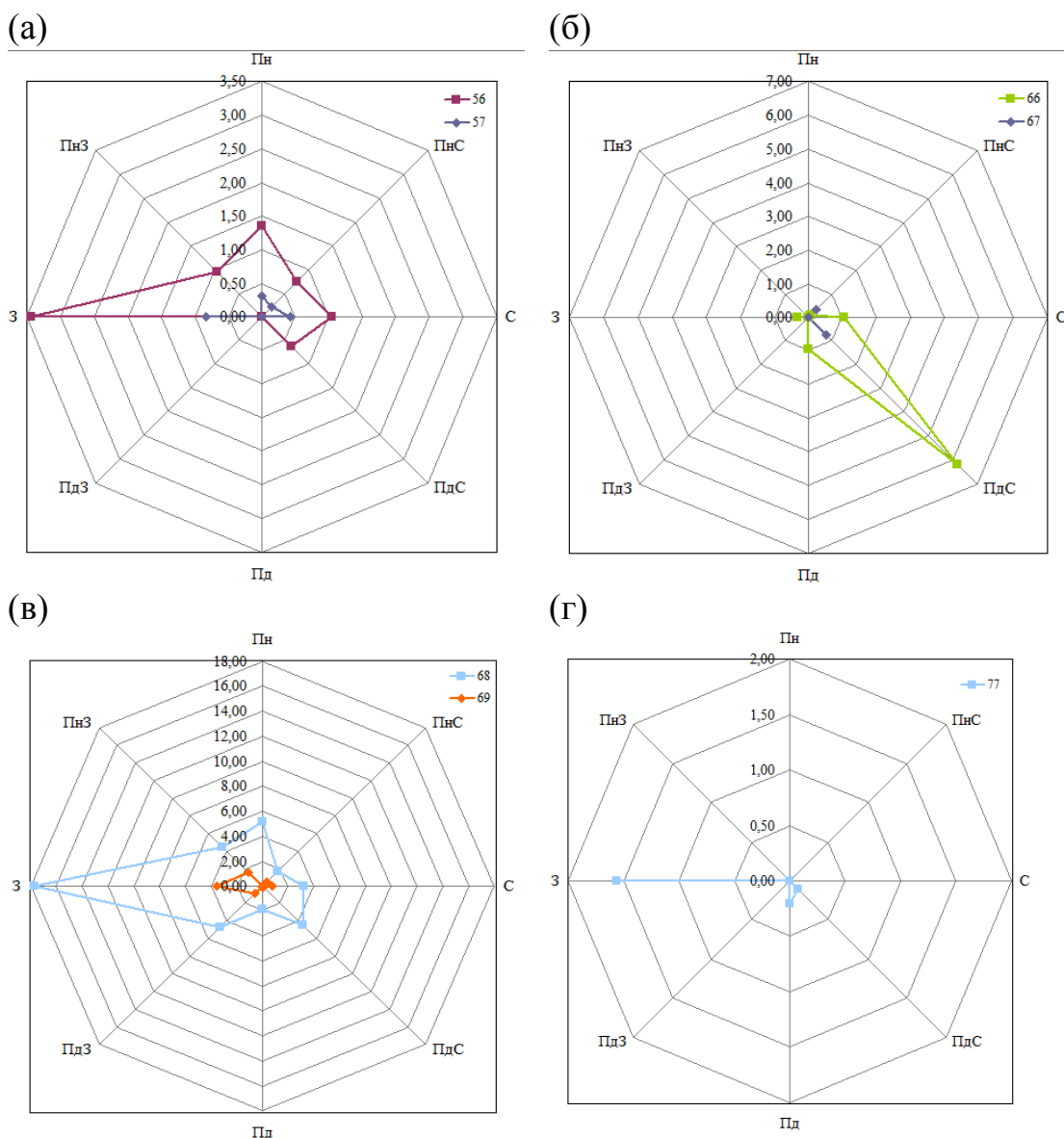


Рисунок 4.9 – Розподіл повторюваності напрямків вітру при зимових опадах: (а) - слабка та помірна або сильна замерзаюча мряка; (б) – слабкий та помірний або сильний замерзаючий дощ; (в) – слабкий та помірний або сильний дощ зі снігом; (г) – снігові зерна з туманом та без нього

Слід зазначити, що у Львові зимові опади взагалі не спостерігаються при певних напрямках вітру. Наприклад, при західних вітрах жодного разу не спостерігався замерзаючий дощ, в той час, коли максимум його повторюваності припадає на південно-східний напрямок вітру, що опосередковано вказує, що в усіх випадках замерзаючого дощу реалізується класичний механізм утворення замерзаючих опадів, оскільки цей напрямок вітру є характерним для теплового фронту

Дуже схожий розподіл напрямків вітру спостерігається для мокрого снігу і для снігових зерен. Тобто можна припустити, що при одній й тій самій синоптичній ситуації можуть реалізовуватись різні типи зимових опадів, і це може бути пов'язаним з вертикальним розподілом метеорологічних величин.

Всі зимові опади, що розглядаються в даній роботі спостерігались при швидкостях вітру, що не перевищували 10 м/с (табл. 4.3).

Таблиця 4.3 – Розподіл повторюваності зимових опадів в залежності від швидкості вітру

Швидкість вітру	Тип зимових опадів								Всього
	56	57	66	67	68	69	77	79	
0	9	0	3	2	86	34	15	0	149
1	7	0	0	0	14	0	0	0	21
2	24	4	1	0	105	31	10	0	175
3	31	3	7	0	114	17	5	0	177
4	22	3	17	0	66	7	3	0	118
5	18	5	19	1	91	9	3	0	146
6	9	5	13	1	54	17	4	0	103
7	9	0	17	8	17	3	5	0	59
8	0	0	6	0	1	1	0	0	8
9	0	1	1	0	0	0	0	0	2
10	0	0	1	0	0	0	0	0	1
11...15	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Всього	129	21	85	12	548	119	45	0	959

При замерзаючій мряці максимум повторюваності вітру припадає на західний напрямок, що відповідає теплому сектору циклону та північній периферії антициклону, локальний максимум повторюваності вітрів північних румбів під час замерзаючої мряки вказує також на можливість її формування в південному секторі антициклону.

Для мокрого снігу і снігових зерен з туманом або без нього максимум повторюваності припадає на слабкі вітри, що не перевищували 3 м/с.

Замерзаюча мряка найчастіше спостерігається при швидкостях вітру від 2 до 5 м/с, при замерзаючому дощу нерідкими є швидкості 6-7 м/с.

Таблиця 4.4 – Розподіл повторюваності зимових опадів в залежності від атмосферного тиску

<i>Атмосферний тиск</i>	<i>Тип зимових опадів</i>								<i>Всього</i>
	<i>56</i>	<i>57</i>	<i>66</i>	<i>67</i>	<i>68</i>	<i>69</i>	<i>77</i>	<i>79</i>	
<i>981...990</i>	0	0	0	0	2	2	0	0	<i>4</i>
<i>991...995</i>	0	0	0	0	9	11	0	0	<i>20</i>
<i>996...1000</i>	1	0	9	3	7	10	1	0	<i>31</i>
<i>1001...1005</i>	0	0	2	0	77	36	0	0	<i>115</i>
<i>1006...1010</i>	4	0	46	0	106	6	0	0	<i>162</i>
<i>1011...1020</i>	43	10	25	8	240	48	0	0	<i>374</i>
<i>1021...1030</i>	33	8	1	1	75	6	18	0	<i>142</i>
<i>1031...1040</i>	48	3	2	0	32	0	26	0	<i>111</i>
<i>Всього</i>	<i>129</i>	<i>21</i>	<i>85</i>	<i>12</i>	<i>548</i>	<i>119</i>	<i>45</i>	<i>0</i>	<i>959</i>

В основному, всі зимові опади (талб. 4.4), що розглядаються в даній роботі, розподілились практично однаково між розмитим полем зниженого тиску (1005-1010 гПа) та розмитим полем підвищеного тиску (1010-1020 гПа), окрім замерзаючої мряки та снігових зерен, для яких є характерним підвищений тиск, що вказує на внутрішньомасовий механізм утворення цих опадів.

4.5 Розподіл повторюваності температури та вітру при зимових опадах у Львові

Тип зимових опадів є залежним від такої пари метеорологічних характеристик як температура та швидкість вітру, тому в роботі побудовано графіки на яких тип зимових опадів було представлено як функцію температури повітря та швидкості вітру. Зрозуміло, що будь-який тип опадів є залежним також від вологості повітря, тому до аналізу було включено також температуру точки роси та побудовано графіки залежності типу опадів від температури та температури точки роси і для температури точки роси та швидкості вітру.

Нижче представлено ці графіки (рис. 4.10-4.12) для семи типів зимових опадів.

З рис. 4.10, а, можна бачити, що замерзаючі опади спостерігаються в межах області, окресленою ізотермою -8°C та ізотахою 10 м/с. Розкид всіх

випадків замерзаючих опадів досить великий. Область найбільшої концентрації спостерігається лише для слабого замерзаючого дощу.

Мокрий сніг та снігові зерна чітко відділяються нульовою ізотермою (рис. 4.10, б). З однаковою імовірністю обидва типи опадів можуть спостерігатись при швидкостях вітру до 7 м/с. Слід зазначити, що є один випадок слабого мокрого снігу, який реалізується при температурі більшій за 10°C .

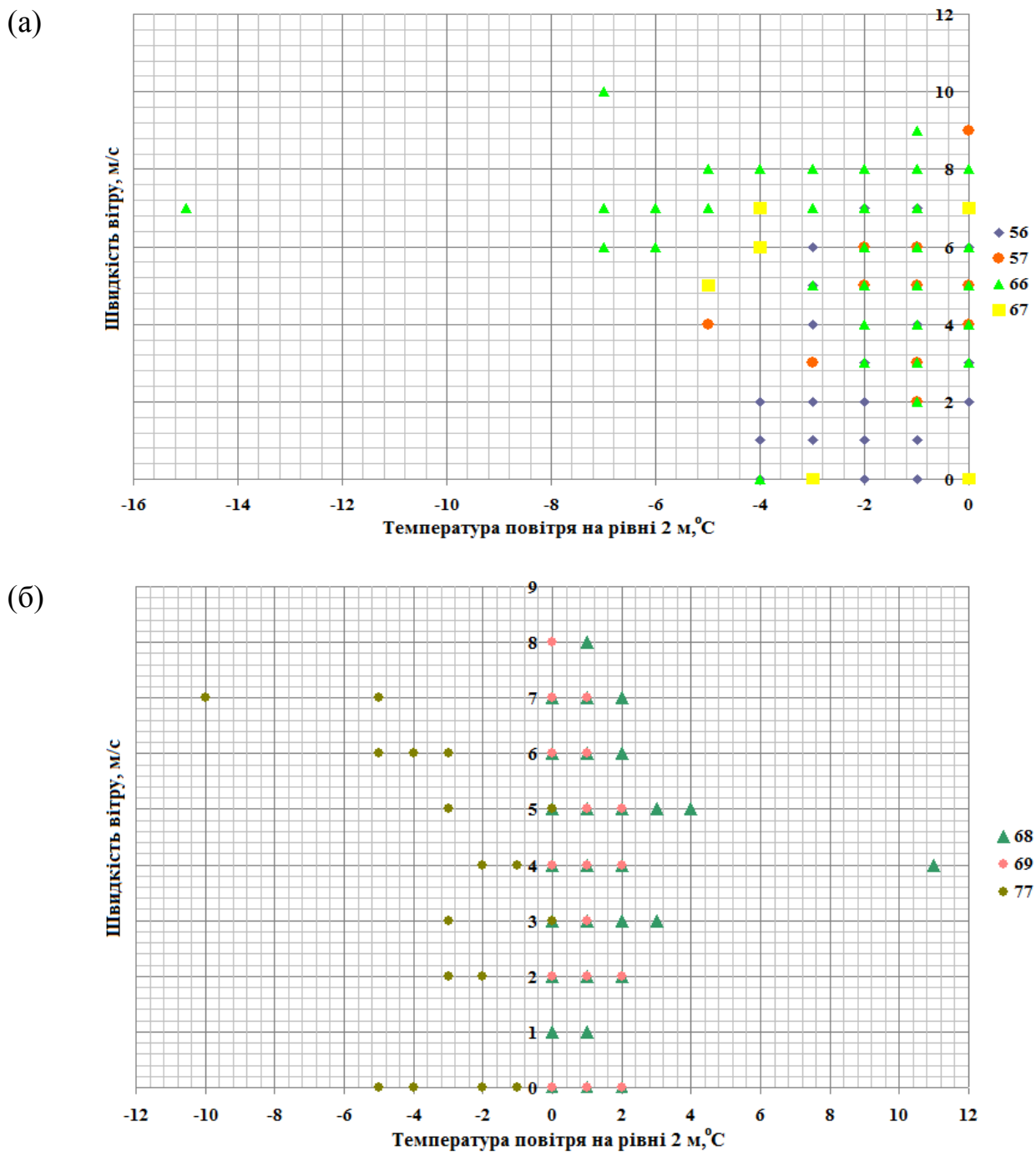


Рисунок 4.10 – Поява замерзаючих опадів (а) та дощу зі снігом і снігових зерен (б) як функція температури повітря на рівні 2 м та швидкості вітру

Тісний лінійний зв'язок має місце для температури точки роси та температури повітря при замерзаючих опадах та при снігових зернах (рис. 4.11, а,б), тобто замерзаючі опади та снігові зерна випадають при відносній вологості повітря близької до 100 %.

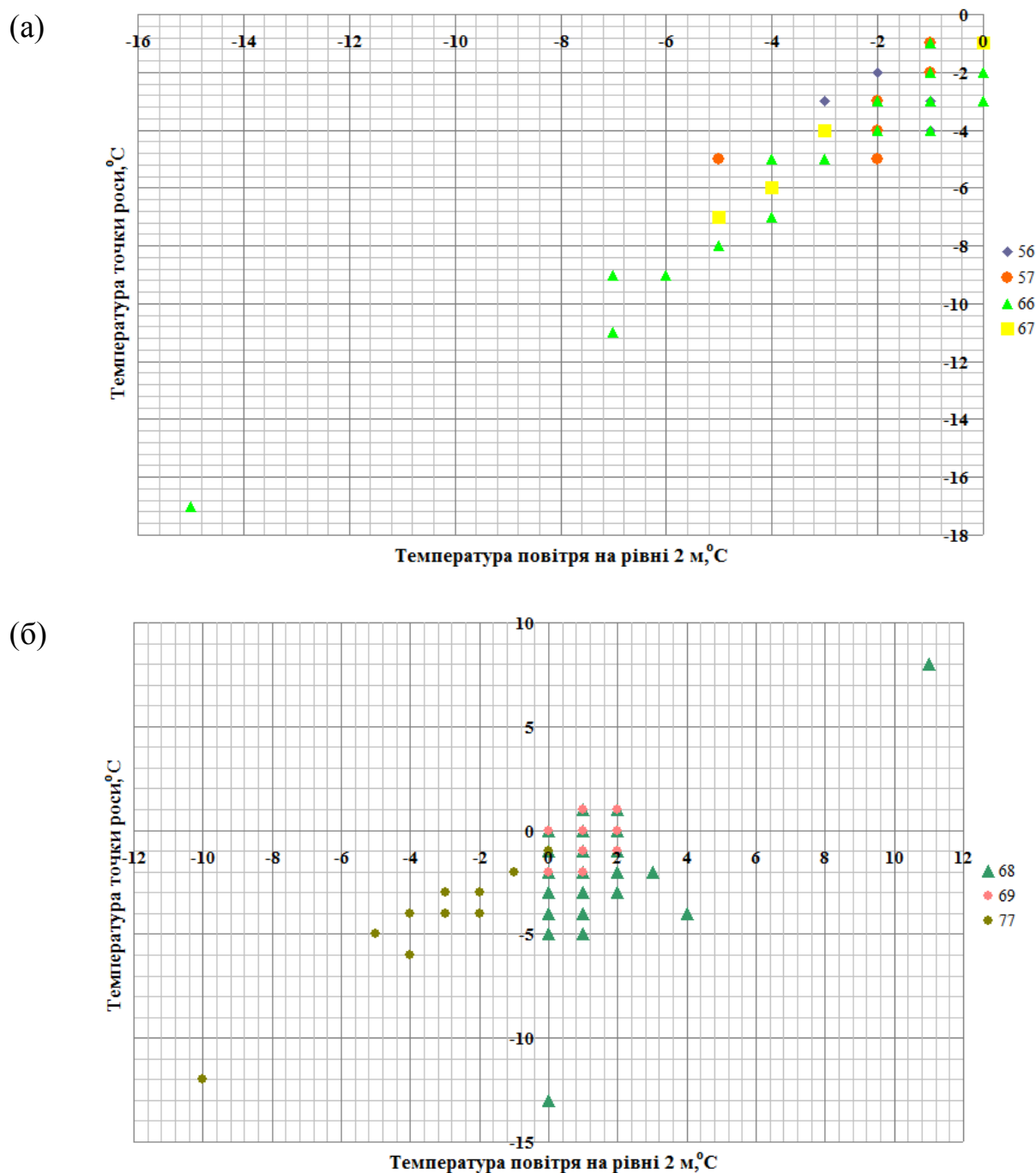


Рисунок 4.11 – Поява замерзаючих опадів (а) та дощу зі снігом і снігових зерен (б) як функція температури повітря на рівні 2 м та температури точки роси

Для мокрого снігу спостерігається досить великий розкид випадків, що вказує на ненасичене повітря під час випадіння мокрого снігу, що може бути пов'язано з підвищенням температури при виділенні тепла конденсації.

Для замерзаючих опадів і снігових зерен розподіл випадків практично не змінюється при використанні в парі температура повітря – швидкість вітру замість температури повітря температуру точки роси.

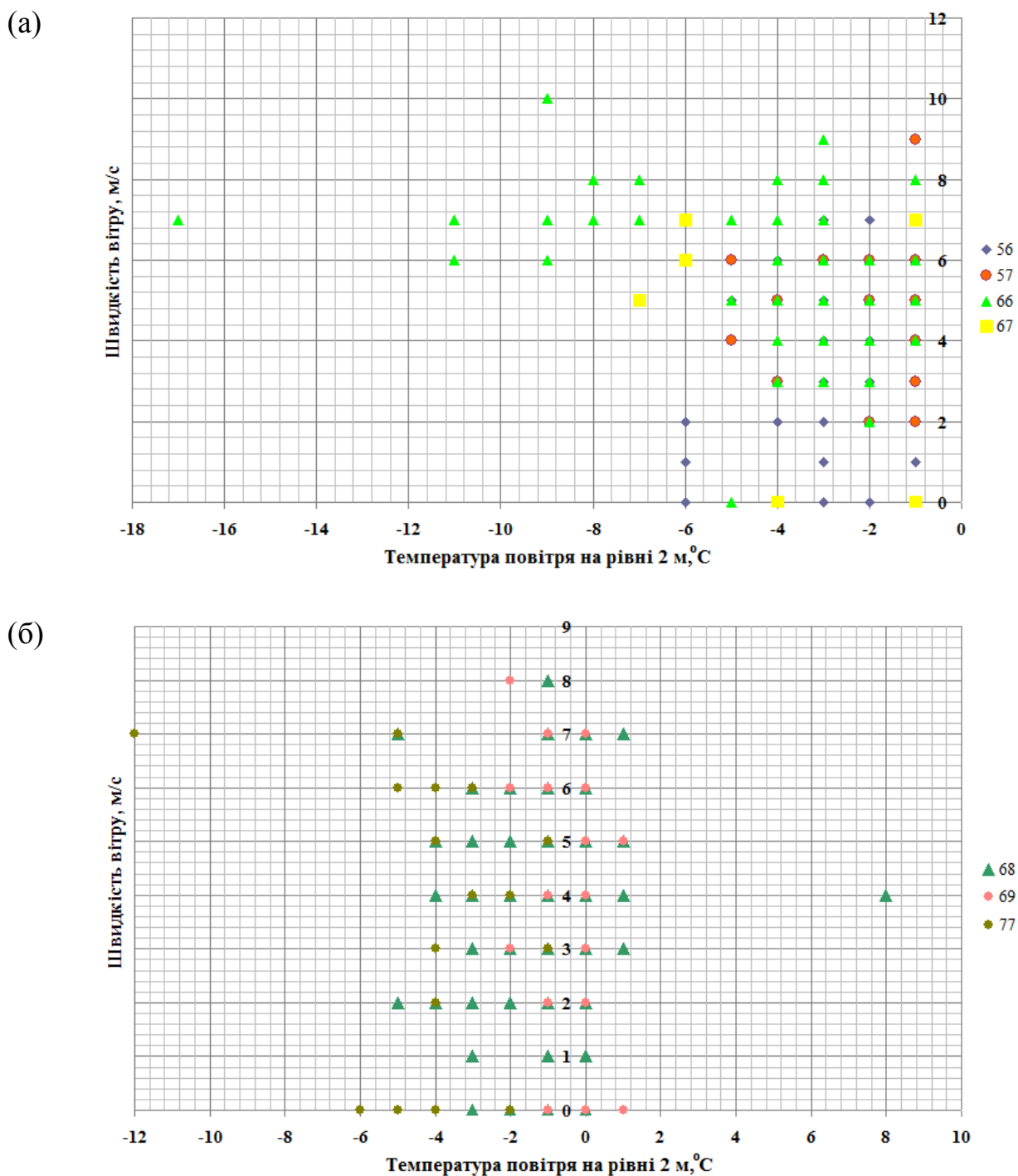


Рисунок 4.12 – Поява замерзаючих опадів (а) та дощу зі снігом і снігових зерен (б) як функція температури повітря на рівні 2 м та температури точки роси

В той час, як для мокрого снігу ситуація є дещо іншою, практично всі випадки мокрого снігу перемістились в область з від'ємними значеннями точки роси.

4.6 Термодинамічна структура атмосфери при випадінні зимових опадів

Дані радіозондування використовувались для вивчення стратифікації температури та вітру при випадінні зимових опадів. Класифікація даних радіозондування, пов'язаних з зимовими опадами, проводилася відповідно до іноземних робіт останніх років, по дослідженню замерзаючих опадів і мікрофізики хмар. У вказаних роботах різні типи температурних профілів виділялися головним чином по наявності або відсутності теплих (з температурою вище 0.0°C) шарів і їх положенню щодо хмарного шару (табл. 4.5).

Таблиця 4.5 – Запропоновані класи температурних профілів для випадків з зимовими опадами та їх описання

	Клас температурного профілю	Описання
1	2	3
1	Теплий клин	Теплий шар знаходиться в середині хмари та не включає її меж, нижче та вище від'ємні температури, так званий, класичний механізм формування замерзаючих опадів
2	Хмара у теплому шарі	Теплий шар охоплює шари вище хмари, хмару та шар нижче до поверхні землі
3	Тепла нижня межа хмари	Теплий шар охоплює нижню частину хмари, її нижню межу та шари нижче хмари до поверхні землі
4	Теплий шар над хмарою	Теплий шар знаходиться вище верхньої межі хмари
5	Теплий приземний шар	На висотах скрізь від'ємні температури, біля поверхні землі розташований тонкий теплий приземний шар
6	Скрізь від'ємні температури	Скрізь від'ємні температури, відсутність шарів з додатними температурами

Всі дані за характером стратифікації температури та вологості було поділено на класи (або типи) аналогічно [48, 55, 57], в залежності від розташування теплих шарів відносно хмарних (табл. 4.6).

Таблиця 4.6 – Класифікація профілів температури для зимових опадів

	Клас температурного профілю	56,57	66,67	68,69	77	Всього
1	Теплий клин		1			1
2	Хмара у теплом шарі					0
3	Тепла нижня межа хмари			1		1
4	Теплий шар над хмарою					0
5	Теплий приземний шар	1		4		5
6	Скрізь від'ємні температури	2		1		3
	Всього	3	1	6	0	10

В основному випадки мокрого снігу та замерзаючої мряки розподілились між класами „теплий приземний шар” та „скрізь від'ємні температури”. Клас „скрізь від'ємні температури” є нетиповим для мокрого снігу. Проте слід зазначити, що навіть в трьох випадках мокрого снігу приземні теплі шари мали товщину, що не перевищує декількох десятків метрів, лише в одному випадку товщина була більша за 300 м. В 1 випадку мокрого снігу було зареєстровано теплу нижню частину хмари. Для снігових зерен нажалі дані радіозондування були відсутні. В 1 випадку замерзаючого дощу спостерігався класичний механізм утворення опадів – „теплий клин”.

В усіх випадках зимових опадів виявляються інверсії – найбільш потужні пов'язані з класами, де спостерігаються підняті теплі шари, проте у випадках зі сніговою крупною інверсійні шари можуть сягати 800 м, а градієнти температури перевищують значення в $4^{\circ}\text{C}/100\text{ м}$.

На рис. 4.13 надано розподіл випадків замерзаючих опадів в залежності від температури нижньої та верхньої меж хмари та від температури біля поверхні землі та максимальної температури в хмарі.

Потужність хмарних шарів коливається в досить широких межах: від 100 до декількох 1000 м, мінімальна температура в хмарі у випадках з мокрим снігом зазвичай не нижче за -10°C , а у випадках з іншими зимовими випадками може сягати і більш низьких значень до -15°C .

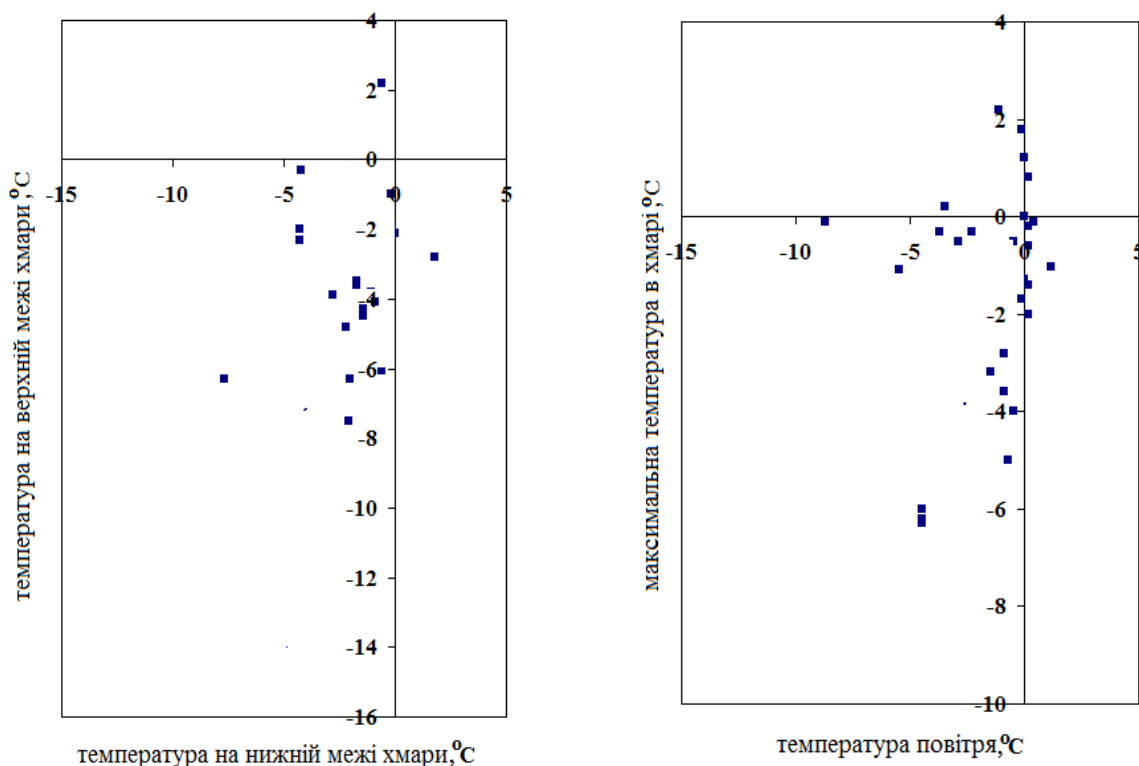


Рисунок 4.13 – Повторюваність замерзаючих опадів як функція температури на нижній та верхній межах хмари (а) та як функція температури біля поверхні землі та максимальної температури в хмарному шарі (б)

Видно, що лише невелика кількість випадків знаходиться поза межами третього квадранта в обох частинах рисунку. Це наочно демонструє домінуючу роль неklasичного механізму „скрізь від’ємні температури” в утворенні замерзаючих опадів. Фізику цього механізму досі ще недостатньо вивчено. Хоча, проте, є численні підтвердження існуванню переохолоджених крапель в хмарах (зокрема – в тих, що дають опади) і випадінню опадів з рідкокрапельних хмар при від’ємних температурах. Так, відповідно до [39], шаруваті та шарувато-купчасті хмари є, зазвичай, крапельними принаймні при температурі вищій за -18°C . В [39] для території колишнього СРСР приведено повторюваність рідкокрапельних шаруватих та шарувато-купчастих хмар, яка складає 75,2–95,5 % при температурі вищій за -10°C . Частка шарувато-дощових та високошаруватих хмар менша, проте все ж таки складає 43-64 % при температурі від 0 до -6°C .

5 РЕЖИМНІ ХАРАКТЕРИСТИКИ ОЖЕЛЕДНО-ПАМОРОЗЕВИХ ЯВИЩ НАД УКРАЇНОЮ

5.1 Типи льодових та снігових відкладень в атмосфері

Стосовно до ISO-12494 [62,65], нарощення льоду може бути визначено як будь-який процес зростання маси льоду або снігу на поверхнях об'єктів, які є відкритими для впливу атмосферного повітря на них.

Атмосферне обледеніння традиційно поділяють на 3 класи в залежності від двох різних процесів формування:

1. обледеніння, що утворюється при осіданні крапель води, які знаходяться у зваженому стані у повітрі;
2. обледеніння, що спостерігається при опадах;
3. іній.

Перший тип обледеніння має результатом кристалічну та зернисту паморозь.

Другий тип обледеніння утворюється при випаданні:

- дощу або мряки, що замерзає, (утворює ожеледь);
- мокрого снігу;
- сухого снігу.

Іній утворюється внаслідок сублімації водяної пари. Оскільки іній має невелику густину та його осадження не досягають у діаметрі великих розмірів, тобто іній не має великого впливу на господарську діяльність, тому зазвичай його виключають з розгляду.

Проте, класифікація має також ґрунтуватись і на інших параметрах.

В табл. 5.1 представлено такі стандарти для визначення типів атмосферного обледеніння, що були запропоновані Всесвітньою метеорологічною організацією [62,65].

Таблиця 5.1. – Типові властивості снігового та льодового відкладень [65]

тип осадження	густина, кг/м ³	зчеплення	зовнішній вигляд	
			колір	форма
крига	900	сильне	прозорий	рівномірно розподілена голчаста або гладенька маса
мокрый сніг	300-600	слабке (в стадії формування) сильне (замерзлий)	білий	рівномірно розподілена маса
зерниста паморозь	600-900	сильне	непрозорий	спрямована у напрямку вітру маса
кристалічна паморозь	200-600	від низького до помірного	білий	спрямована у напрямку вітру голчаста маса

Фізичні характеристики та тип обледеніння змінюється у широких межах в залежності від метеорологічних умов впродовж зростання льодового осадження.

Окрім фізичних характеристик, що їх представлено в таблиці 1, інші параметри такі як міцність, опір зсуву, тощо, мають враховуватись, щоб описати природу обледеніння.

Інтенсивність обледеніння залежить від багатьох факторів, з яких найважливішими є вологість повітря, температура та тривалість льодового відкладення.

Головна передумова для значного за інтенсивністю обледеніння – це розміри об'єкту та його орієнтація відносно до напрямку вітру, що спостерігається під час обледеніння.

Хмари або туман містять маленькі краплі води або кристали криги. Навіть якщо температура нижча за 0°C , краплі залишаються у рідкому стані. Такі переохолоджені краплі замерзають одразу при контакті з якимось відкритими поверхнями.

Якщо приплив водяних крапель до об'єкту менша за інтенсивність замерзання, кожна крапля замерзає перш ніж наступна крапля стикнеться з поверхнею у тому самому місці, і тоді кажуть, що зростання льоду є сухим. Коли приплив водяних крапель зростає, то зростання льоду стає „мокрим”, оскільки краплі не мають досить часу, щоб замерзнути до стикання з наступними краплями.

Загалом, сухе обледеніння має результатом різні типи паморозі (містить повітряні бульбашки), в той час, коли „мокре” обледеніння формує ожеледь (щільна та прозора крига).

Табл. 5.2 дає схематичний опис головних метеорологічних параметрів, що контролюють інтенсивність обледеніння.

Таблиця 5.2 – Метеорологічні параметри, що суттєво впливають на фізичні характеристики обледеніння [65]

тип відкладення	температура повітря, $^{\circ}\text{C}$	швидкість вітру, м/с	розміри крапель	вміст води у повітрі	тривалість
обледеніння внаслідок опадів					
ожеледь (дощ або мряка, що замерзають)	від -10 до 0	будь-яка	великі	помірний	години
мокрый сніг	від 0 до $+3$	будь-яка	сніжинки	дуже високий	години
обледеніння внаслідок осадження крапель води з атмосферного повітря					
ожеледь	рис. 5.1	рис. 5.1	помірний	високий	години
зерниста паморозь	рис. 5.1	рис. 5.1	помірний	помірний	до кількох діб
кристалічна паморозь	рис. 5.1	рис. 5.1	маленький	низький	до кількох діб

Рисунок 5.1 дає показники параметрів, що контролюють головні типи формування відкладення. Густина осадження коливається у широких межах від низької (кристалічна паморозь) та помірної (зерниста паморозь) до високої (ожеледь).



Рисунок 5.1 – Тип відкладення як функція температури повітря та швидкості вітру [65].

5.2 База даних

Для вивчення режиму ожеледно-паморозевих явищ (ожеледь, кристалічна та зерниста паморозь) та снігових відкладень (відкладення снігу, мокрого снігу та змерзлого снігу) на території України використовувались дані наземних спостережень по 187 станціях за період з 2002 по 2009 рр.

Дані спостережень містили інформацію з температури, швидкості та напрямку вітру біля поверхні землі на момент початку явища та на момент досягнення відкладенням максимального розміру, а також інформацію з тривалості наростання та загальної тривалості явища, діаметра та товщини відкладень ожеледі, паморозі та снігу.

5.3 Просторово-часовий розподіл ожеледно-паморозевих та снігових відкладень на території України

Ожеледно-паморозеві та снігові відкладення на розглянутих станціях утворюються з жовтня по квітень включно, проте основна маса випадків (від 93,3 % для мокрого снігу до 99,8 % для кристалічної паморозі) спостерігаються з листопада по березень (рис. 5.2). Проте поодинокі випадки мокрого снігу (3 випадки для ст. Конотоп, Ромни, Дружба – Сумська область), 1 випадок зернистої паморозі на ст. Нижні Ворота (Закарпатська область) та 1 випадок ожеледі на ст. Плай (Закарпатська область) мали місце в травні. Такі пізні строки настання ожеледно-паморозевих явищ та налипання мокрого снігу

можна пояснити значною висотою цих місць над рівнем моря (висота ст. Плай складає 1330 м над рівнем моря, ст. Нижні Ворота – 448 м.), висота інших станцій не перевищує 200 м., проте вони є одними з найпівнічніших станцій в Україні. У вересні за розглянутий період жодне з явищ не спостерігалось.

В середньому на території України ожеледь та зерниста паморозь найчастіше реєструються в грудні (0,56 та 0,33 %, відповідно) та січні (0,59 та 0,55 %, відповідно), а кристалічна паморозь та мокрий сніг – в січні (0,44 та 0,18 %, відповідно) та лютому (0,50 і 0,16 %, відповідно).

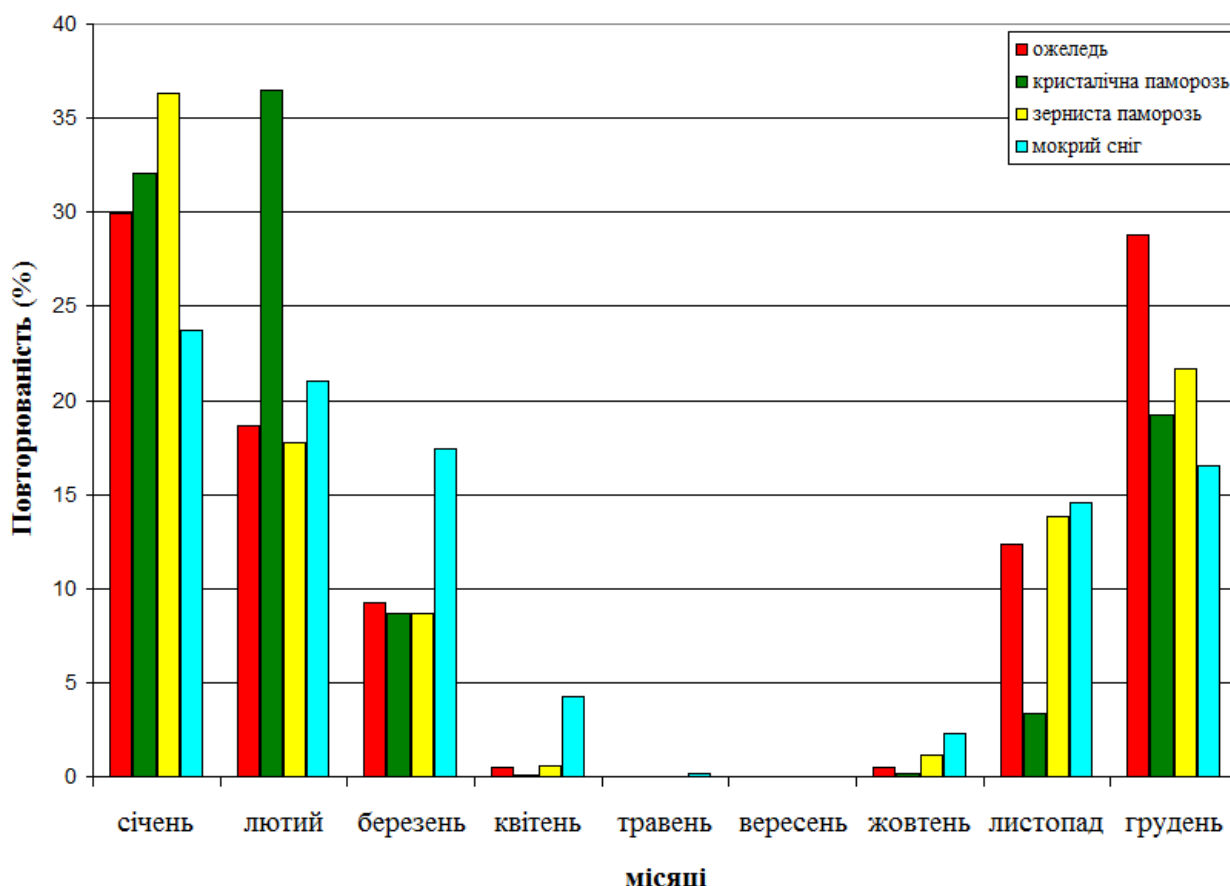


Рисунок 5.2 – Розподіл повторюваності появи атмосферного обледеніння різного типу в залежності від місяця.

За розглянутий період на вказаних станціях було зафіксовано усього 779 "складних" та 17 629 "простих" випадків ожеледно-паморозевих та снігових відкладень. Під простими випадками будемо розуміти випадки, при яких не спостерігалось повторних відкладень, а також відкладень, що містять два або більше типів льоду чи снігу, такі випадки відносять до складних відкладень.

З семи типів відкладень (рис. 5.3), а саме ожеледь, кристалічна та зерниста паморозь, відкладення снігу, мокрого снігу та замерзлого снігу, а також складні відкладення, на ста вісімдесяти п'яти станціях, що розглядаються, найчастіше спостерігається ожеледь (6204 випадки, тобто 33,70 % від загальної кількості випадків), доволі часто спостерігаються також зерниста паморозь (4751 випадок, тобто 25,81 %) та кристалічна паморозь (4264 випадків, тобто

23,16 %). Найбільш рідко на території України реєструються випадки зі замерзлим мокрим снігом (усього 85 випадків, тобто 0,46 %). Суттєвий відсоток випадків припадає на складні відкладення (4,23 %). Проте метеорологічні умови для цих випадків не розглядалися, оскільки у кожному з таких випадків спостерігається різна кількість шарів відкладень та різна структура цих шарів, і тому кожен з таких випадків потребує окремого аналізу



Рисунок 5.3 – Розподіл повторюваності різних відкладень атмосферного льоду на території України.

Жодного разу не спостерігалось відкладень сухого снігу на будь-якій зі станцій, тому у подальшому це явище виключено з розгляду. Взагалі відкладення сухого снігу відмічались лише в Японії та на Алясці, і навіть там це явище спостерігається дуже рідко, тому про нього існує дуже небагато інформації [61,63].

Відомо, що обледеніння має місце час від часу у багатьох північних країнах. Опали, що замерзають, найчастіше спостерігаються в Канаді та північній частині США. Мокрий сніг щорічно з'являється в Ісландії та Норвегії, але також часто спостерігається у багатьох країнах помірних широт, включаючи Росію, Японію, Канаду, США, та частково у всіх європейських країнах [61,63]. На Україні обледеніння біля поверхні землі не має такої високої повторюваності, як у північних країнах, проте відкладення льоду та снігу можуть досягати досить великих розмірів, і таким чином, спричиняти суттєву небезпеку [3,32].

На рис. 5.4 показано середню кількість днів з атмосферним обледенінням для території України. Особливості просторового розподілу атмосферного обледеніння повторюють особливості рельєфу та осередненого поля опадів. Основною закономірністю просторового розподілу опадів в Україні, зумовленою загальними циркуляційними факторами, є їх зменшення з півночі і

північного заходу на південь та південний схід. Такі саме загальні риси простежуються і в просторовому розподілі атмосферного обледеніння. В широтному напрямку кількість днів з атмосферним обледенінням збільшується зі сходу на захід.

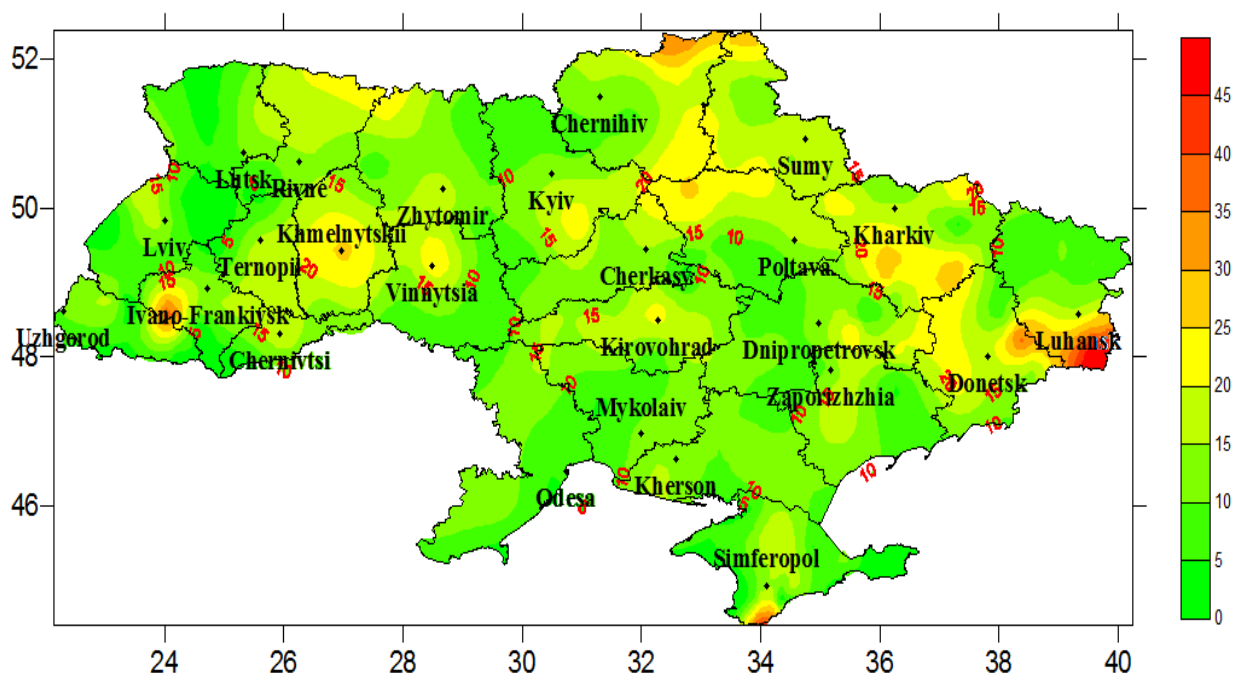


Рисунок 5.4 – Середня кількість днів з відкладеннями атмосферного льоду за період, що розглядається.

Найбільша кількість опадів випадає впродовж року в Українських Карпатах та Кримських горах, і саме в цих регіонах спостерігається найбільша кількість днів з атмосферним обледенінням: ст. Плай (висота 1330 м, Закарпатська область) та ст. Ай-Петрі (висота 1180 м, республіка Крим). На цих станціях найбільш розповсюдженим типом відкладення є зерниста паморозь: 38,5 % (ст. Плай, на цій станції такий саме відсоток припадає на складні відкладення) та 83,3 % (ст. Ай-Петрі) від загальної кількості випадків на цих станціях; в той час, коли для всієї України є більш характерною ожеледь. Слід зазначити, що саме для цих станцій в холодний період відмічається максимум опадів.

Проте слід зауважити, що атмосферне обледеніння у горах формується внаслідок складної взаємодії синоптичних процесів та орографії. В Українських Карпатах і Кримських горах рельєф є важливим фактором. До основних елементів рельєфу відносяться висота над рівнем моря, експозиція схилів, напрям хребтів, захищеність місцевості тощо. Таким чином, повторюваність атмосферного обледеніння на гірських станціях може коливатись у великих межах: від максимуму до мінімуму, притаманних всій території України. Якщо порівняти станції Пожежевська (висота 1429 м) та Плай (висота 1330 м), які обидві знаходяться в Українських Карпатах, то кількість випадків обледеніння на ст. Пожежевська в десять разів менша, ніж на ст. Плай, що можна пояснити

тим, що перша станція знаходиться на підвітряному північно-східному схилі, а інша – на навітряному південно-західному. Схожа ситуація спостерігається і в Кримських горах, де максимум повторюваності атмосферного обледеніння є досить локалізованим.

Найбільша кількість днів з атмосферним обледенінням на рік (44,5), з яких 46,9 % припадає на ожеледь, реєструється на ст. Дар'івка (Донецька область, висота 302 м над рівнем моря). Взагалі Донецькій височині відповідає висока повторюваність атмосферного обледеніння, що можна пояснити не тільки впливом рельєфом, а і впливом циркуляційних умов, оскільки взимку ця територія знаходиться під впливом периферії Сибірського максимуму, що сприяє надходженню теплого вологого повітря з Азовського моря, виникненню адвентивного туману, а отже в залежності від розміру крапель утворенню або ожеледі, або зернистої паморозі.

Найменша повторюваність атмосферного обледеніння відповідає деяким приморським станціям (ст. Іллічівськ, Вилкове, Ішунь, Євпаторія, Алушта, Хорли тощо), що пов'язане з їх морським помірним кліматом, та гірським станціям, що розташовані в Закарпатській низовині (ст. Рахів, Міжгір'я, Селятин, Нижній Студений тощо) і є захищеними від зовнішніх циркуляційних процесів.

Просторовий розподіл ожеледі та зернистої паморозі (рис. 5.5, 5.6) в загальних рисах повторює просторовий розподіл атмосферного обледеніння над територією України, коефіцієнти кореляцій між рядами даних з ожеледі і атмосферного обледеніння та з зернистої паморозі та атмосферного обледеніння складають 0,78 та 0,70 відповідно.

Схожість в просторовому розподілі ожеледі та зернистої паморозі є досить очікуваним фактом, оскільки умови утворення внутрішньомасової ожеледі та зернистої паморозі, є досить подібними. Зерниста паморозь формується за туманної, вітряної погоди внаслідок крапель переохолодженого туману на теплих фронтах циклонів, що переміщуються з півдня чи південного заходу. Внутрішньомасова ожеледь утворюється зазвичай при випадінні мряки з шаруватої хмарності теплих секторів циклону, проте відомо, що дуже часто туман супроводжує мряку, тому одне явище переходить в інше і іноді відрізнити їх одне від одного вкрай важко.

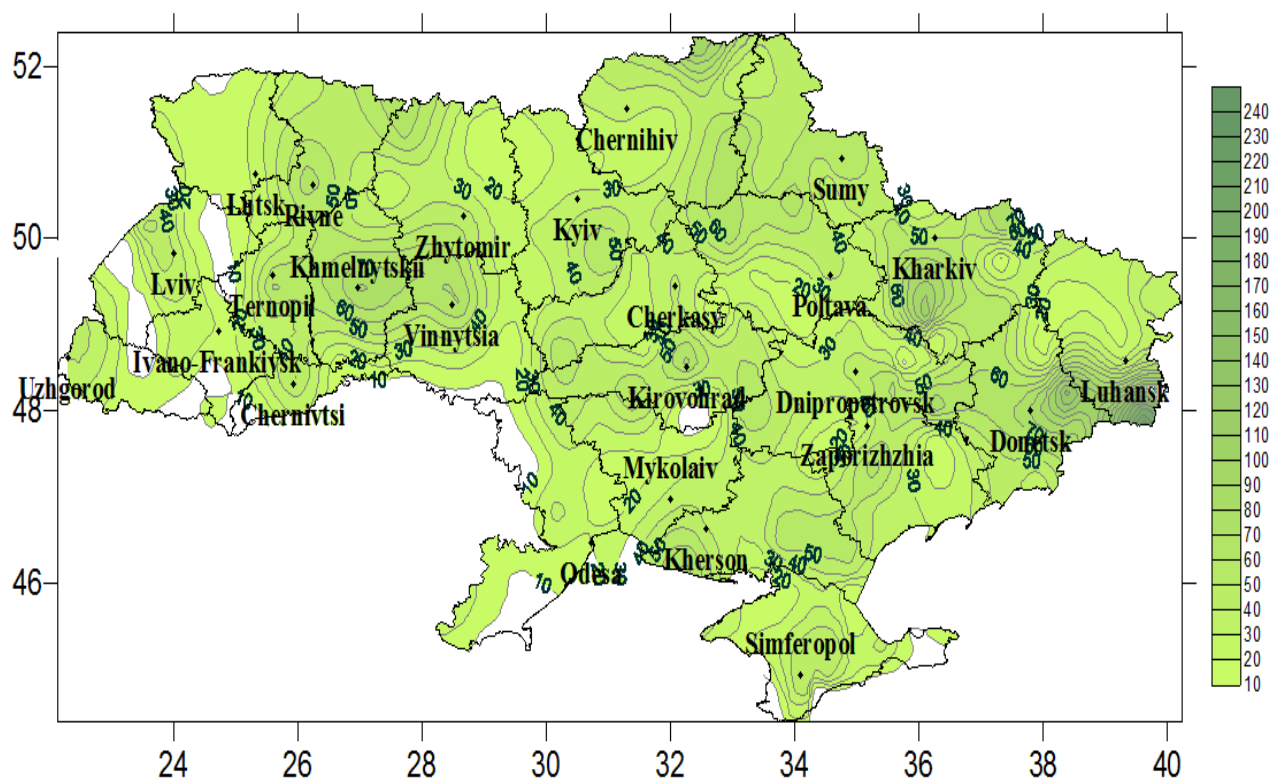


Рисунок 5.5 – Кількість випадків ожеледі за період з 2002 по 2009 рр.

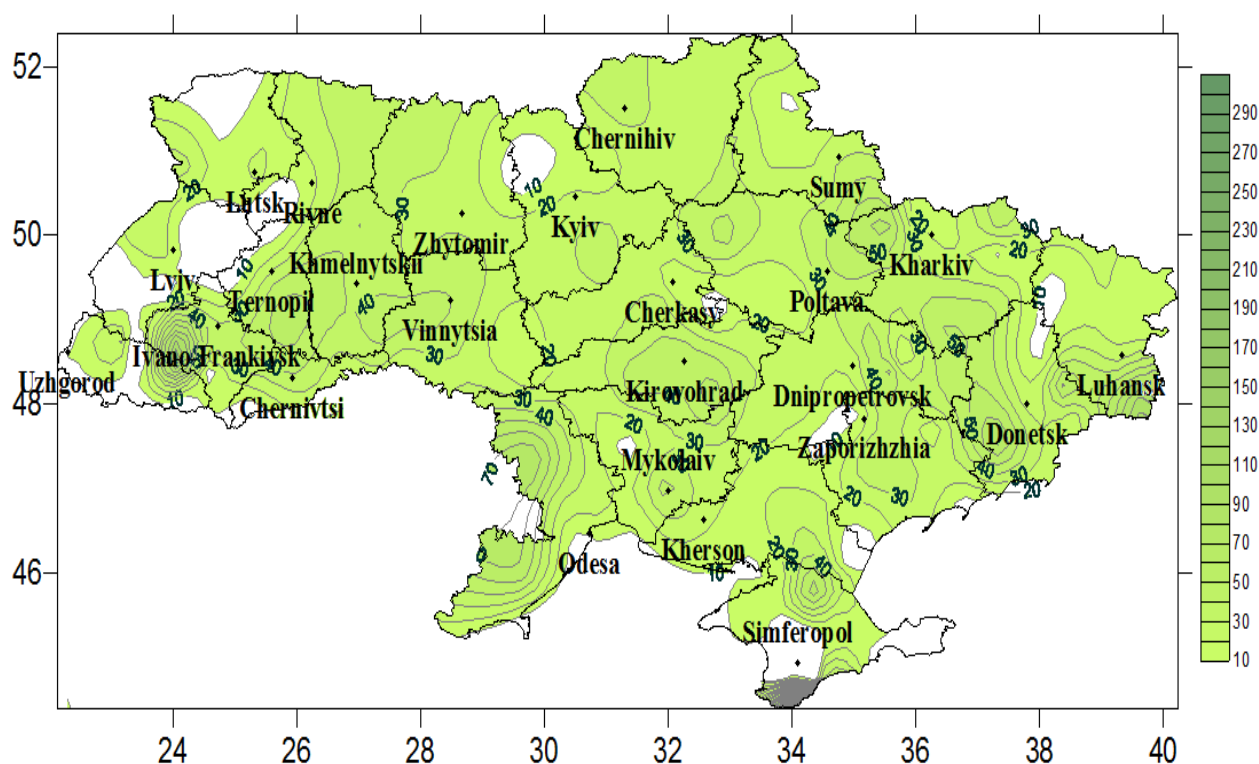


Рисунок 5.6 – Кількість випадків зернистої паморозі за період з 2002 по 2009 рр.

Найнебезпечнішою є ожеледь, утворення якої відбувається під час випадіння переохолодженого дощу перед теплим фронтом у масі холодного повітря [32,47,].

Зерниста паморозь має найбільшу повторюваність в гірських масивах: Українські Карпати та Кримські гори (119 випадків на ст. Плай та 264 випадки на ст. Ай-Петрі) і її повторюваність в кілька разів перевищує повторюваність ожеледі.

Повторюваність ожеледі більша за повторюваність зернистої паморозі в південних регіонах України, де переважає класичний механізм формування замерзаючих опадів, а отже не може супроводжуватись туманами і формується зі значно більших крапель, ніж краплі мряки або туману.

Розподіл появи кристалічної паморозі та мокрого снігу (рис. 5.7, 5.8) має досить складний характер, який можна пояснити багатьма причинами. Для мокрого снігу поряд з циркуляційними процесами велике значення мають фізико-географічні умови окремих територій. Істотно впливає форма рельєфу, висота місцевості, крутизна та експозиція схилів відносно переважного потоку повітря, лісистість, близькість великих водойм.

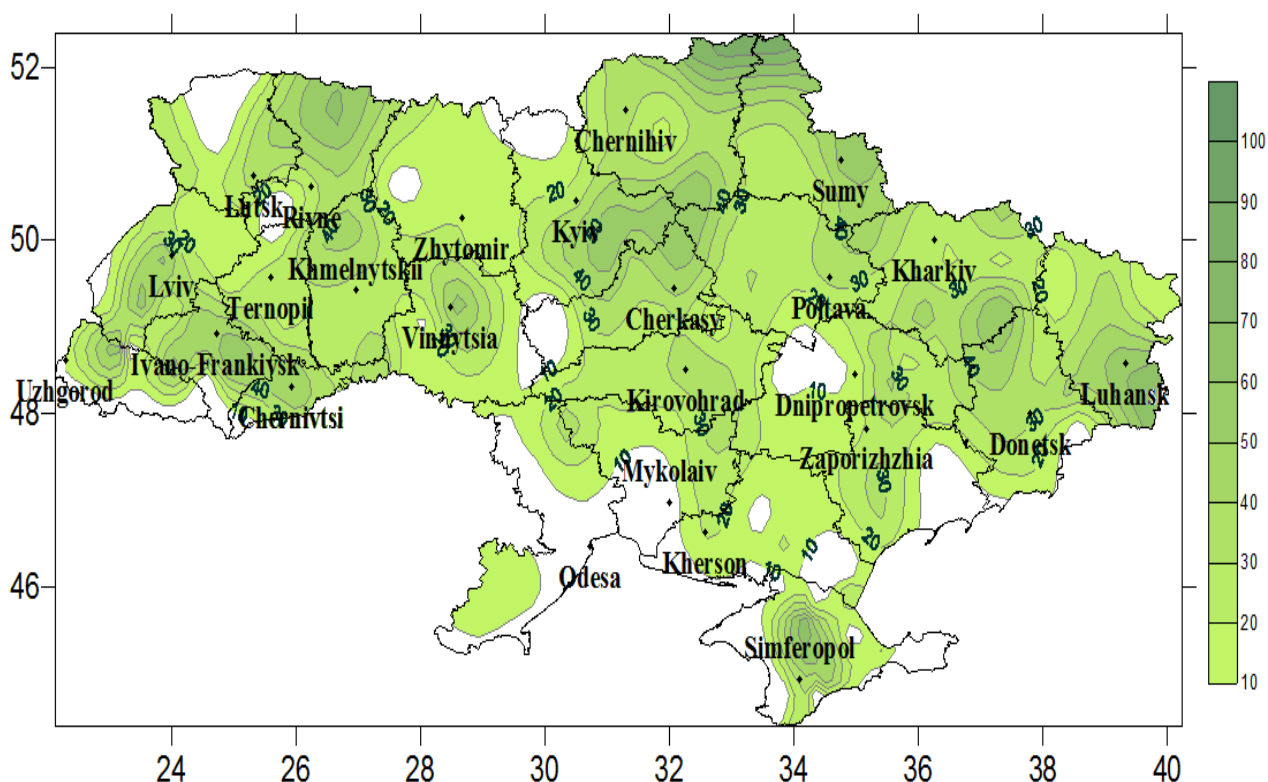


Рисунок 5.7 – Кількість випадків кристалічної паморозі за період з 2002 по 2009 рр.

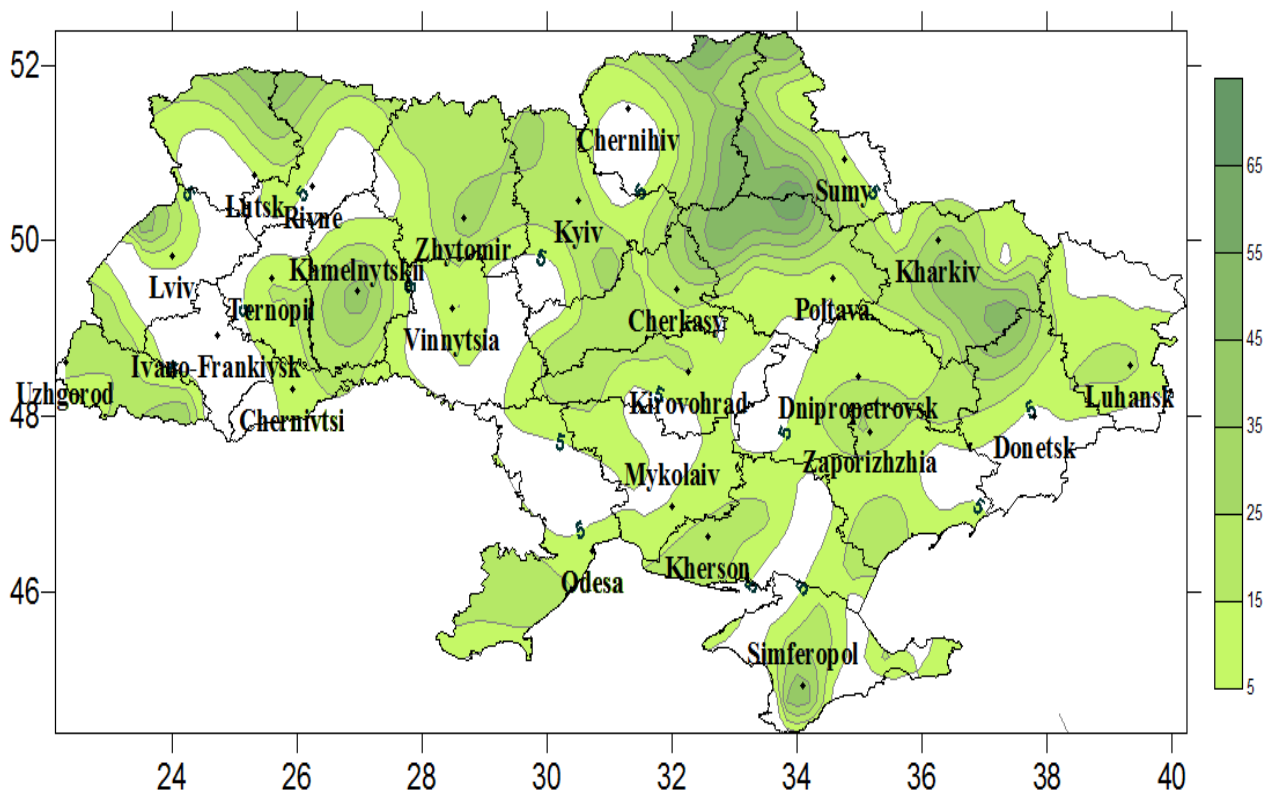


Рисунок 5.8 – Кількість випадків мокрого снігу за період з 2002 по 2009 рр.

На височинах налипання мокрого снігу має зворотну залежність від рельєфу. На верхній частині височини воно менше, ніж на схилах, особливо навітряних, тому що низька температура повітря та вітер не сприяють його накопиченню. На Донецькій височині кількість випадків із мокрим снігом є незначною, що може бути пов'язаним із значними швидкостями вітру (середня швидкість вітру для січня місяця може перевищувати 7 м/с, а середнє число днів з вітром понад 15 м/с на рік становить 40-70).

В Українських Карпатах мокрий сніг спостерігається лише на південно-західному схилі, оскільки на північно-східному схилі склалися вкрай несприятливі умови для утворення налипань мокрого снігу: розчленованість рельєфу Українських Карпат зумовлює надзвичайну строкатість у розподілі та повторюваності вітру понад 15 м/с. Наприклад, на ст. Пожежевська, де посилення вітру понад 15 м/с відбувається в 100 днів на рік, жодного разу не спостерігалось відкладень мокрого снігу за період, що розглядається.

На Полтавській рівнині та Придніпровський низовині спостерігається найбільша кількість випадків: 55-65, що відповідає 7–8 випадкам на рік.

На Кримському півострові найбільша кількість випадків має місце на ст. Сімферополь, що знаходиться в улоговині між двома пасмами передгір'я Кримських гір, та ст. Поштове.

У Кримських горах досить рідко спостерігається мокрий сніг, що також може бути пов'язане з високими швидкостями вітру (у районі Ай-Петрі середнє число днів з вітром понад 15 м/с становить 70 днів, максимальне – близько 100 днів, а в районі Карабі-яйли середнє число перевищує 100 днів, а в окремі роки

сильний вітер тут може відмічатися до 200 днів за рік). Кристалічна паморозь утворюється під час туману внаслідок сублімації водяної пари, складається з кристалів льоду, що нарощуються на навітряному боці за слабого вітру. Вона виникає у центральній частині антициклону з високою вологістю повітря нижче шару інверсії або у його відрогах і супроводжується низькою температурою і слабким вітром. Однією з причин, що сприяє утворенню внутрішньо масової кристалічної паморозі протягом найближчої доби, є послаблення вітру у денні години, що призводить до зменшення турбулентного обміну та спричинює радіаційне вихолодження мас повітря.

Кристалічна паморозь відмічається на всій території, але розподіл її нерівномірний. Утворення кристалічної паморозі залежить не тільки від циркуляційних та фізико-географічних умов, але і від властивостей предметів, на які сублімується водяна пара. Найчастіше кристалічна паморозь спостерігається у північних частинах рівнинних територій та у низовинах, де складаються більш сприятливі для утворення кристалічної паморозі умови: слабкий вітер та низькі від'ємні температури [3].

Повторюваність ожеледно-паморозевих явищ та налипань снігу з року в рік зазнає значних коливань (рис. 5.9). В період, що розглядається, спостерігається тенденція до зменшення кількості випадків атмосферного обledenіння всіх типів, окрім мокрого снігу, для якого отримано додатний тренд.

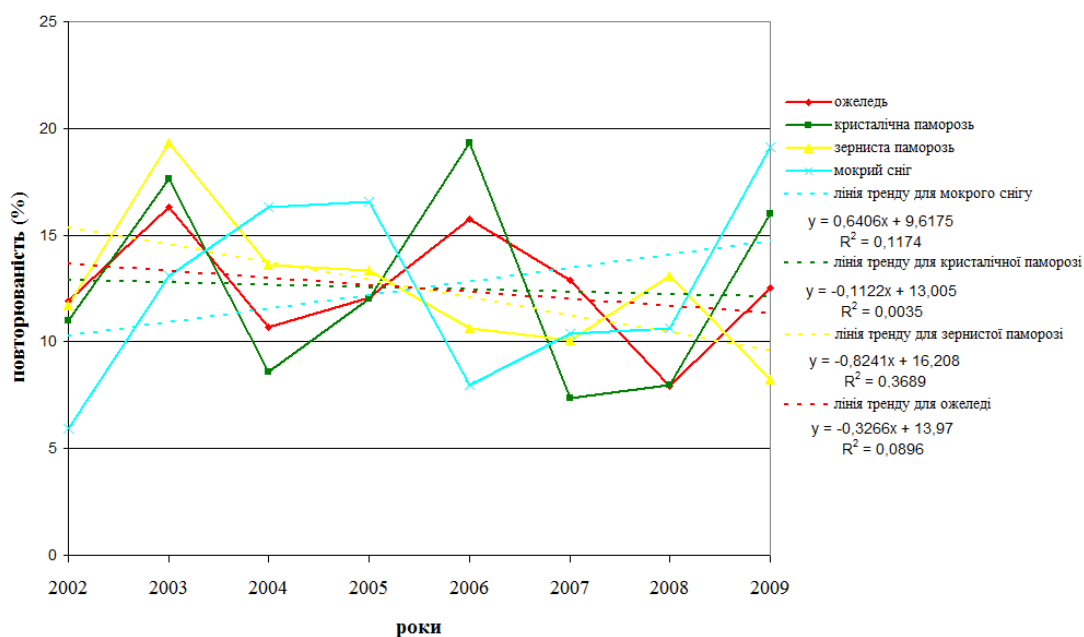


Рисунок 5.9 – Повторюваність (%) ожеледно-паморозевих та снігових відкладень в залежності від року.

Отримані результати можна пояснити загальним підвищенням температури повітря на території України та ослабленням швидкості вітру: мокрий сніг спостерігається при слабких додатних температурах та

невеликих швидкостях вітру, і тому тенденція зміни температури в зимовий період до більш високих значень та зменшення швидкості вітру, викликає зростання кількості випадків мокрого снігу, в той час, як ці самі фактори призводять до зменшення кількості випадків інших типів атмосферного обледеніння.

Якщо порівнювати отримані результати з результатами за попередні роки, то можна зробити висновок, що зберігається загальна тенденція в зміні кількості випадків атмосферного обледеніння над територією України. Число днів із ожеледдю за період 1950-2000 рр. на переважній частині території до 1970 р. було вищим за середнє значення, а потім спостерігалася тенденція до зменшення, особливо це простежується за десятиріччя 1990-2000 р. [3].

Частота появи атмосферного обледеніння є найвищою в найхолодніший час доби – години перед місцевим сходом сонця – для всіх типів відкладень атмосферного льоду, окрім кристалічної паморозі (рис. 5.10).

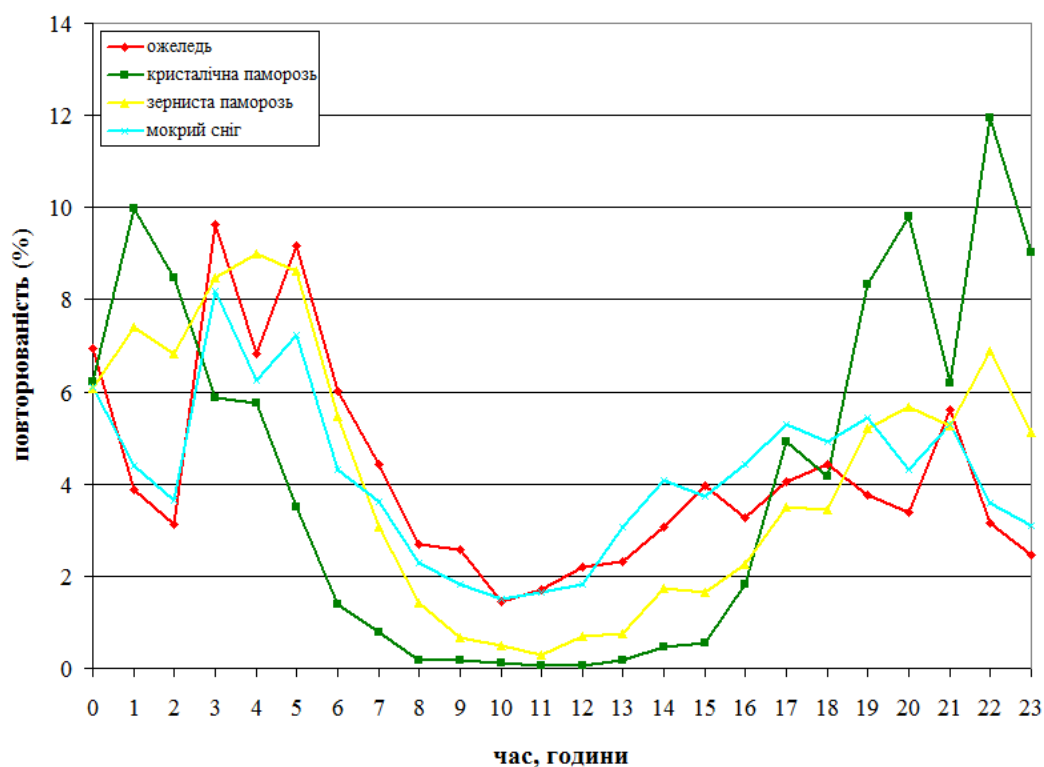


Рисунок 5.10 – Повторюваність (%) ожеледно-паморозевих та снігових відкладень в залежності від часу доби.

Для цього типу найвища повторюваність реєструється після місцевого заходу сонця. Незабаром після сходу сонця повторюваність для всіх типів атмосферного обледеніння різко падає і сягає свого абсолютного добового мінімуму ополудні. Після місцевого заходу сонця повторюваність всіх типів атмосферного обледеніння починає несуттєво зростати. Ожеледь та мокрий сніг мають локальний мінімум впродовж перших годин ночі, в той час як кристалічна паморозь саме в цей час має локальний максимум.

Важливою характеристикою ожеледно-паморозевих явищ та снігових відкладень є їх тривалість, оскільки товщина відкладень льоду або снігу у великій мірі залежить не від інтенсивності ожеледі, паморозі та снігу, а від їх тривалості (рис. 5.11).

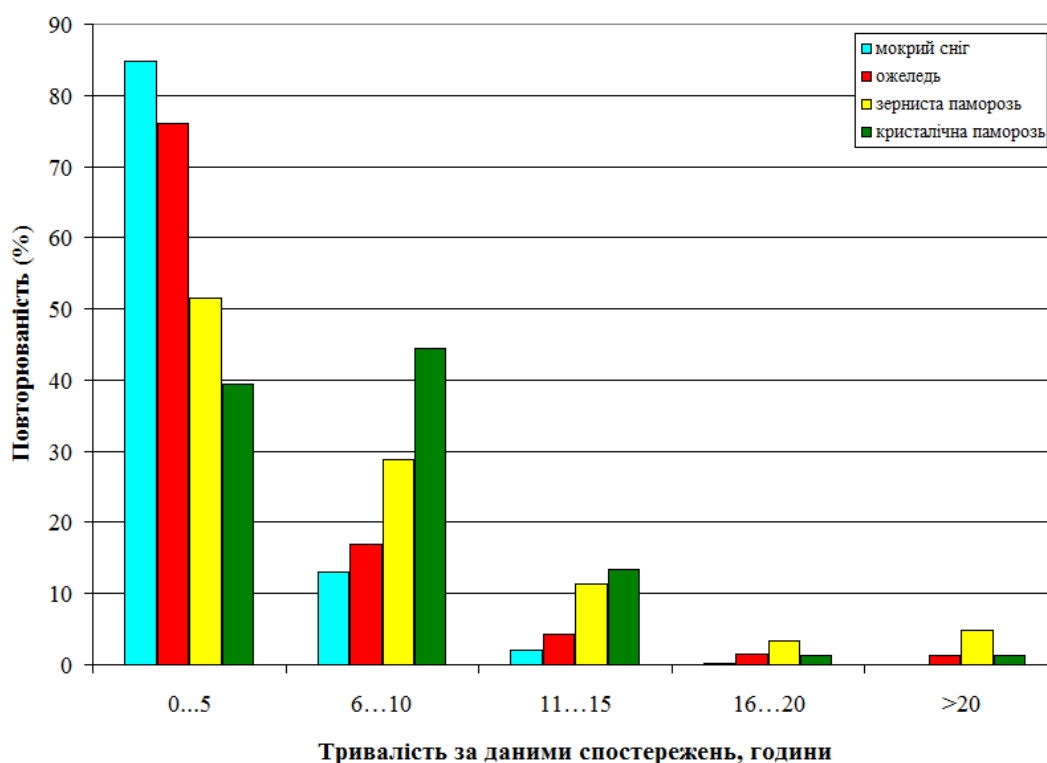


Рисунок 5.11 – Розподіл повторюваності тривалості для видів атмосферного обледеніння

Максимальна тривалість атмосферного обледеніння коливається від 18 (мокрый сніг) до 130 год. (для зернистої паморозі). Найбільша тривалість атмосферного обледеніння отримано для Донецької височини. В більшості випадків тривалість ожеледі (76,0 % всіх випадків ожеледі) та мокрого снігу (84,7 % всіх випадків мокрого снігу) не перевищує 5 год. Більшість випадків зернистої (80,3 % всіх випадків) та кристалічної (84,0 % всіх випадків) паморозі триває не більше 10 год.

Відкладення атмосферного обледеніння, що утворились, зберігаються на предметах тривалий час. За період, що розглядається, максимальна тривалість зберігання ожеледі сягала 255 год. (ст. Маріуполь), зернистої паморозі – 220 год. (ст. Хмельницький), кристалічної паморозі – 129 год. (ст. Івано-Франківськ) та мокрого снігу – 29 год. (ст. Конотоп).

З аналізу тривалості наростання та зберігання льодових відкладень можна бачити, що в поодиноких випадках ожеледно-паморозеві та снігові відкладення можуть створювати великі навантаження на поверхні, що є відкритими для впливу атмосферного повітря. Оскільки на усіх станціях України спостерігаються випадки, в яких тривалість обледеніння сягала 40, 50 годин, а за такої тривалості, навіть при невеликій інтенсивності наростання льоду або

снігу, можливі випадки, що призводять до суттєвих збитків. Повторюваність таких стихійних ожеледі, паморозі та налипань мокрого снігу складає 1-2 випадки на 10 років.

В роботі було також проаналізовано дані з маси відкладень атмосферного льоду (рис. 5.12).

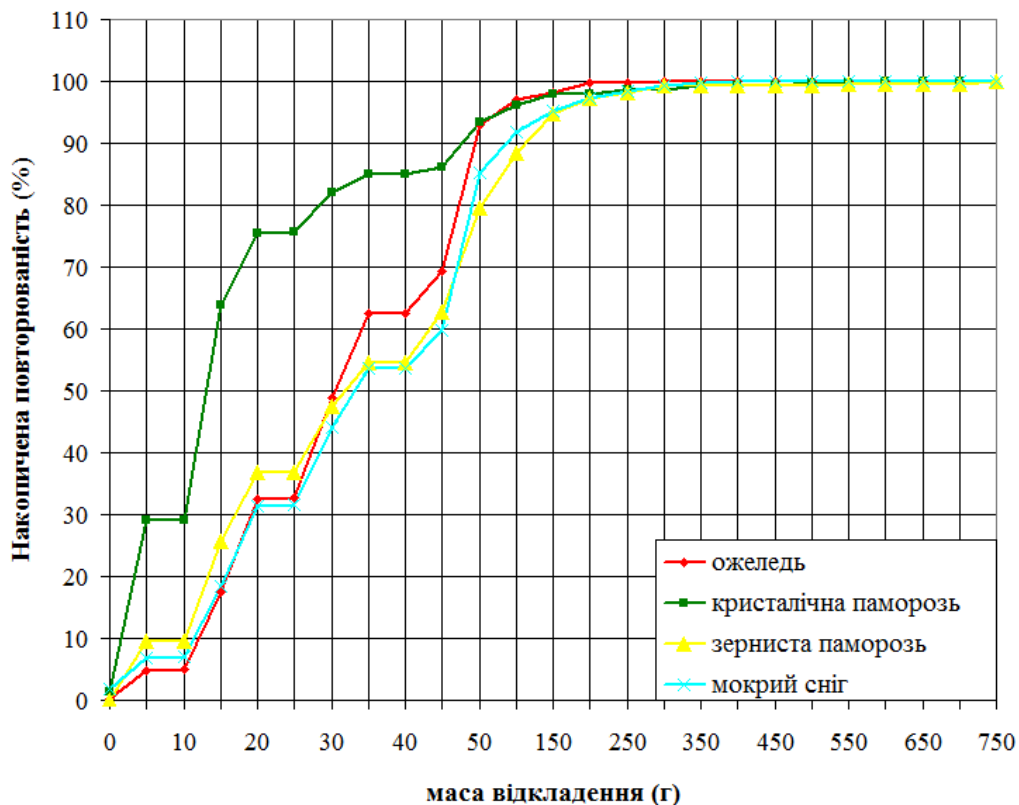


Рисунок 5.12 – Накопичені повторюваності різних типів атмосферного обледеніння в залежності від маси відкладення

В 90 % всіх випадків атмосферного обледеніння маса осадженого льоду не перевищує 50 г. Максимальну масу осадженого льоду було зареєстровано на ст. Плай (Українські Карпати) для всіх типів атмосферного обледеніння, окрім налипання мокрого снігу. Для ожеледі максимум сягав 312 г, для зернистої паморозі 840 г. Налипання мокрого снігу максимальної ваги (408 г) мало місце на ст. Коломак, що знаходиться в Харківській області. Слід зауважити, що відкладення зернистої паморозі та мокрого снігу сягають набагато більших розмірів, ніж відкладення ожеледі. Для зернистої паморозі це можна пояснити тривалістю наростання, а для мокрого снігу – інтенсивністю опадів. В 9 % всіх випадків атмосферного обледеніння маса льоду коливалась від 50 до 250 г і тільки в 1 % випадків (приблизно 185 випадків) маса льоду перевищувала 250 г.

5.4 Розподіл повторюваності температури та вітру при ожеледно-паморозевих та снігових відкладеннях в Україні

Однією з найважливіших характеристик при ожеледно-паморозевих явищах та налипаннях снігу є температура повітря біля поверхні землі, оскільки саме ця метеорологічна величина визначає характер явища, а таким чином і їх небезпечність. В роботі проаналізовано і температуру повітря на момент початку явища та на момент досягнення відкладенням максимальної товщини.

Аналіз виявив, що ожеледь на всіх станціях спостерігається при температурах не нижчих за -12.0°C (рис. 5.13), що відповідає результатам, отриманих у роботах [60,64,65] за замерзаючими опадами (тобто опадами, які утворюють ожеледь). Найбільша кількість випадків ожеледі (88,6%) припадає на інтервал від -4 до 0°C , з яких 50,8 % випадків пов'язана з незначними від'ємними температурами ($-1...0^{\circ}\text{C}$). Зерниста паморозь найчастіше спостерігаються при більш низьких температурах: в інтервалі від -8 до -3°C – 61,6 %, з яких 46,9% припадає на інтервал $-6...-4$. Кристалічна паморозь спостерігається найчастіше при значних від'ємних температурах, ніж інші ожеледно-паморозеві явища, та не має певного вузького переважного інтервалу температур. 69,5% усіх випадків кристалічної паморозі спостерігаються в інтервалі від -18 до -8°C .

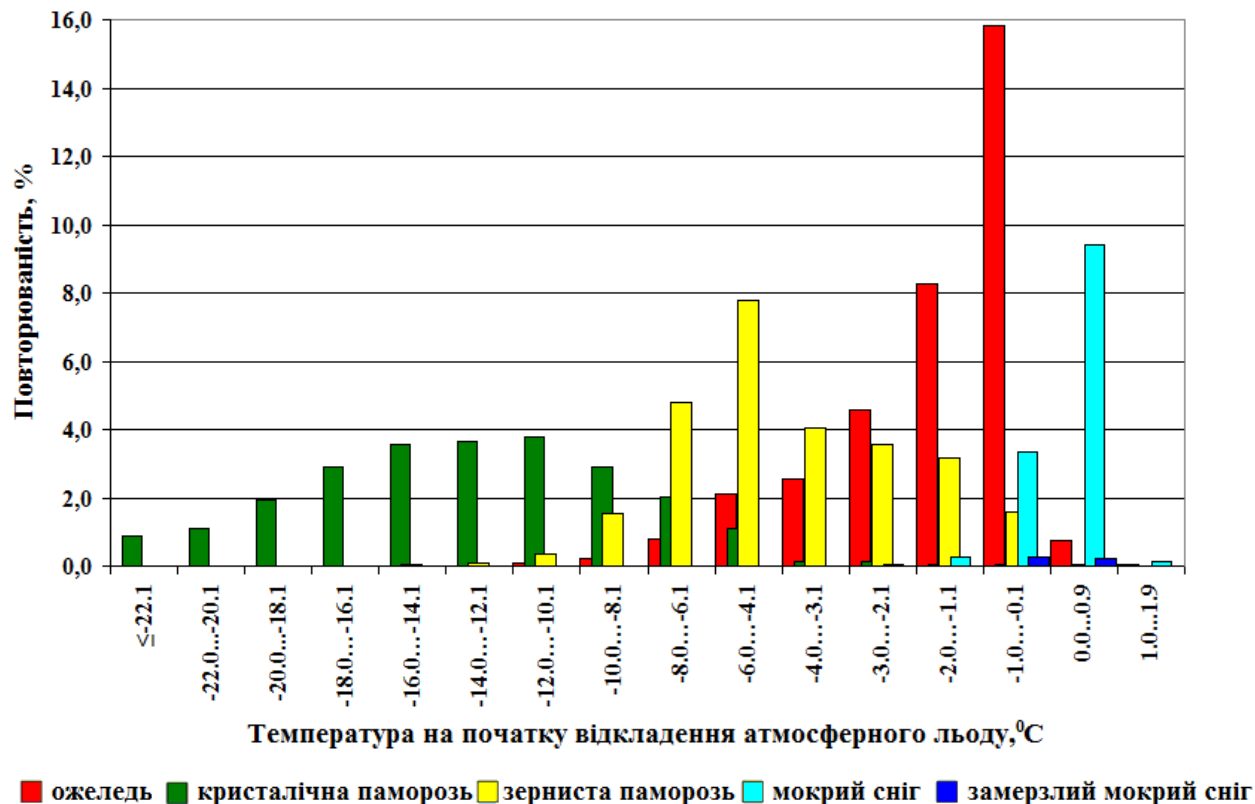


Рисунок 5.13 – Розподіл повторюваності температури повітря на початку ожеледно-паморозевих явищах та налипу.

Снігові налипання, зазвичай спостерігаються у дуже вузькому інтервалі температур $-1.0 \dots 0.9^{\circ}\text{C}$. На цей інтервал припадає 96,4 % від усіх випадків мокрого снігу, проте суттєва більшість (73,8%) з цих випадків відповідає додатним температурам. Зазвичай для мокрого снігу метеорологічні параметри змінюються в дуже невеликих межах [63]. Таким саме температурам відповідають і відкладення замерзлого мокрого снігу. Для замерзлого мокрого снігу є характерним інтервалі $-1.0 \dots 0.9^{\circ}\text{C}$ (96,5 %), проте, хоч і з невеликою різницею, більшість випадків (51,8 %) припадає на від'ємні температури.

Розподіл температури повітря при досягненні ожеледно-паморозевими та сніговими відкладеннями максимальних розмірів змінюється в тих самих межах, що і температура повітря на початку цих явищ (рис. 5.14). Найчастіше температура під час наростання явища збільшується або залишається на одному й тому самому рівні.

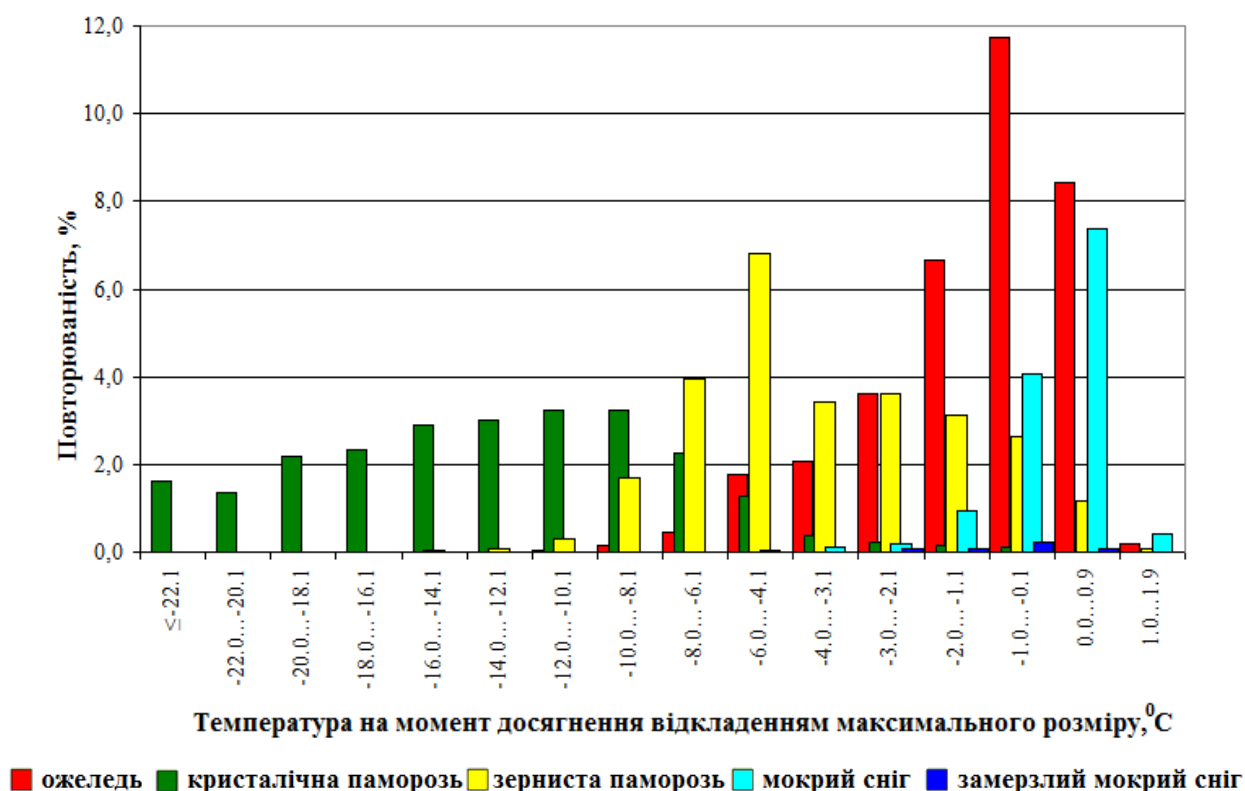


Рисунок 5.14 – Розподіл повторюваності температури повітря при досягненні ожеледно-паморозевими та сніговими налипами максимальних розмірів.

Аналіз показав, що існує сильна кореляція між частотою появи ожеледно-паморозевих явищ і мокрого снігу та напрямком вітру. В роботі проаналізовано напрямок та швидкість вітру на момент початку явища (рис. 5.15) та на момент досягнення відкладенням максимальної товщини (рис. 5.16).

Найбільша кількість випадків ожеледі припадає на східний, південно-східний та південний румби (49,5%), з яких 41,4% відповідає східному румбу. Такий результат вказує на те, що більшість випадків ожеледі має фронтальний механізм утворення. Також можна вважати, що всі 49,5% пов'язані з проходженням теплового фронту. З рисунку 5.15 також можна бачити, що досить часто ожеледь спостерігається під час штилю (3,2% від загальної кількості всіх явищ). Між іншими напрямками вітру випадки ожеледдю розподілились більш-менш рівномірно.

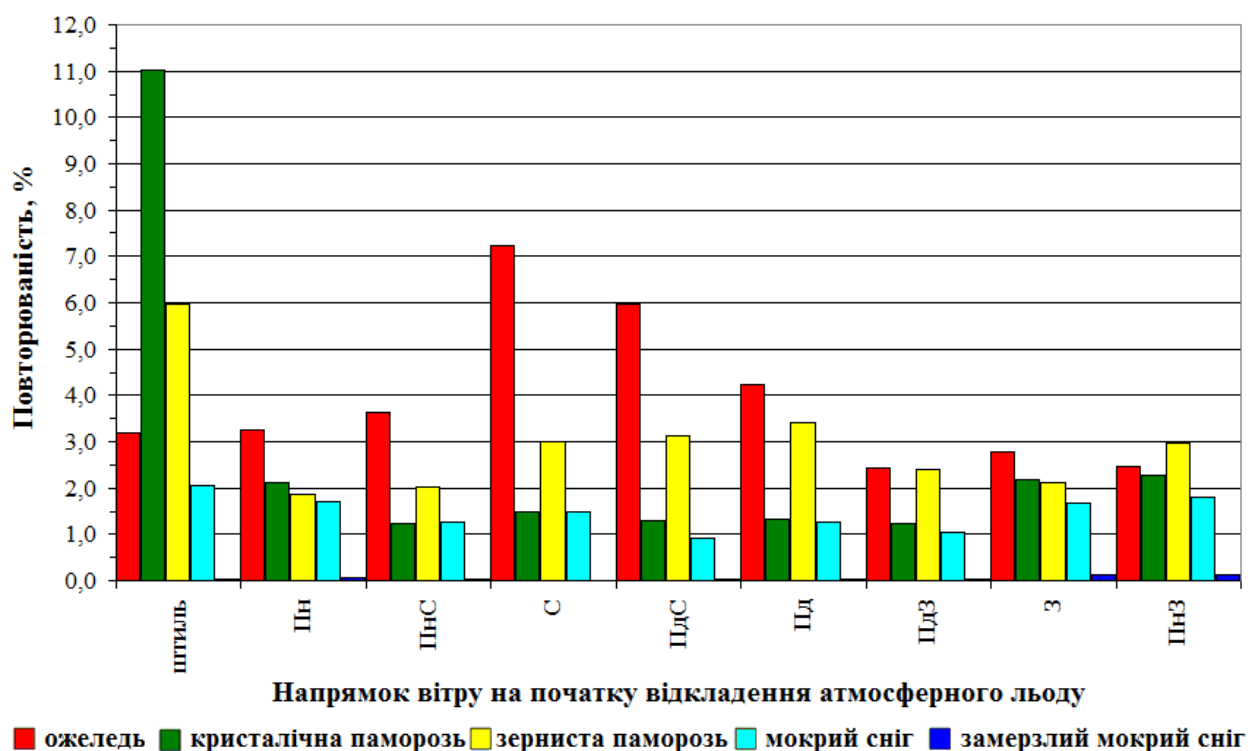


Рисунок 5.15 – Розподіл повторюваності напрямків вітру на початку ожеледно-паморозевих явищах та налипання.

Значна кількість випадків з кристалічною та зернистою памороззю (45,6 та 22,2% від загальної кількості кожного з явищ) реєструються при штилі. Це досить очікуваний результат, оскільки ці гідрометеори найчастіше пов'язані зі слабкими швидкостями вітру, що підтверджує внутрішньомасовий механізм їх утворення.

Зерниста паморозь також досить часто спостерігається при тих самих напрямках вітру, що і ожеледь, східний, південно-східний та південний (35,4%). Для кристалічної паморозі не простежується тісного зв'язку між її появою та певним напрямом вітру.

Всі випадки мокрого снігу розподілились рівномірно (приблизно 10% від загальної кількості випадків мокрого снігу) між усіма напрямками вітру та його відсутністю, можна виділити тільки північно-західний та північний напрями вітру, на які припадає більшість усіх випадків мокрого снігу (26,5 %), що може бути обумовлено проходженням холодного фронту.

Для напрямків вітру при досягненні відкладеннями максимальних розмірів розподіл напрямків вітру практично не змінюється (рис. 5.16), тобто з цього можна зробити висновок, що впродовж усього періоду наростання напрямку вітру залишається незмінним.

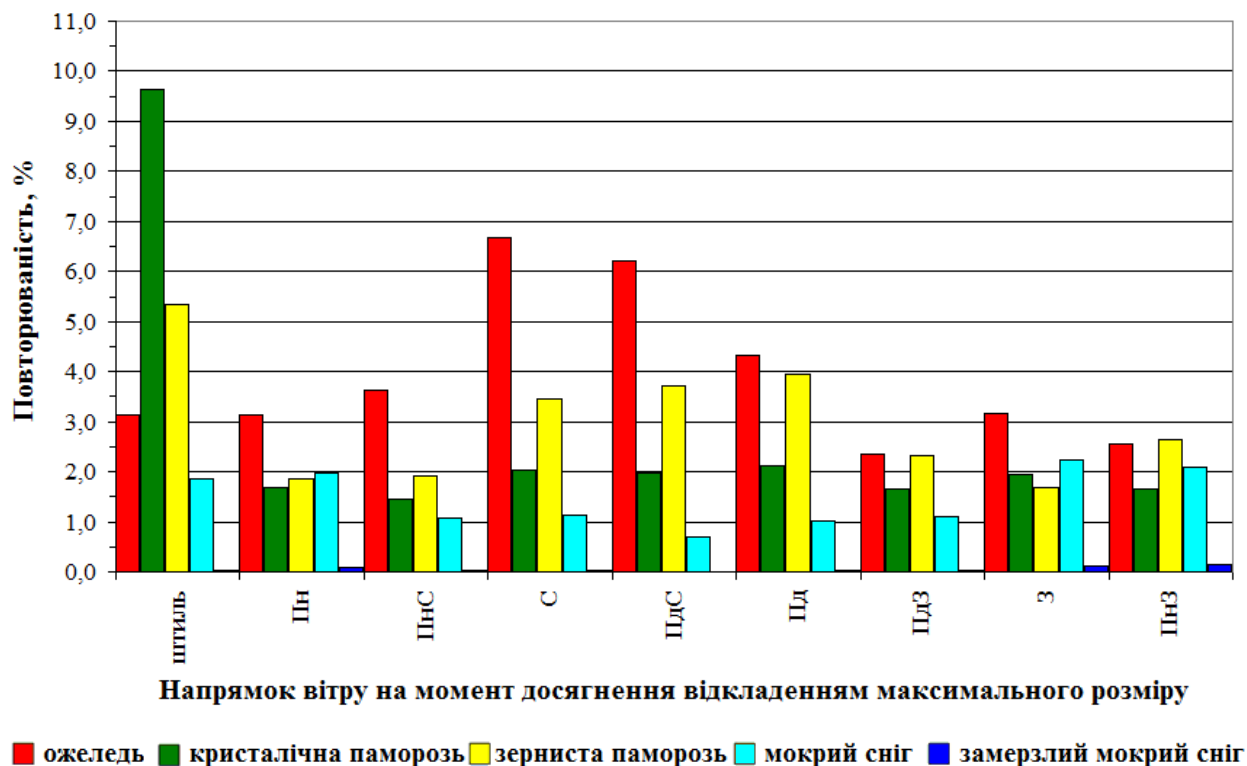


Рисунок 5.16 – Розподіл повторюваності напрямків вітру при досягненні відкладеннями максимальних розмірів

Напрямок вітру суттєво залежить від фізико-географічних умов і посередньо може вказувати на характер синоптичних процесів, тому має сенс проаналізувати напрям вітру для різних регіонів України (рис. 5.17). Оскільки, як вже було вказано, в цілому практично не змінюється напрям вітру впродовж процесу атмосферного обледеніння, то далі розглядається повторюваність напрямів вітру лише на початку атмосферного обледеніння.

В південній частині України та Криму вітер біля поверхні землі під час ожеледі характеризується високою повторюваністю північного, північно-східного та східного напрямів, перші два напрями вітру спостерігаються або за холодним фронтом, або в східній частині антициклону, коли має місце інтенсивна адвекція холоду, а отже ймовірніше реалізується механізм „все холодне”. В центральній та східній частинах України переважають східний, південно-східний та південний напрями при відкладанні ожеледі, що може бути викликано інтенсивною циклонічною діяльністю в цих регіонах в зимовий період. Оскільки такі напрями вітру вказують на класичний механізм утворення ожеледі, який реалізується саме на теплих фронтах. В західній частині України повторюваність південно-східних та північно-

західних напрямів вітру при ожеледі є однаковою, що можна пояснити тим, що атмосферне обледеніння в цьому регіоні формується під впливом різних циркуляційних умов, порівняно з іншими регіонами, де ці умови є більш сталими. Розподіл повторюваності зернистої паморозі має той самий характер, що і ожеледі, виключаючи Крим, де північно-західний напрямок вітру має надзвичайно високу повторюваність, що обумовлено високою повторюваністю цього напрямку вітру взимку в південному Криму, де найчастіше і спостерігається зерниста паморозь.

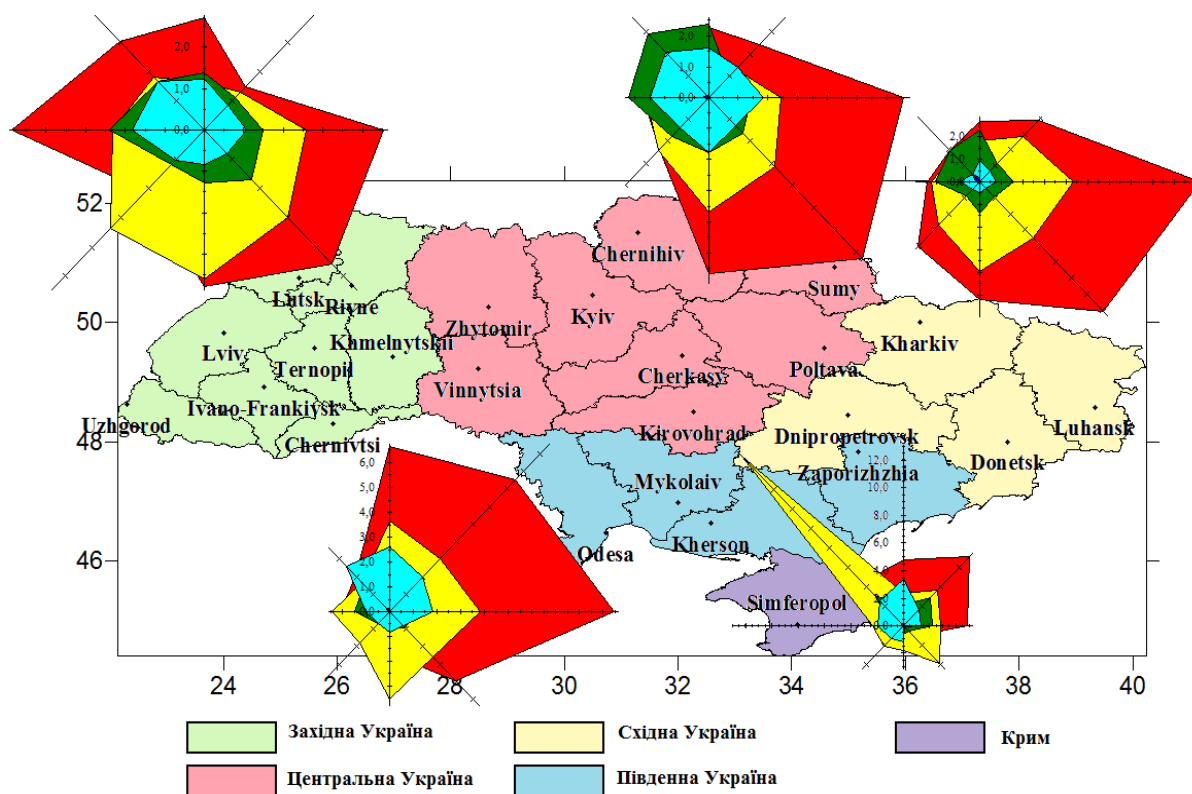


Рисунок 5.17 – Розподіл повторюваностей напрямів вітру на початку атмосферного обледеніння в різних регіонах України

Для кристалічної паморозі та мокрого снігу всі випадки розподілились практично рівномірно між усіма напрямками вітру.

Як вже було зазначено вище, тип ожеледно-паморозевих та снігових відкладень є залежним від такої пари метеорологічних характеристик як температура та швидкість вітру, тому для кожної станції було побудовано графіки на яких тип відкладення було представлено як функцію температури повітря та швидкості вітру.

Нижче представлено ці графіки (рис. 5.18-5.20) для чотирьох типів відкладень, замерзлий мокрий сніг було виключено з аналізу через невелику кількість випадків. Оскільки температура впродовж відкладення атмосферного льоду суттєво не змінюється, то наведено розрахунки та графіки для початку атмосферного обледеніння.

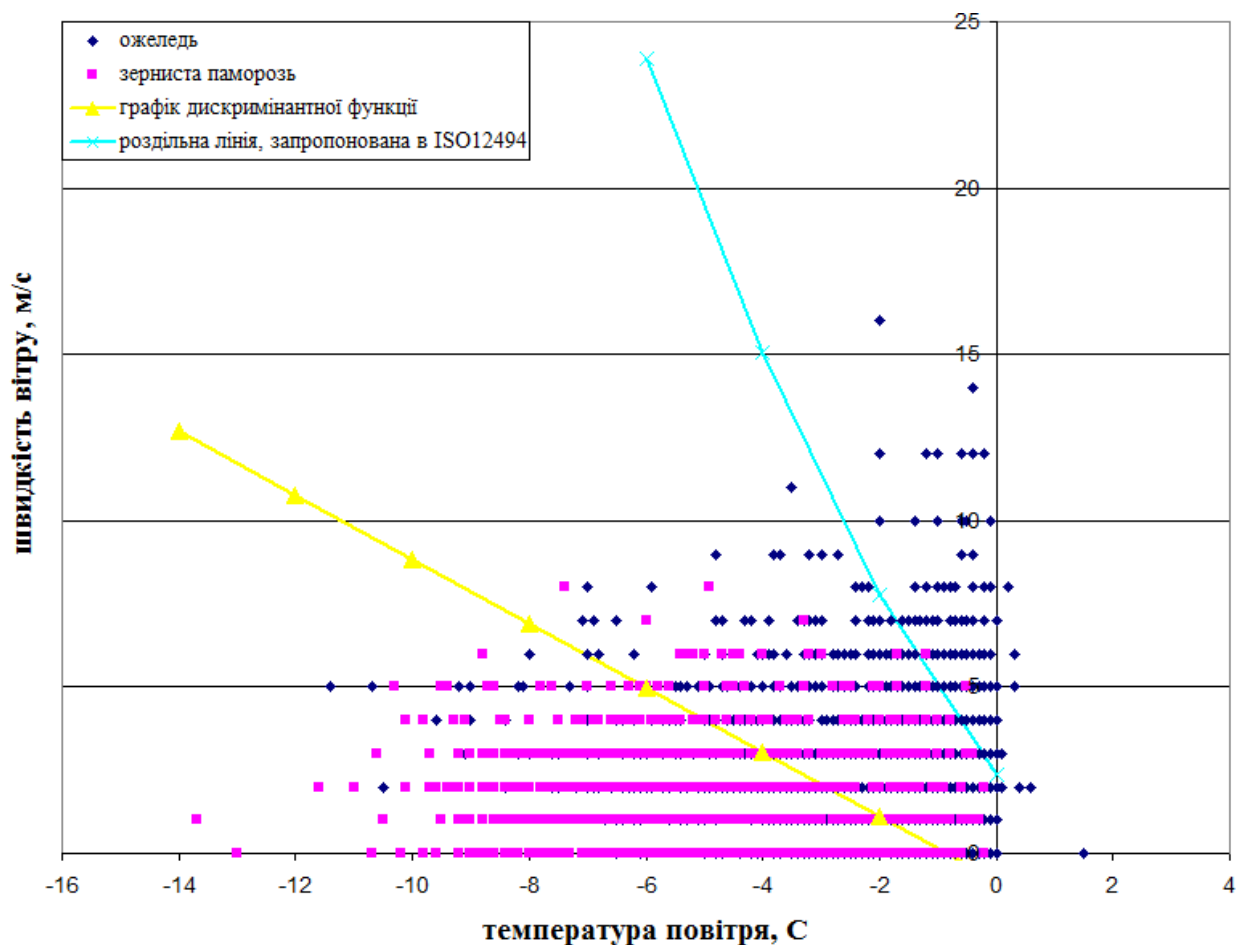


Рисунок 5.18 – Відкладення ожеледі та зернистої паморозі на початку явища як функція температури та швидкості вітру.

На кожному з графіків в координатах температура–вітер наведено, окрім випадків атмосферного обледеніння, роздільні лінії для випадків, представлених на графіку. Роздільні лінії, отримано за допомогою методики множинної лінійної регресії (графік дискримінантної функції), для порівняння на графіках також показано роздільні лінії, запропоновані в роботі 'COST 727: Atmospheric Icing on Structures Measurements and data collection on icing: State of the Art' (ISO12494) і які було отримано для території Європи для ожеледі та зернистої паморозі і кристалічної та зернистої паморозі.

З рис. 5.18, 5.19 можна бачити, що для ожеледі і зернистої паморозі (рис. 5.18), а також для зернистої і кристалічної паморозі (рис. 5.19), мають місце області, в яких з практично рівною ймовірністю можуть спостерігатись обидва явища. Ці області з обох боків окреслено роздільними лініями.

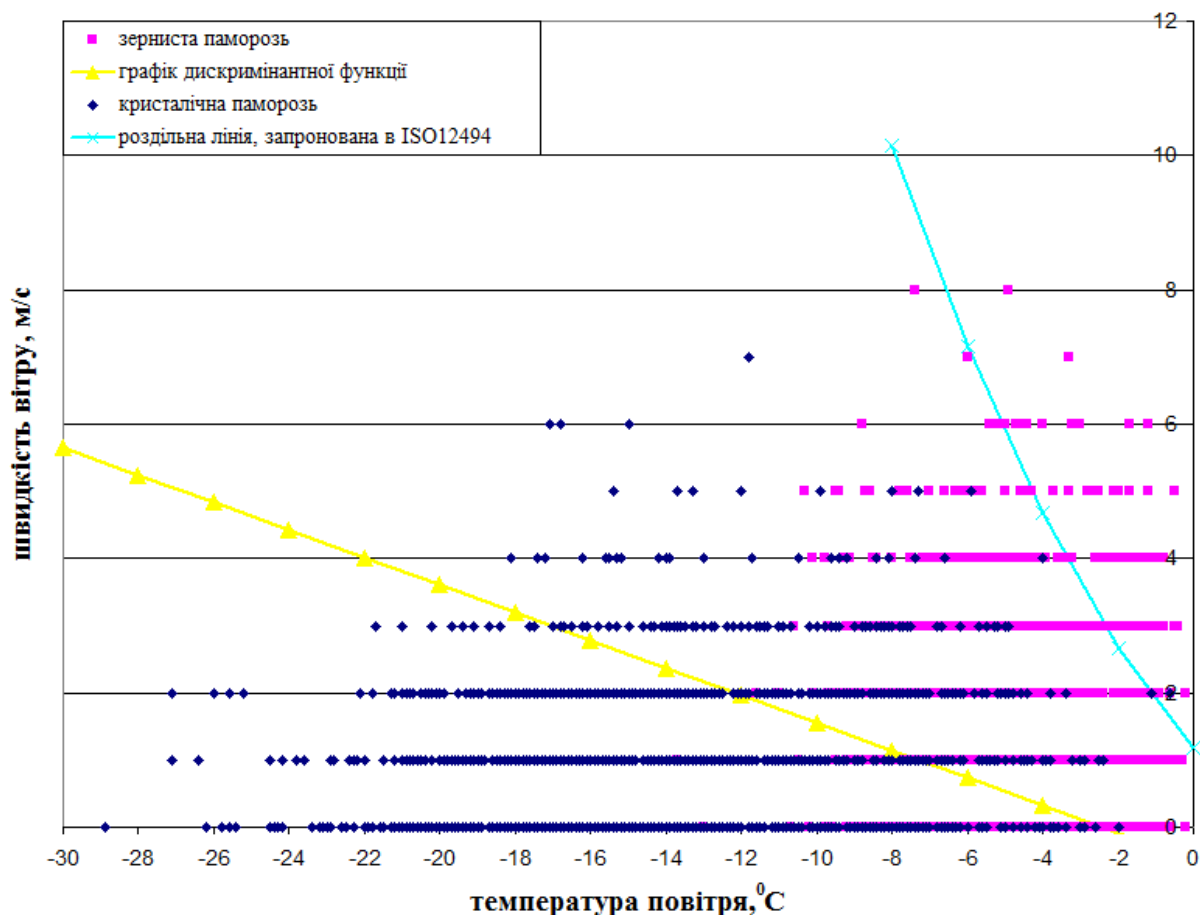


Рисунок 5.19 – Відкладення кристалічної та зернистої паморозі на початку явища як функція температури та швидкості вітру

Можна бачити, що роздільні лінії, запропоновані для території Європи в роботі [62] добре відділяють область зернистої паморозі від ожеледі та область зернистої від кристалічної паморозі, а роздільні лінії, запропоновані автором, область ожеледі від зернистої паморозі та область зернистої від кристалічної паморозі.

Тобто на рис. 5.19 між двома роздільними лініями знаходиться область, в якій з рівною ймовірністю мають місце і кристалічна і зерниста паморозь, а на рис. 5.18 спостерігається область, в якій з однаковою ймовірністю зустрічаються і ожеледь, і зерниста паморозь.

Нижче та вище роздільних ліній на цих рисунках знаходяться області, в яких мають місце або ті, або інші явища.

З рис. 5.18-5.20 видно, що області з різними явищами перекриваються, проте за допомогою цих графіків, краще можна виділити області найбільшої концентрації випадків різних типів атмосферного обледеніння.

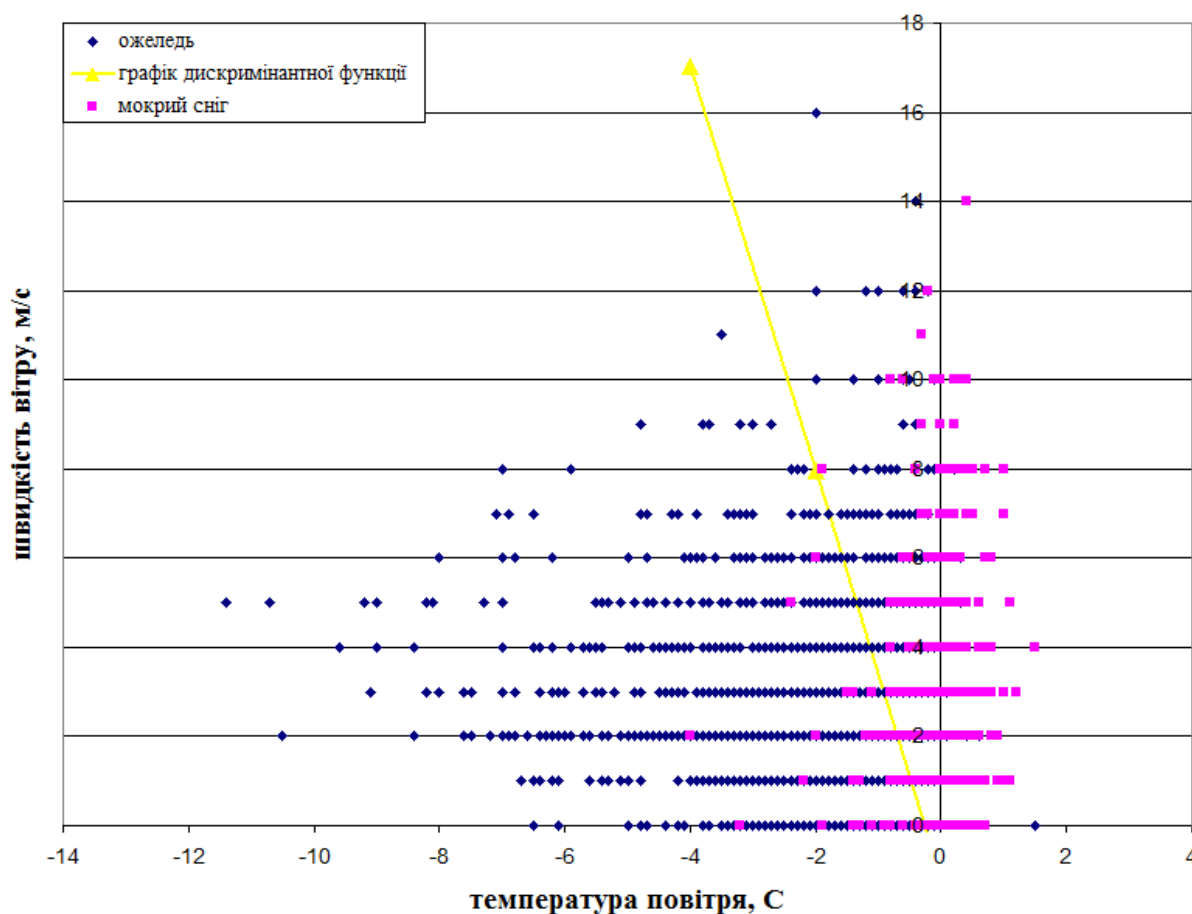


Рисунок 5.20 – Відкладення ожеледі та мокрого снігу на початку явища як функція температури та швидкості вітру

Рівняння дискримінантних функцій для розділення явищ представлено в табл. 5.3.

Таблиця 5.3 – Рівняння дискримінантної функції для розділення різних типів атмосферного обледеніння

Явища, що розділяються	Рівняння дискримінантної функції
Ожеледь – зерниста паморозь	$L = 0,095884V + 0,0926076T + 0,792697$
Ожеледь – мокрий сніг	$L = 0,01528863V + 0,0313542T + 0,0760064$
Зерниста – кристалічна паморозь	$L = -0,0269426V - 0,1223213T - 0,0304925$

Для використання цих рівнянь в якості прогностичних слід підставити в них відомі значення температури (T) та швидкості вітру (V). Якщо $L > 0$, то у випадку „ожеледь – зерниста паморозь” прогнозується ожеледь, у випадку „ожеледь – мокрий сніг” – мокрий сніг та у випадку „зерниста – кристалічна паморозь” – зерниста паморозь, та навпаки.

Для уточнення прогнозу явища було побудовано таблиці двовірних ймовірностей для кожного з явищ та проведено їх графічний аналіз. Результати цього дослідження представлено на рис. 5.21.

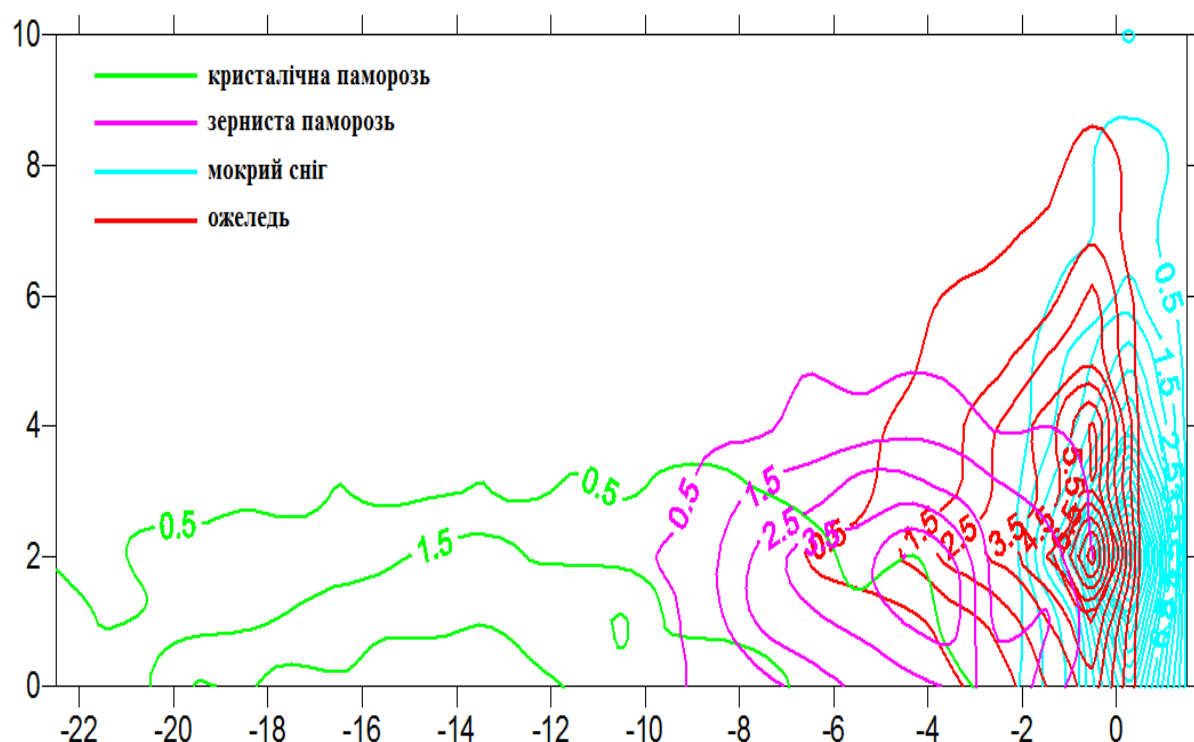


Рисунок 5.21 – Графічне представлення зв'язку між температурою, швидкістю вітру та появою атмосферного обледеніння різних типів. Ізолінії повторюваності проведено через 1 %, зовнішня ізолінія – 0,5 %.

Такі функціональні залежності можна використовувати з прогностичною метою для відокремлення областей „швидкість вітру-температура” для різних типів відкладень.

6 МЕТЕОРОЛОГІЧНІ ТА КЛІМАТИЧНІ УМОВИ ФОРМУВАННЯ СНІГОВОГО ПОКРИВУ

В розділі досліджено синоптичні умови формування та зберігання снігового покриву на території Одеської області. Кліматичні показники та їх динаміка розглянуто для території Одеської та Херсонської областей.

6.1 Загальні положення

Сніг – одне з найпоширеніших явищ природи, що активно впливає на суспільство та економіку в багатьох куточках світу. Визнаючи красу снігового покриву і його корисність для ентузіастів зимового спорту, все ж таки частіше ми розглядаємо сніг як небажану і дорогу заваду. Труднощі, пов'язані зі снігом, приймаються як непорушний фактор середовища проживання людини, а впливу снігу на господарство або його величезної цінності як природного ресурсу приділяється мало уваги. Вплив снігу на суспільство багатогранно і включає в себе складні фізичні, соціальні, економічні та психологічні аспекти. Товщина, щільність, вологість і міцність снігового покриву є основними фізичними параметрами, що враховуються при використанні снігу та боротьби з ним. Товщина снігового покриву і тривалість його залягання мають соціальне і економічне значення і впливають на навколишнє середовище. Господарство у вищій ступені вразливе, коли сильний вітер, низькі температури і крижаний дощ супроводжуються або слідує за важкими снігопадами. Крім того, важливо, в який час вибухнула снігова буря. Наприклад, до найбільш неприємних наслідків може призвести буря в години пік або в період збирання врожаю [66].

Найбільшу небезпеку представляють хуртовини. Особливо небезпечне поєднання сильних вітрів, низької температури і поганої видимості. Завірюхи особливо небезпечні у безлісних районах, де немає дерев, здатні створити вітрову тінь. Міські центри особливо чутливі до рясних снігопадів, і це необхідно враховувати при плануванні міст. У міру зростання міст і агломерацій неухильно підвищується їх незахищеність від снігових буревіїв.

Протягом останнього десятиліття сніг, і в особливості снігові замети, завдали величезних збитків більшості північних міст. Міста, розташовані в областях, для яких характерні сильні снігопади, звичайно готуються до них. Проте, коли фактичні характеристики снігопадів перевищують значення, що лежать в основі різних програм та робіт, наприклад, по снігоочищенню та будівництву, виникають труднощі.

Сніговий покрив впливає на енергетичний і водний баланс поверхні Землі, так що правильне регулювання його має велике значення для сільського господарства, економіки в цілому та екології. При випаданні снігу на земну поверхню змінюється її рельєф, текстура, схильність до ерозії і, що найважливіше, альbedo. Поверхня, покрита сухим чистим снігом, відбиває 80% сонячної радіації. Для порівняння можна навести значення альbedo поверхонь, покритих луговою і лісовою рослинністю, які становлять відповідно 15-30 і 15-18%. Таким чином, випадання снігу має великий вплив на клімат, фауну і флору, енергообмін між поверхнею Землі і атмосферою. Танення снігу служить причиною весняних повеней і обумовлює більшу частину стоку в горах. Талі води переповнюють водойми і болота, інфільтруються в ґрунт і заповнюють запаси ґрунтових вод. У аридних районах вони використовуються для зволоження ґрунтів і створення запасів вологи для потреб сільського господарства. Природне регулювання снігового покриву відбувається внаслідок вітрового переносу снігу: сніг видаляється з відкритих місць і відкладається на захищених ділянках. Потужний сніговий покрив звичайно сприяє отриманню доброго врожаю [66].

6.1.1 Вплив снігового покриву на формування клімату

Оскільки сніговий покрив робить вирішальний вплив на кількість енергії, яка зберігається у вигляді тепла в атмосфері, на протидію тій, що повертається в простір, його поширення служить важливою змінною компонентою глобального енергетичного балансу, а отже, й світового клімату. Механізм циркуляції земної атмосфери надзвичайно складний. Тому важко охарактеризувати роль снігу як фактора, що впливає на глобальний клімат. Наприклад, у період кульмінації останнього покривного зледеніння, коли сніг покривав приблизно удвічі більшу територію, ніж він покриває тепер, світовий клімат був істотно іншим. Середня температура була значно нижчою, а кліматичні зони розташовувалися інакше і мали істотно інші розміри. Найважливіший внесок у подібні відмінності вносили більш високі значення альbedo великого снігового покриву, проте були і інші важливі фактори: зміни рельєфу земної поверхні, викликані зростанням льодовикових щитів, значні площі морських льдів, які згодом розтанули. Вплив кожного з цих факторів на клімат важко визначити точно.

Існують докази того, що сніговий покрив відіграє важливу роль у формуванні та зростанні льодовиків, наявність яких може викликати значні зміни глобального клімату. Внаслідок високого альbedo над великими територіями, тривалий час покритими сніговим покривом, можуть відбуватися

тропосферні похолодання. При наявності інших сприятливих метеорологічних факторів таке похолодання служить причиною формування баричної улоговини у висотній циркуляції. Подібний характер висотних потоків підсилює тенденцію до пониження температури над великими покритими снігом територіями і до збільшення інтенсивності снігопадів поблизу їх південно-східних і східних кордонів [66].

6.1.2 Розподіл снігового покриву

Сніговий покрив утворюється в результаті акумуляції снігу на ґрунті в процесі відкладення твердих опадів (сніжинки, крижаний дощ, іній і ожеледь), випадання дощу, коли більша частина опадів згодом замерзає, а також відкладення домішок. Структура, стратиграфія і геометричні характеристики снігового покриву вкрай мінливі в просторі і в часі. Така мінливість обумовлена безліччю факторів: великою різноманітністю метеорологічних умов під час випадання опадів і відразу після сніговідкладення (зокрема, характеристик вітру, температури і вологості повітря); характером і частотою хуртовинних процесів у період сніговідкладення; метеорологічними умовами в періоди між снігопадами (у цьому випадку радіаційний обмін визначає зміна структури, щільності та оптичних властивостей снігового покриву, а вітрова діяльність може сприяти виникненню процесів сальтації і перевідкладення снігу, і також зміни його щільності і структури); характером процесів метаморфізму і абляції, які визначають зміну фізичних характеристик снігового покриву в порівнянні з характеристиками свіжовипавшого снігу; поверхневим рельєфом, фізико-географічними умовами та рослинним покривом.

Просторова мінливість снігового покриву зазвичай розглядається у трьох масштабах.

1. Макромасштаб, або регіональний масштаб: простір площею до 10^6 км² з відстанню між ізолініями характеристик від 10^4 до 10^5 м, в залежності від широти, висоти над рівнем моря і орографії; в цьому випадку істотну роль грають динамічні метеорологічні фактори, такі як наявність стоячих хвиль, напрямок орографічних перешкод і ін.

2. Мезомасштаб, або локальний (у межах регіонів) масштаб: характерна відстань між ізолініями від 10^2 до 10^3 м; перерозподіл снігового покриву відбувається в результаті лавинної або вітрової діяльності, а акумуляція снігу залежить від висоти над рівнем моря, ухилу і інших характеристик місцевості, густоти рослинного покриву, видів деревної та трав'янистої рослинності, її висоти та інших геометричних розмірів.

3. Мікромасштабах: характерна відстань між ізолініями від 10 до 102 м, у

межах яких відбуваються значні зміни акумуляції, перш за все в залежності від шорсткості поверхні, що впливає на механізм транспортування снігу [66].

6.1.3 Чинники, що визначають розподіл і характеристики снігового покриву

Акумуляція і абляція снігового покриву залежать головним чином від атмосферних умов і стану земної поверхні. Визначальними атмосферними процесами служать випадання опадів, їх відкладення, конденсація, турбулентний тепло- і вологообмін, радіаційний баланс і рух повітряних мас, особливості рельєфу, що впливають на хід атмосферних процесів і створення вітрової тіні.

Сніговий покрив утворюється в результаті снігопадів і має характеристики, різко відмінні від тих, що спостерігалися в момент випадіння снігу. Температура в момент сніговідкладання впливає на вологість, твердість і структуру щойно випавшого снігу і, отже, на його стійкість при вітрової дефляції. Вплив температури чітко проявляється на гірських схилах, де збільшення товщини снігового покриву може бути прямо пов'язане з пониженням температури при зростанні абсолютної висоти. Вологий сніг, досить важкий і зазвичай не схильний до метельового перенесення, випадає при температурі повітря близької до 0°C. Випадання такого снігу часто спостерігається при проходженні повітряних мас над великими водними просторами. У континентальних областях, що характеризуються переважно низькими від'ємними температурами, щойно випавший сніг зазвичай сухий і легкий.

Шорсткість підстильної поверхні впливає на профіль швидкості вітру. Опір тертя повітряних мас о підстильню поверхню обумовлює турбулентність вітрового потоку поблизу поверхні, що відбивається на процесах снігонакопичення. Вітровий потік переміщує також зерна снігу, змінюючи їх форму і властивості, і перевідкладає їх у вигляді заметів або надуваючи сніг більшої щільності, ніж первинний сніг. Ущільнення снігу відбувається найчастіше в результаті вітрової діяльності, проте на нього впливають і такі процеси, як конденсація, танення та інша діяльність.

Вітер переміщує пухкий сніг (аналогічно переміщенню опадів водними потоками в руслах річок), викликаючи дефляцію снігового покриву, перевідкладає сніг у вигляді вітрових дощок і утворює замети і надуви. Пухкий сніг, що складається із сухих кристалів діаметром 1-2 мм, легко підлітає навіть при невеликих швидкостях вітру – приблизно 10 км/г. Утворення ожеледиці в результаті замерзання конденсату та поверхневої талої води може затруднити

роботу транспорту; проте за наявності сильних вітрів відбувається перенесення навіть обмерзлого снігу. Дефляція переважає на тих ділянках, де швидкість вітру зростає (сідловини хребтів), а відкладення снігу з насиченого сніговітрового потоку відбувається на ділянках, де швидкість вітру падає (уздовж кордонів лісів і міст).

Найбільша швидкість хуртовинного перенесення спостерігається на рівних великих відкритих просторах, а найменша – на ділянках, що характеризуються сильним опором руху снігопереносу на рівних відкритих територіях тундри і арктичного узбережжя, значно перевершує обсяг снігопереносу в районах з більш розчленованим рельєфом, таких як скелясті гори.

Максимум сніговідкладення припадає на навітряний бік ділянок, що відрізняються високим ступенем аеродинамічної шорсткості і значним зменшенням швидкості вітру. Найбільш потужні замети утворюються з підвітряного боку перешкод за умови, що не відбувається винесення пухкого снігу вітрами постійних напрямів. замети стають менш вираженими за наявності вітрів різних напрямків, особливо при малих швидкостях вітру. Навіть невеликі обурення повітряного потоку, що утворюються при обтіканні перешкод у вигляді пучків трави, борозен після оранки ґрунту, можуть призвести до утворення снігових заметів. У районах, що характеризуються незначними змінами способів землекористування і постійним сезонним розподілом вітрів, снігові замети з року в рік утворюються приблизно на одних і тих самих місцях і мають приблизно однакову форму. Найбільш потужні замети формуються в результаті сильної вітрової діяльності; так, бурани характеризуються швидкостями вітру понад 40 км/г. Частоту утворення таких сильних завірюх не можливо передбачити: бурани можуть повністю бути відсутні в окремі роки і неодноразово повторюватися в інші.

Більша частина снігу переноситься в результаті процесів сальтації і турбулентної дифузії, які описуються теоріями динамічного і дифузійного снігопереносу. Основні положення цих теорій викладені в роботах Бегнолда [67] і Шмідта [68]. Як уточнив Радок [69], вихідні рівняння вказаних теорій відображають граничні умови на практиці. По суті основна відмінність теорій полягає у виділенні різних процесів в якості домінуючих і виборі різних вертикальних масштабів. Динамічна теорія розглядає перенесення снігу як приповерхневий процес, що викликається невеликими завихреннями в нижньому 10-сантиметровому шарі повітря, що призводить до виникнення сальтації. Дифузійна теорія, що описує процес снігопереносу на полярних льодовикових покриттях, припускає існування у вільному повітряному потоці вихорів, вертикальні розміри яких досягають десятків і навіть сотень метрів. При оцінці цих теорій Радок вказує, що переваги дифузійної теорії визначаються більш точним прогнозом кількості снігу, який переноситься і

профілів швидкості, а також більш повним відображенням сутності процесу снігопереносу.

Енерго- та масообмін в значній мірі визначає властивості снігового покриву в зимові місяці. У період сніготанення визначальним чинником зміни товщини і щільності снігу служить радіаційний обмін. Радіаційний баланс снігового покриву залежить від характеру підстильної поверхні, фізичних характеристик снігового покриву, рослинності, споруд, доріг та інших об'єктів і процесів, що впливають на властивості снігового покриву, зокрема на його оптичні характеристики. Однією з характеристик поверхні снігового покриву, що визначає кількість поглиненої снігом радіації, є альbedo - відношення кількості відбитої короткохвильової радіації до кількості сумарної радіації. Просторова мінливість альbedo снігового покриву залежить від товщини снігу. Кунг [70] та інші з'ясував, що осереднені по поверхні альbedo досить велике при товщині снігу понад 12 см, але різко падає при її менших значеннях. Цей факт пояснюється збільшенням площі ділянок оголеного ґрунту та прозорості снігового покриву з зменшенням його товщини - в цьому випадку на альbedo впливають відбивні властивості підстильного ґрунту.

До основних факторів, що визначають характеристики снігового покриву, входять форма рельєфу і експозиція поверхні з різними тепловими властивостями і шорсткістю. У районах поширення снігового покриву найбільша товщина снігу характерна для підвітряного боку відкритих водних просторів і навітряних схилів, де снігонакопичення відбувається найбільш інтенсивно. Найменша товщина снігу спостерігається на невеликій висоті на підвітряних південних схилах, на яких найбільше ймовірні втрати снігу на танення. У разі пересіченої місцевості вплив вітру приводить до вкрай неоднорідного розподілу товщини снігового покриву.

У числі фізико-географічних чинників, що роблять істотний вплив на варіації снігового покриву, необхідно відзначити висоту над рівнем моря, нахил, експозицію, шорсткість, а також оптичні та термічні властивості підстильної поверхні. Інтенсивність опадів орографічного походження залежить головним чином від ухилу місцевості і характеристик вітрового потоку і у меншій мірі від абсолютних висот. Інакше кажучи, інтенсивність опадів з насиченої водяною парою повітряної маси прямо пропорційна швидкості підйому повітряної маси і залежить від швидкості вітру і крутизни схилу.

Навіть у тих випадках, коли орографія служить основною причиною підйому повітряних мас і повинно очікуватися збільшення інтенсивності опадів з висотою, дані про акумуляцію снігу не завжди підтверджують цю залежність. Крім того, на великих висотах частіше спостерігаються сильні вітри протягом тривалого часу, що призводять до перенесення і перерозподілу снігу.

У районах, топографічно східних зі степами і преріями, де формування

снігового покриву обумовлено головним чином проходженням атмосферних фронтів, а поверхня снігу схильна до впливу сильних вітрів, ухил і експозиція є найважливішими характеристиками місцевості, що впливають на розподіл снігу. Товщина снігового покриву вздовж схилу, орієнтованого в напрямку переважаючих вітрових потоків, має тенденцію до зменшення із збільшенням відстані від підосви схилу. У степах і преріях вершини пагорбів досить часто бувають вільні від снігу в період максимального снігонакопичення на інших ділянках. Снігозборними ділянками в таких районах служать підвітряні схили крутих пагорбів, яри і русла водотоків.

6.1.4 Мінливість снігового покриву

Для снігового покриву характерна просторова мінливість всіх його властивостей (товщини, щільності, температури, твердості) – це характерна особливість снігового покриву, яка докорінно пов'язана з умовами життя в засніжених районах. Причиною такої мінливості служать макро-, мезо- та мікромасштабні процеси, зумовлені особливостями великомасштабної циркуляції, рельєфу, рослинного покриву і ін.

У межах одного кліматичного району сніг з року в рік акумулюється певним, характерним для конкретних ландшафтних умов чином. При цьому рослинний покрив, контролюючи просторову мінливість снігового покриву, у свою чергу сам реагує на цю мінливість. Як приклад можна навести випадок, коли сніг падає на нерівну вільну від снігу поверхню з низькою рідкісною рослинністю. Цей сніг перерозподіляється, заповнюючи западини і відкладаючись на підвітряних ділянках, залишаючи оголеними відкриті ділянки. При подальшому снігопаді сніг розподіляється вже за умов більш гладкої поверхні. Таким чином відбувається згладжування ландшафту до тих пір, поки сніг не стане переноситися на величезні відстані перш, ніж почне акумулюватися. Зі сказаного можна зробити висновок про те, що характерний початковий порядок розподілу снігового покриву і характерні зміни його в часі можуть бути передбачені. При подібному характері випадаючих твердих опадів відмінності в рельєфі, рослинному покриві, метеорологічних умовах обумовлюють відмінності в характері розподілу снігового покриву; вплив різних типів лісів на акумуляцію снігу добре відомо.

Часто навколо стовбурів дерев у сніговому покриві утворюються чашоподібні поглиблення, що виникають під впливом вітру і сонячної радіації. Товщина снігу поступово збільшується в міру віддалення від стовбурів, а за межами крони різко зростає, що вказує на наявність вертикальних рухів по периметру крони. На рух повітря навколо дерева роблять вплив процеси

переносу, відкладення і затримання снігу. Мінливість розподілу снігу в лісових районах відіграє істотну роль у житті тварин.

Тимчасова мінливість снігового покриву в значній мірі визначає його властивості, які роблять сніг специфічною частиною навколишнього середовища в холодних районах. Механічні зміни дуже часто відбуваються в процесі відкладення, а метаморфічні процеси є в основному результатом змін температурного режиму снігового покриву.

При з'ясуванні впливу снігу на тваринний і рослинний світ корисно розглядати сніговий покрив як тип осадової гірської породи, що складається з неконсолідованих шарів, складених твердим мінералом (льодом). Осадова порода характеризується шаруватістю (розміром, формою і розподілом зерен, які формують її шари), міцністю, пористістю, проникністю шарів і породи в цілому і ін. Однак коли швидкість метаморфізму снігового покриву дуже велика, краще вдатися до аналогії снігового покриву не з гірською породою, а з ґрунтом, яка також характеризується шаруватістю, але містить більше, ніж порода, води і повітря і відрізняється високою динамічністю. Ґрунти, як і сніг, можуть бути пористими або щільними, твердими або пухкими, чітко шаруватими або однорідними, потужними або малопотужними. Дотримуючись аналогії з ґрунтом, можна сказати, що сніговий покрив є як би каркасом, що складається з твердих частинок (льоду) та навколишніх пустот або пор різного розміру. Розмір, форма і просторове розташування частинок впливають на розмір і форму пір. Пори можуть бути заповнені вологим повітрям або рідкою водою. Важливою властивістю як ґрунту, так і снігового покриву є її текстура. Горизонти, які формують ґрунтовий розріз, в деякому сенсі аналогічні слоям, що складають товщу снігового покриву: сніговий покрив це не просто суміш часток льоду, так само як ґрунт - це не просто суміш твердих частинок. Сніжний покрив – це «частина атмосфери», яка створює особливе поєднання трьох станів води і повітря. Відносно життя тварин і рослин велике значення має метаморфізм і швидкі зміни стратиграфії снігового покриву [66].

6.1.5 Методика спостережень за сніговим покривом

Сніговий покрив є шаром снігу на поверхні землі, який утворюється в результаті випадання опадів [6,7,8]. Спостереження за сніговим покривом складаються з щоденних спостережень за зміною снігового покриву і періодичних снігозйомок. При щоденних спостереженнях за сніговим покривом визначають: ступінь покриття околиці станції сніговим покривом (бал); характер залягання снігового покриву на місцевості (таблиця 6.1); структуру

снігу; висоту снігового покриву на метеорологічному майданчику або на вибраній ділянці поблизу станції (см).

Таблиця 6.1 – Характер залягання снігового покриву

Цифра коду	Залягання снігового покриву
0	Рівномірний сніговий покрив на замерзлому ґрунті
1	Рівномірний сніговий покрив на ґрунті, що відтанув
2	Рівномірний сніговий покрив, стан ґрунту невідомо
3	Нерівномірний сніговий покрив на замерзлому ґрунті
4	Нерівномірний сніговий покрив на ґрунті, що відтанув
5	Нерівномірний сніговий покрив, стан ґрунту невідомо
6	Дуже нерівномірний сніговий покрив на замерзлому ґрунті
7	Дуже нерівномірний сніговий покрив на ґрунті, що відтанув
8	Дуже нерівномірний сніговий покрив, стан ґрунту невідомо
9	Сніговий покрив з проталинами

Ступінь покриття снігом околиці станції, характер залягання снігового покриву і структура снігу оцінюються спостерігачем при візуальному огляді околиці станції відповідно до прийнятих шкал. Висота снігового покриву визначається на підставі вимірювань відстані від поверхні землі до поверхні снігового покриву [6]. Щоденні спостереження за сніговим покривом повинні проводитися за будь-яких погодних умов в строк, найближчий до 8 г зимового часу, відповідно до порядку проведення спостережень на станції. Ступінь покриття станції сніговим покривом оцінюється в балах за 10-балльною шкалою. За відсутності снігу на поверхні ґрунту ступінь покриття не оцінюється. Забраковане значення кодується знаком «-». При ступені покриття околиці 6 балів і більш визначається характер залягання снігового покриву (таблиця 6.1). Забраковане значення кодується одним знаком «-». При ступені покриття околиці станції снігом менше 6 балів кодується знаком «/». Щоденні вимірювання висоти снігового покриву відбуваються по трьох снігомірних рейках, які встановлюються на метеорологічному майданчику. Якщо висота снігового покриву біля рейки $< 0,5$ см, то кодується цифра 0; відсутність снігу біля будь-якої з рейок за наявності снігу в околиці станції кодується знаком «/». Забраковане значення кодується знаком «-» [6].

6.2 Синоптичні ситуації, що сприяють утворенню та зберіганню снігового покриву

6.2.1 Основні синоптичні процеси, що протікають на Україні

Україна є одним з районів зі складним характером атмосферних процесів і умов погоди. Територія держави знаходиться на стику циркуляційних систем помірних і субтропічних широт.

Відомо [73], що на Україну часто переміщуються повітряні маси з північних районів Атлантики і арктичних морів, рідше з центральної частини Атлантичного океану і Середземного моря. Однак, найбільшу повторюваність має континентальне повітря. Воно формується над великими рівнинами материка Євразії з поступаючих сюди мас арктичного і континентального помірного повітря. При наявності малоградієнтних областей підвищеного тиску територія України може служити осередком формування континентального помірного повітря взимку, а влітку - континентального тропічного повітря.

Перенесення повітряних мас на Україну відбувається при різних циркуляційних процесах. Вони відрізняються різноманіттям форм і сезонними особливостями, що значною мірою зумовлює часту зміну і складність погодних умов.

У ряді досліджень автори виділяють три характерні особливості циркуляції на Україні:

1. Ослаблення активності атмосферних процесів.
2. Різноманіття і складність сезонних змін атмосферної циркуляції.
3. Ослаблення циклонічної і посилення антициклонічної діяльності.

Дослідження циклонічної діяльності над територією України дозволили розділити всі циклони на 4 групи: пірнаючі, західні, південні, стаціонарні.

I. Пірнаючі циклони переміщуються на південь ЄЧС під низхідною гілкою ВФЗ, розташованої над Західною Європою. Чернова В.Ф. всі циклони такого виду розділила на три типи:

1. Циклони переміщаються з північного заходу через Скандинавію, Прибалтику, на центральні райони і південний схід ЄЧС. Зазвичай вони зароджуються над Норвезьким морем, а потім, огинаючи гребінь антициклону над Західною Європою, зміщуються до південного сходу на центр ЄЧС. Для структури висотного поля першого виду траєкторій характерна орієнтація улоговини холодного циклону з центром над Баренцевим морем або крайньою північчю ЄЧС далеко на південь - на Чорне море.

2. При зсуві циклонів з Баренцева моря на північ і східні райони ЄЧС баричне поле характеризується наявністю висотного антициклону над півднем

Скандинавії, Балтійським морем, Польщею. Область низького тиску займає Нову Землю, схід ЄЧС і Урал.

3. Циклони переміщуються з Карського моря на схід ЄЧС, при цьому висотний антициклон розташовується над північню Скандинавії, Фінляндією, Баренцевим морем, а вісь висотної улоговини орієнтована з нижньої течії Обі на середній Урал.

З пірнаючими циклонами пов'язані різкі й значні зміни погоди, що обумовлені великими швидкостями їх переміщення (30-50 км/год) і пов'язаними з ними ділянками теплих і холодних фронтів, фронтів оклюзії. Погіршення погоди зазвичай виражається в посиленні вітру, опадах, різкій зміні температури. Ці циклони над районами ЄЧС узимку часто викликають хуртовинну діяльність.

II. До західних відносяться ті циклони, які зароджуються над Північною Атлантикою і потім, відповідно до структури висотного термобаричного поля, переміщуються із заходу на схід уздовж помірних широт (близько 50 ° пн.ш.). Висотне баричне поле в цих випадках характеризується наявністю великої смуги зниженого тиску на півночі ЄЧС (від Прибалтики до Карського моря) і підвищеного тиску на півдні ЄЧС. ВФЗ проходить в широтному напрямку вздовж помірних широт і характеризується великими контрастами тиску і температури.

Найчастіше західні циклони приходять на ЄЧС взимку. Вони приносять вологу, посилення вітру, відлиги, тумани, ожеледь.

III. Південні циклони виникають у зоні 30-45° пн.ш., а потім переміщуються на північ - на територію Європи та Азії.

Для виникнення цих циклонів необхідно, щоб відбулося меридіональне перетворення термобаричного поля і здійснилася тривала адвекція холоду в райони Середземного моря, внаслідок чого зазвичай відбувається загострення ВФЗ. Одночасно на ЄЧС з півдня спрямований гребінь тепла. Другий гребінь орієнтований на Британські острови і Норвезьке море. Циклони виникають під передньою частиною висотної улоговини, орієнтованої з півночі Європи на Середземне, Чорне моря, Кавказ, за наявності умов для падіння тиску. На виникнення південних циклонів також впливає орографія. Вони часто утворюються з підвітряного боку південних відрогів Альп, Аппенінських гір.

Залежно від району виникнення південні циклони отримали різні назви: середземноморські, північноафриканські, чорноморські, каспійські.

Південні циклони за своїми масштабами, характером переміщення та розвитку обумовлюють значні опади, взимку – завірюхи, ожеледь, тумани; влітку – грози.

IV. Стаціонарні (малорухомі) циклони тривалий час стаціонують в певному географічному регіоні. Якщо стаціонарний циклон є великим і високим, то його називають "центральною". Більшість таких циклонів, що

формується над континентом, є центральними.

I. М. Пономаренко запропонував типізацію основних шляхів переміщення антициклонів над півднем ЄЧС. Ця класифікація передбачає поділ антициклонів на 4 групи, 10 видів. Поділ на групи зроблено в залежності від напрямку ведучого потоку в тропосфері, а підрозділ на види - залежно від положення ВФЗ.

I група. Північно-західні траєкторії. Сюди віднесені антициклони, що рухаються з північного заходу. По Мультановському Б.М. основним районом їх виникнення є Північна Америка і Гренландія. Однак, близько 65% антициклонів цієї групи, що проходять через південні райони ЄЧС, виникають також над Норвезьким морем, Центральною Європою, західними районами ЄЧС.

II група. Західні траєкторії. Антициклони цієї групи зміщуються із заходу. Раніше вважалося, що це ядра високого тиску, що відокремлюються від Азорського антициклону. Однак, дослідження показали, що 40% таких антициклонів виникають над Центральною Європою і Північним Кавказом під впливом гірських масивів.

III група. Південно-західні траєкторії. Антициклони цієї групи в основному виникають над Середньо-Дунайською низовиною або Середземним і Чорним морями при переважному впливі місцевих факторів. Переміщення їх здійснюється з південного заходу на північний схід.

IV група. Ультраполярні траєкторії. Б.П. Мультановским були виділені 4 типи переміщення таких антициклонів в холодну пору року - з Нової Землі на Азовське море; з Нової Землі на Балкани; з Півночі Скандинавії на Італію; з Західного Сибіру на південь ЄЧС. В теплу пору – з Карського моря на Нижню Волгу та з Нової Землі на басейн Дунаю.

6.2.2 Синоптичні процеси, що сприяють утворенню та зберіганню снігового покриву на території Одеської області

Огляд синоптичних карт за період з 1996 по 2007 роки дає можливість визначити синоптичні ситуації, які сприяють утворенню та зберіганню снігового покриву на території Одеської області. Результати досліджень наведено в таблиці 6.2.

З таблиці 6.2 видно, що за досліджений період пірнаючих циклонів спостерігалось всього 11 випадків, найбільша кількість (3) спостерігалась в зимовий період 2004-2005 років. Західних циклонів всього було зафіксовано 17 випадків, найбільша кількість (3) таких процесів спостерігалась в 2002-2003 роках та в 2004-2005 роках.

Таблиця 6.2 – Синоптичні ситуації, що сприяють утворенню і зберіганню снігового покриву на території Одеської області

Роки	Zn				Az				
	Пірнаючі	Зх	Пд	Стаціо- нарні	Пн- Зх	Зх	Пд- Зх	УП	Стаціо- нарні
1996	1	1	4	-	4	4	-	-	-
1997- 1998	1	1	3	-	2	-	1	-	-
1998- 1999	-	1	2	1	1	1	1	1	2
1999- 2000	2	2	1	1	-	1	-	-	-
2001(п)	-	1	2	-	1	-	-	-	-
2001(к)	-	-	1	1	-	-	-	-	2
2002- 2003	2	3	7	4	2	7	-	1	2
2004(п)	-	1	3	-	1	1	-	-	-
2004- 2005	3	3	1	-	-	-	1	-	2
2005- 2006	-	2	5	-	-	-	-	-	3
2006(к)	-	-	-	-	1	-	-	-	-
2007(п)	1	1	-	-	-	1	-	-	1
2007(к)	1	1	-	-	-	-	-	-	1
Всього	11	17	29	7	12	15	3	2	13

Південні циклони мають найбільшу повторюваність за період дослідження – 29 випадків, найбільше спостерігаються в 2002-2003 роках (7). Кількість стаціонарних циклонів складає 7 випадків, найбільше спостерігаються в 2002-2003 роках (4).

Північно-західних антициклонів всього було зафіксовано 12 випадків, найбільша кількість таких синоптичних ситуацій (4) спостерігається в 1996 році. Західні антициклони мають найбільшу повторюваність – 15 випадків за розглянутий період, найбільша кількість (7) спостерігається в зимовий період 2002-2003 років. Південно-західних антициклонів всього 3 випадки, спостерігались в 1997-1998, 1998-1999 та 2004-2005 роках. Ультраполярних антициклонів спостерігається 2 випадки в 1998-1999 та 2002-2003 роках. Стаціонарні антициклони мають повторюваність 13 випадків і займають друге

місце після західних. Найбільша кількість стаціонарних процесів спостерігається зимою 2005-2006 років (3).

Аналіз часового розподілу синоптичних ситуацій можна зробити за допомогою таблиці 6.3. В 1996 році найбільше спостерігаються північно-західні (4) та західні (4) антициклони, а також південні циклони (4). В 1997-1998 роках має місце найбільша кількість південних циклонів (3). Для зимового періоду 1998-1999 років характерні південні циклони (2) та стаціонарні антициклони (2). В 1999-2000 роках найбільше спостерігаються пірнаючі (2) та західні (2) циклони, а також один західний антициклон. На початку 2001 року найбільша кількість південних циклонів (2), в кінці 2001 року стаціонарних антициклонів (2). В 2002-2003 роках найбільша кількість спостерігається південних циклонів (7) та західних антициклонів (7). На початку 2004 року найбільше спостерігаються південні циклони (3). В 2004-2005 роках більше спостерігались пірнаючі (3) та західні (3) циклони. В 2005-2006 роках найбільше південних циклонів (5). На кінець 2006 року спостерігався тільки один випадок північно-західного антициклону. На початку 2007 року спостерігаються пірнаючі (1) та західні (1) циклони, західні (1) та стаціонарні (1) антициклонів, а на кінець 2007 року – пірнаючі (1) та західні (1) циклони, а також стаціонарні антициклони (1). За досліджений період спостерігалася найбільша кількість південних (29) та західних (17) циклонів, а також західних (15) і стаціонарних (13) антициклонів.

З таблиці 6.3 видно, що за 1996 рік спостерігалось всього 14 синоптичних ситуацій, з яких 6 циклонів і 8 антициклонів. В 1997-1998 роках всього було 8 процесів, з них 5 циклонів та 3 антициклони. За 1998-1999 роки спостерігалось всього 10 ситуацій, з них 4 циклона і 6 антициклонів. В 1999-2000 роках всього спостерігалось 7 випадків, з них 6 циклонів та 1 антициклон. На початку 2001 року спостерігалось всього 4 циклона та антициклони, з них 3 циклона і 1 антициклон, а на кінець 2001 року всього має місце 4 випадки, з них 2 циклона та 2 антициклони. Найбільша кількість (28) синоптичних процесів спостерігалась в 2002-2003 роках, з них 16 циклонів і 12 антициклонів. На початку 2004 року всього було 6 ситуацій, з них 4 циклона та 2 антициклони. В 2004-2005 роках спостерігалось всього 10 випадків, з них 7 циклонів та 3 антициклони, така ж ситуація була і в 2005-2006 роках. На кінець 2006 року спостерігався лише 1 антициклон. На початку 2007 року всього спостерігалось 4 синоптичні процеси, з них 2 циклона та 2 антициклони, а на кінець 2007 року спостерігалось 3 ситуації, з них 2 циклона та 1 антициклон.

Найбільша кількість циклонів та антициклонів (28) спостерігалась в 2002-2003 роках, а найменша (1) в зимовий період в кінці 2006 року.

Таблиця 6.3 – Часовий розподіл циклонів і антициклонів за період з 1996 по 2007 рр.

Роки	Zn	Az	Всього
1996	6	8	14
1997-1998	5	3	8
1998-1999	4	6	10
1999-2000	6	1	7
2001(п)	3	1	4
2001(к)	2	2	4
2002-2003	16	12	28
2004(п)	4	2	6
2004-2005	7	3	10
2005-2006	7	3	10
2006(к)	-	1	1
2007(п)	2	2	4
2007(к)	2	1	3
Всього	64	45	109

Взагалі за досліджуваний період спостерігалось 109 синоптичних ситуацій, які сприяли утворенню і зберіганню снігового покриву на території Одеської області, з них 64 циклона і 45 антициклонів.

6.3 Кліматичні показники розподілу снігового покриву

Сніговий покрив, будучи однією з характеристик опадів, має свої особливості вимірювання та обробки. Він надається середніми декадними висотами, максимальною декадною висотою за зиму, повторенням різних висот снігового покриву по декадах або забезпеченістю. Крім того, встановлюють дати появи і сходу снігового покриву, дати утворення і руйнування стійкого снігового покриву та ін. [8].

Сніговий покрив спостерігається за допомогою, по-перше, стаціонарно встановлених рейок і, по-друге, снігозйомками. Інформація, яку дістають цими двома способами, розрізняється і використовується для різних цілей. Так, результати снігозйомок, перш за все, необхідні гідрологам, а також проектувальникам при виборі місця будівництва. Для розрахунків навантаження і в дослідженнях кліматичних змін частіше використовують дані постійних рейок.

Кліматичні характеристики густини і запасів води в сніговому покриві, зазвичай, визначають за даними снігозйомок, а характеристики висоти снігового покриву - по постійній рейці і снігозйомках; число днів зі сніговим покривом, різні дати, середній квадратичний відхил всіх названих вище показників – тільки по постійній рейці.

6.3.1 Висота снігового покриву

Для характеристики висоти снігового покриву обчислюють середні значення її не для місяців, а для декад зимових місяців. Ці величини на початку і в кінці зими розраховуються тільки в тому випадку, коли сніговий покрив спостерігався більш ніж у 50% всіх зим. Середню величину за декаду дістають діленням сумарної висоти за всі роки вибраного періоду на кількість років. Коли ж сніг спостерігався менш, ніж у 50% зим, то середню висоту за таку декаду не розраховують. При цьому прийнято в таблицях довідника ставити умовний значок (•). Середні багаторічні значення висоти снігового покриву по снігозйомках обчислюють так само, як і по постійній рейці. При обробці корисно порівнювати деякі результати, здобуті по снігозйомках і по постійній рейці: так перевіряються дані про висоту снігового покриву для крайніх декад і в середині зими з відсутністю снігу в деякі зими. Якщо при снігозйомках сніг в декаді не зафіксований і в таблицях стоїть прочерк, а по показаннях постійної рейки він спостерігався, то цей рік не слід включати в підрахунки.

Крім середніх декадних висот визначають також і багаторічну максимальну висоту снігового покриву за зиму. Її дістають шляхом осереднення максимальних декадних висот, вибраних з кожного року, незалежно від того, в якому місяці і декаді він спостерігався [4].

Найбільші і найменші декадні висоти снігового покриву по місяцях встановлюють по даних постійної рейки, а найбільші і найменші висоти за зиму обчислюють для обох способів спостереження. Як правило, результати різняться між собою, хоч і не надто сильно.

Треба зазначити, що висоти снігового покриву значно залежать від умов рельєфу, вони перерозподіляються вітром і, зазвичай, зв'язку між декадними висотами по території майже не спостерігається. Деяк краще виражений зв'язок між максимальними декадними висотами снігового покриву за зиму. Тому на короткорядній станції багаторічні середні декадні висоти дістають за допомогою методу ізомір (аналогічно тому, як це робилось при обробці опадів). Для цього на всіх довгорядних станціях багаторічну середню висоту снігового покриву за кожен декаду виражають у відсотках від багаторічної максимальної висоти за зиму. Ці відсотки наносять на карти для кожної декади окремо і

проводять ізоміри, тобто лінії рівних відсотків. Знімаючи з карти ізомір шляхом звичайної інтерполяції значення відповідних відсотків для пункту з короткими рядами спостережень, можна дістати висоту снігового покриву за кожну декаду у відсотках від максимальної висоти за зиму. Максимальну ж за зиму висоту снігового покриву, зазвичай, встановлюють за допомогою рівняння регресії, як і для опадів. Побудова карт ізомір можлива тільки при наявності достатньої кількості станцій з довгими рядами спостережень і рівномірно розташованих по території. В умовах складного рельєфу побудова карт ізомір недоцільна, і якщо ряд спостережень дуже короткий, то обмежуються даними середньої з найбільших висот за зиму.

Так як висота снігового покриву має значну мінливість від року до року, то розраховують також повторення і забезпеченість зим з різними найбільшими декадними висотами снігового покриву. Цю роботу проводять тільки для довгорядних опорних станцій.

6.3.2 Періоди з різним станом снігового покриву

За методикою, прийнятою в свій час у ГГО, розроблені деякі критерії снігового покриву. Так, за день зі сніговим покривом приймають такий, коли не менш половини видимої місцевості станції покрито снігом. Стійким вважають такий сніговий покрив, який лежить не менше місяця з перервами не більше трьох днів підряд або в розбивку; коли перерви в один день на початку зими передують залягання снігового покриву не менш, ніж 5 днів, а перерви в 2-3 дні – не менш ніж 10 днів.

Якщо в кінці зими, не більш, ніж через 3 дні після сходу снігового покриву, знову утворюється сніговий покрив, який лежить не менше 10 днів, то таке його залягання вважається неперервним.

Якщо за зиму було декілька періодів з стійким сніговим покривом, розділених в часі не більше, ніж 5 днів один від одного, то період від першого дня з стійким сніговим покривом до останнього дня за зиму вважається єдиним періодом з стійким сніговим покривом. Середні багаторічні дати утворення і руйнування стійкого снігового покриву розраховують тільки в тому випадку, коли кількість днів зі сніговим покривом складає більше 50% усіх зим, і лише за зими, коли був тільки один період зі стійким сніговим покривом.

Всі названі дати снігового покриву за кожен рік заносяться в таблицю, після чого розраховують середні дати і вибирають крайні, тобто найраніші та найпізніші дати.

Середні значення густини снігового покриву ($\text{кг}/\text{м}^3$) і запаси води в снігу обчислюються тільки за даними тих років, коли сніговий покрив утворювався.

Густину снігового покриву починають вимірювати лише тоді, коли його висота досягає 5 см, тому весною і восени крайні декади, для яких вказується висота снігу і його густина, можуть не співпадати, тобто період, за яких надається густина снігу, виявляється коротшим за період з вказанням висоти снігового покриву.

Крім середньої густини розраховують середню густину при найбільшій декадній висоті снігового покриву і при найбільшому запасі води в сніговому покриві. Для здобуття цих характеристик густини за кожний рік вибирається значення густини в ту із декад, коли висота снігового покриву або запас води в снігу були найбільшими. Ці декади, зазвичай, різняться в різні роки. Таким чином осереднюються дані з густини для різних декад.

6.3.3 Кліматичні показники розподілу снігового покриву на території Одеської області

Для виявлення кліматичних показників розподілу снігового покриву по території Одеської області було визначено наступні характеристики: середня декадна висота снігового покриву, повторюваність різних висот снігового покриву по декадах (%), повторюваність зим з різною найбільшою декадною висотою снігового покриву (%), дати появи і сходу снігового покриву, утворення і руйнування стійкого снігового покриву. Результати досліджень представлено в таблицях 6.4-6.7.

З таблиці 6.4 видно, що на станції Любашівка максимальна середня декадна висота снігового покриву спостерігається в третій декаді січня (14 см), мінімальна – на початку зими: друга, третя декади листопада (2 см) і в грудні перша та друга декади (2 см). В Затишші сніг спостерігався в кількості зим меншій за 50 %, тому на даній станції середня декадна висота снігового покриву не розраховується. В Сербці максимальна висота (6 см) спостерігається в першій та третій декадах січня і в першій декаді лютого, мінімальну – в третій декаді лютого (3 см). В Роздільній максимальна середня декадна висота складає (7 см) в першій та другій декадах лютого, мінімальна – в третій декаді березня (1 см). В Одесі спостерігається максимальна середня декадна висота в січні, лютому та в першій декаді березня (3 см), мінімальна – в третій декаді лютого (1 см). В Іллічівську максимальна середня декадна висота спостерігається в першій декаді січні (4 см), мінімальна – в третій декаді лютого (1 см). В Білгород-Дністровському максимальна середня декадна висота спостерігається (3 см) в третій декаді січня та в другій декаді лютого, мінімальна (1 см) – в грудні та лютому в третій декаді, в січні друга декада та в березні перша декада. На станції Сарата максимальна середня декадна висота

спостерігається в січні в першій декаді (3 см), мінімальна – в грудні і лютому в третій декаді (1 см) та в березні в першій декаді. В Болграді максимальна середня декадна висота має місце в січні в першій декаді (5 см), мінімальна середня декадна висота спостерігається в лютому в третій декаді (1 см). На станції Вілкове максимальна середня декадна висота снігового покриву спостерігається в першій декаді січня та в лютому в першій та другій декадах (2 см), а мінімальна – в третій декаді грудні (0 см). В Ізмаїлі спостерігається максимальна середня декадна висота в першій декаді січня (4 см) та мінімальна – в третій декаді лютого (1 см). Найбільша за зиму максимальна середня декадна висота снігового покриву спостерігалася в Любашівці і складає 45 см, найменша за зиму максимальна середня декадна висота снігового покриву має місце на станціях Сарата та Білгород-Дністровський і складає 12 см.

В таблиці 6.5 наведено повторюваність різних висот снігового покриву по декадах на станціях Одеського регіону. Максимальна градація 31-50 см спостерігається на станціях Любашівка і Затишшя.

Таблиця 6.5 – Повторюваність різних висот снігового покриву по декадах (%)

Висота (см)	X				I			II						I			II			V
	3	1	2	3	1	2	3	1	2	3	1	2	3	1	2	3	1	2	3	1
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18	19	20	21
Роздільна																				
0					50	57	20	33	60	50	22	25	33	12		33	25	29	43	
1-5					50	43	60	67	20	50	34	25	33	33	72	33	25	71	57	100
6-10							20		20		22	12	22	33	14	12	25			
11-20											22	38	12	11		22	25			
21-30														11	14					
Одеса																				
0						100			50	20			40	30	40	40	33	25	50	50
1-5					100		100	100	50	80	50	50	30	50	50	60	33	75	50	50
6-10											33	50	20				17			
11-20											17		10	20	10		17			
Ізмаїл																				
0				100		100	33	33		14		14	30	36	12	28		67	100	
1-5							33	67	67	72	44	58	50	36	51	58	100	33		100
6-10							34		33	14	28	28	10	19	25	14				
11-20											28		10	9	12					
Б-Дністр.																				
0							50	50	60	66	14	50	50	60	43	57	50	80	100	100
1-5								50	40	34	72	38	30	20	14	29	50	20		
6-10							50				14	12	10	10	43	14				
11-20													10	10						
Сарата																				
0				100		100	50	50	40	57	25	29	50	36	56	50	33	75	100	
1-5							25	50	60	29	38	42	25	46	22	50	67	25		100
6-10							25			14	25	29	25	9	22					
11-20											12			9						
Любашівка																				
0					50	57	14	33	29	10		11	9	18	20		11	32	38	67
1-5					50	29	72	50	42	50	30	11	28	18	10	70	45	32	38	33
6-10						14			29	30	40	11	9	9	20		11		12	

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18	19	20	21
11-20							14	17		10	20	45	36	37	10	10	22	22	12	
21-30											10	22	9	9	40	20	11	11		
31-50													9	9						
Сербка																				
0					100	100			50	20	12	14	25			25	14	40	67	
1-5							100	100	50	80	38	57	25	66	57	25	43	40	33	100
6-10											25		25		14	50	29	20		
11-20											25	29	25	17	29		14			
21-30														17						
Вілкове																				
0						67	100	100	60	72		28	20	45	50	72	33		100	100
1-5						33			40	28	86	72	70	45	38	14	67	100		
6-10											14		10	10		14				
11-20															12					
Болград																				
0				100		100	33			25	30	14	22	20	38	43	20	50	100	50
1-5								67	100	63	50	58	33	30	50	43	60	50		50
6-10							33	33		12		14	45	40		14	20			
11-20							34				10	14		10	12					
21-30											10									
Іллічівськ																				
0						100		67	33	67	14	33	45	50	43	33	20	40	100	
1-5							50	33	67	33	43	33	33	30	14	67	60	60		100
6-10							50				14	34	11	10	43		20			
11-20											29		11	10						
Затишся																				
0						50			33					20	40	20			33	
1-5						50	100	100	67	100	25	50	33		20	60	100	67	67	
6-10											50	25		40	20			33		
11-20											25		33	20		20				
21-30												25	34	20						
31-50															20					

З таблиці 6.6 видно, на станції Любашівка 33% випадків приходить на висоту снігового покриву 6-10 см, 26% – на висоту 11-20 см, 33% – на висоту 21-30 см, 8% – 41-50 см. На станції Затишшя на висоту снігового покриву 1-5 см приходить 14% випадків, 43% – на висоту 6-10 см, 29% – 11-20 см та 14% на висоту 31-40 см. На станції Сербка 8% випадків приходить на висоту снігового покриву 0 см, 33% – на висоту 1-5 см, 8% приходить на висоту 6-10 см, 43% – 11-20 см та 8% – 21-30 см.

Таблиця 6.6 – Повторюваність зим з різною найбільшою декадною висотою снігового покриву (%)

	Станція	Висота снігового покриву (см)						
		0	1-5	6-10	11-20	21-30	31-40	41-50
1	Любашівка			33	26	33		8
2	Затишшя		14	43	29		14	
3	Сербка	8	33	8	43	8		
4	Роздільна		25	25	42	8		
5	Одеса		46	27	27			
6	Іллічівськ		42	33	25			
7	Б-Дністр.		59	33	8			
8	Сарата		50	33	17			
9	Болград		33	26	33	8		
10	Вілкове		84	8	8			
11	Ізмаїл		33	42	25			

На станції Роздільна на висоти 1-5 та 6-10 приходить по 25% випадків, на 11-20 см – 42% та 8% на висоту 21-30 см. На станції Одеса 46% випадків приходить на висоту снігового покриву 1-5 см, по 27% – на висоти 6-10 см та 11-20 см. На станції Іллічівськ 42% випадків приходить на висоту 1-5 см, 33% – на висоту 6-10 см, 25% – на висоту 11-20 см. На станції Білгород-Дністровський на висоту 1-5 см приходить 59% випадків, 33% – на висоту 6-10 см, 8% на висоту 11-20 см. На станції Сарата 50% випадків приходить на висоту снігового покриву 1-5 см, 33% – на висоту 6-10 см, 17% – на висоту 11-20 см. На станції Болград спостерігається 33% випадків на висоті 1-5 см, 26% – на висоті 6-10 см, 33% – на висоті 11-20 см та 8% – на висоті 21-30 см. На станції Вілкове 84% випадків приходить на висоту снігового покриву 1-5 см, по 8% на висоти 6-10 см та 11-20 см. На станції Ізмаїл 33% спостерігається на висоті снігового покриву 1-5 см, 42% – на висоті 6-10 см, 25% – на висоті 11-20 см.

З таблиці 6.7 видно, що максимальне число днів з сніговим покривом спостерігається на станції Любашівка і складає 66 днів, мінімальне число днів має місце на станціях Вілкове та Іллічівськ (26 днів).

По датах появи снігового покриву видно, що сама рання дата спостерігається на станції Болград та Ізмаїл (26 жовтня), а сама пізня – на станції Вілкове та Іллічівськ (30 листопада). Сама рання дата утворення стійкого снігового покриву спостерігається на станції Білгород-Дністровський (25 листопада), а сама пізня дата руйнування стійкого снігового покриву припадає на станцію Любашівка (30 березня). Сама рання дата сходу снігового покриву спостерігається на станції Затишся (2 березня), сама пізня (10 квітня) – на станції Любашівка.

Найбільший відсоток зим з відсутністю стійкості снігового покриву складає 92% на станції Іллічівськ, найменший відсоток складає 8% на станції Любашівка.

Таблиця 6.7 – Дати появи і сходу снігового покриву, утворення і руйнування стійкого снігового покриву

	Станція	Число днів зі сніг. покрив.	Дати появи снігового покриву			Дати утворення стійкого снігового покриву			Дати руйнування стійкого снігового покриву			Дати сходу снігового покриву			Відсоток зим з відсутністю ст. сн. покр.
			серед	сама рання	сама пізня	серед	сама рання	сама пізня	серед	сама рання	сама пізня	серед	сама рання	сама пізня	
1	Любашівка	66	18XI	4XI	25XI	1I	11XII	–	26II	–	30III	24III	1IV	10IV	8
2	Затишся	54	15XI	11XI	18XI	▪	1I	–	▪	–	9II	12III	2III	27III	67
3	Сербка	35	6XI	5XI	26XI	▪	1I	–	▪	–	21II	14III	7IV	8IV	75
4	Роздільна	47	13XI	5XI	20XI	3I	1I	–	1III	–	22III	17III	7IV	9IV	75
5	Одеса	32	10XI	5XI	25XI	▪	1I	–	▪	–	21II	19III	7IV	8IV	75
6	Іллічівськ	26	25XI	17XI	30XI	▪	1I	–	▪	–	21II	14III	7IV	8IV	92
7	Б-Дністр.	30	23XI	21XI	25XI	▪	25 XI	–	▪	–	1III	13III	7IV	8IV	75
8	Сарата	31	14XI	31X	25XI	▪	1I	–	▪	–	19II	11III	7IV	8IV	75
9	Болград	35	10XI	26X	25XI	▪	21XII	□	▪	□	9III	10III	7IV	8IV	67
10	Вілкове	26	23XI	11XI	30XI	▪	1I	□	▪	□	3III	4III	8IV	8IV	75
11	Ізмаїл	33	12XI	26X	25XI	▪	1I	□	▪	□	10III	5III	8IV	9IV	58

6.3.4 Кліматичні показники розподілу снігового покриву на території Херсонської області

В дослідженнях використовувалися дані щоденних спостережень за сніговим покривом на метеорологічних станціях Херсонської області за період з 1996 по 2007 роки.

З таблиці 6.8 видно, що на станції Сірогози максимальна середня декадна висота снігового покриву спостерігається у другій декаді лютого (8 см), мінімальна – на початку березня: перша, друга декади (2 см). В Каховці сніг спостерігався з максимальною висотою в кількох місяцях: у січні та лютому спостерігалася найвища висота снігового покриву (4 см). Мінімальна середня декадна висота снігового покриву (1 см) має місце у третій декаді грудня. В Асканії максимальна висота (7 см) спостерігається в першій декаді січня, мінімальна – в третій декаді лютого (1 см). На станції Бехтери максимальна середня декадна висота складає (6 см) в першій декаді січня, мінімальна – в другій декаді лютого (2 см). На станції Генічеськ спостерігається максимальна середня декадна висота в грудні, січні та в лютому (4 см), мінімальна – в січні і лютому у третій декаді (3 см). В Хорлах максимальна середня декадна висота спостерігається в січні (5 см), мінімальна – у лютому (4 см). На станції Стрілкове максимальна середня декадна висота спостерігається (6 см) в першій декаді січня, мінімальна (3 см) – в другій та третій декаді січня і у першій та другій декаді лютого декаді. На станції Херсон максимальна середня декадна висота спостерігається в лютому в першій декаді (7 см), мінімальна – в лютому в третій декаді (4 см). Найбільша за зиму максимальна середня декадна висота снігового покриву спостерігалася на станції Сірогози і складає 12 см, найменша за зиму максимальна середня декадна висота снігового покриву на всіх станціях і складає 0 см.

Таблиця 6.8 – Середня декадна висота снігового покриву по постійній рейці (см)

	Станція	I			II						I			II			V			спостереження за зиму		
		1	2	3	1	2	3	1	2	3	1	2	3	1	2	3	1	2	3	сер	мак	мін
1	Сірогози	•	•	•	•	5	4	5	6	5	6	8	4	2	2	•	•			4	12	
2	Каховка	•	•	•	•	•	1	4	3	3	3	4	4	•	•	•	•			2	8	
3	Асканія	•	•	•	•	•	•	7	6	3	4	4	1	•	•	•				3	7	
4	Бехтери	•	•	•	•	•	•	6	3	3	3	2	3	•	•	•	•			3	9	
5	Генічеськ	•	•	•	•	•	4	4	4	3	4	4	3	•	•	•	•			3	8	
6	Хорли	•	•	•	•	•	•	5	5	5	4	4	4	•	•	•				4	9	
7	Стрілкове	•	•	•	•	•	4	6	3	3	3	3	•	•	•	•				3	8	
8	Херсон	•	•	•	•	•	•	6	5	5	7	5	4	•	•	•	•			3	11	

В таблицях 6.9-6.16 наведено повторюваність різних висот снігового покриву по декадах на станціях Херсонської області. Максимальна градація 36-40 см спостерігається на станціях Сірогози і Херсон.

З таблиці 6.9 видно, що повторюваність висоти снігового покриву на станції Сірогози за 1996- 2007 рр. складає у першій декаді листопада 100 % і знаходиться в градації 0 см, а максимальна висота спостерігалася у другій декаді січня і становить 36-40 см, має повторюваність 15 %.

З таблиці 6.10 видно, що повторюваність 100 % на станції Каховка становить висота 1-5 см, що відбувається у першій декаді листопада. Максимум висоти спостерігався у другій декаді на висотах 16-20 см, який мав повторюваність 10 %.

У таблиці 6.11 представлено повторюваність різних висот снігового покриву по декадах на станції Асканія. У першій декаді листопада на висотах 0 см та 6-10 см повторюваність складає 70 і 30 % відповідно. Що ж стосується максимуму висоти, то він спостерігався у другій декаді грудня на висотах 16-20 см та першій і другій декаді січня, також на висотах 16-20 см і мав повторюваність 10, 20 і 15 % відповідно до декад.

З таблиці 6.12 видно, що на станції Бехтери повторюваність 100% припадає на першу декаду листопада, що відповідає градації висоти 1-5 см, а максимум висоти спостерігається у першій декаді січня на висотах 21-25 см з повторюваністю 20 %.

У таблиці 6.13 наведено повторюваність різних висот снігового покриву по декадах на станції Генічеськ. Повторюваності різних висот снігового покриву 50 % спостерігаються на станції у першій декаді листопада на висотах 0 см та 1-5 см. Максимум висоти має місце у другій декаді листопада на висотах 11-15 см з повторюваністю 15 %, першій і другій декаді січня та другій декаді лютого з повторюваністю 15, 15 і 25 % відповідно.

З таблиці 6.14 видно, що повторюваність 100 % на станції Хорли припадає на першу декаду листопада на висоти 6-10 см, а максимум висоти спостерігається у першій та другій декаді січня на висотах 21-25 см і має повторюваність 15 % у кожній декаді.

У таблиці 6.15 наведено повторюваність різних висот снігового покриву по декадах на станції Стрілкове. Повторюваність різних висот снігового покриву 100 % спостерігатися у другій декаді листопада на висоті 0 см, а максимум висоти має місце у третій декаді грудня на висотах 11-15 см з повторюваністю 10 %.

З таблиці 6.16 видно, що на станції Херсон 100 % припадає на першу декаду листопада на висоту 1-5 см, а максимум висоти спостерігається у третій декаді січня з висотами 36-40 см і повторюваністю 10 %.

Таблиця 6.9 – Повторюваність різних висот снігового покриву по декадах (%) за 1996-2007 рр. на станції Сірогози

Висота (см)	I			II						I			II			V
0	100	70	20	50	30	50	10	25			15	20	20	30		
1-5		30	80	50	30	25	70	60	90	70	40	40	80	50	100	100
6-10					20	25	10			20	15	40		20		
11-15																
16-20					20						15					
21-25																
26-30									10	10	15					
31-35							10									
36-40								15								

Таблиця 6.10 – Повторюваність різних висот снігового покриву по декадах (%) за 1996-2007 рр. на станції Каховка

Висота (см)	I			II						I			II			V
0				100		20	25	20	20	80		30				
1-5	100	100	100		88	80	60	70	40	20	85	60	100	90	100	
6-10					12		15		40					10		
11-15											15	10				
16-20								10								

Таблиця 6.13 – Повторюваність різних висот снігового покриву по декадах (%) за 1996-2007 рр. на станції Генічеськ

Висота (см)	XI			XII			I			II			III			IV
	1	2	3	1	2	3	1	2	3	1	2	3	1	2	3	1
0	50	25			50		20	15			25		25			
1-5	50	30	60		50	100	50	70	75	70	50	100	75	100	60	100
6-10		30	40				15		25	30					40	
11-15		15					15	15			25					

Таблиця 6.14 – Повторюваність різних висот снігового покриву по декадах (%) за 1996-2007 рр. на станції Хорли

Висота (см)	XI			XII			I			II			III			IV
	1	2	3	1	2	3	1	2	3	1	2	3	1	2	3	1
0								15								
1-5			100	100	75	100	70	50	60	60	60	70				
6-10	100						15	20		20	40	30	80	100	50	
11-15					25					20			20			
16-20									40						50	
21-25							15	15								

Таблиця 6.15 – Повторюваність різних висот снігового покриву по декадах (%) за 1996-2007 рр. на станції Стрілкове

Висота (см)	XI			XII			I			II			III			IV
	1	2	3	1	2	3	1	2	3	1	2	3	1	2	3	1
0		100			20	10		15	20	10		35	40	20		
1-5			100	100	50	60	100	85	80	80	100	55	60	80	70	
6-10					30	20				10		10			30	
11-15						10										

Таблиця 6.16 – Повторюваність різних висот снігового покриву по декадах (%) за 1996-2007 рр. на станції Херсон

Висота (см)	XI			XII			I			II			III			IV
	1	2	3	1	2	3	1	2	3	1	2	3	1	2	3	1
0			50		25	20	10	10	10	30			20		20	50
1-5	100	100	50	100	75	80	70	70	70	25	70	70	40	50	80	50
6-10							10	10	10			15	20			
11-15										15	30	15		50		
16-20										15			20			
21-25																
26-30										15						
31-35							10	10								
36-40									10							

В таблиці 6.17 надано повторюваність зим з різною найбільшою декадною висотою снігового покриву на станціях Херсонської області.

Таблиця 6.17 – Повторюваність зим з різною найбільшою декадною висотою снігового покриву (%)

№	Станція	Висота снігового покриву (см)								
		0	1-5	6-10	11-15	16-20	21-25	26-30	31-35	36-40
1	Сірогози	20	60	10	1	2	-	5	1	1
2	Каховка	15	60	20	2,5	2,5	-	-	-	-
3	Асканія	15	60	10	10	5	-	-	-	-
4	Бехтери	25	40	15	10	5	5	-	-	-
5	Генічеськ	5	75	5	15	-	-	-	-	-
6	Хорли	10	50	20	5	10	5	-	-	-
7	Стрілкове	20	55	20	5	-	-	-	-	-
8	Херсон	15	50	5	10	15	-	2,5	2,5	-

З таблиці видно, що на станції Сірогози 60% випадків приходить на висоту снігового покриву 1-5 см, 20% – на висоту 0 см, 10% – на висоту 6-10 см, 5% – 26-30 см, 2% – 16-20 см, 1% на висоти 11-15, 31-35, 36-40 см. На станції Каховка на висоту снігового покриву 1-5 см приходить 60% випадків, 15% - на висоту 0 см, 20% - 6-10 см та по 2,5% на висоти 11-15 і 16-20 см. На станції Асканія 60% випадків приходить на висоту снігового покриву 1-5 см, 15% - на висоту 0 см, по 10% приходить на висоти 6 – 10 см і 11-15 см, 5% - 16-20 см. На станції Бехтери на висоти 1-5 см приходить 40% випадків, на 0 см – 25% та 15% на висоту 6-10 см, та на висоти 16-20 і 21-25 см по 5%. На станції Генічеськ 75% випадків приходить на висоту снігового покриву 1-5 см, по 5% – на висоти 0 см та 6-10см, та на висоту 11-15 см – 15%. На станції Хорли 50% випадків приходить на висоту 1-5 см, 20% – на висоту 6-10 см, 5% – на висоту 11-15 см і 20-25 см, 10% на висоти – 16-20 см і 0 см. На станції Херсон на висоту 1-5 см приходить 50% випадків, 15% – на висоту 0 та 16-20 см, 10% на висоту – 11-15 см, і по 2,5% на висоти 26-30 та 31-35 см. Що ж стосується станції Стрілкове, то повторюваність 55% має місце на висоті 1-5 см, по 20% на висотах 0 та 6-10 см, 5% на висоті 11-15 см. Найбільшу повторюваність має висота снігового покриву 1-5 см на всіх станціях Херсонської області.

В таблиці 6.18 наведено дані про дати появи та сходу снігового покриву, а також дати утворення та руйнування стійкого снігового покриву.

З таблиці видно, що максимальне число днів з сніговим покривом спостерігається на станції Сірогози і Херсон і складає 36 днів, мінімальне число днів має місце на станції Хорли (22 дні).

З дат появи снігового покриву видно, що сама рання дата появи спостерігається на станції Сірогози (28 жовтня), а сама пізня рання дата – на станції Хорли (21 листопада). Сама пізня дата появи снігового покриву спостерігається на станції Хорли (31 січня). Сама рання дата утворення стійкого снігового покриву спостерігається на станціях Каховка і Асканія (4 листопада), а сама пізня рання дата утворення стійкого снігового покриву припадає на станцію Сірогози (25 листопада). Сама пізня дата руйнування стійкого снігового покриву припадає на станцію Генічеськ (7 квітня).

Сама рання дата сходу снігового покриву спостерігається на станції Каховка (28 грудня), а сама пізня рання дата сходу снігового покриву має місце 1 березня на станції Сірогози. Сама рання пізня дата сходу снігового покриву спостерігається на станції Асканія (26 березня). Сама пізня пізня дата сходу снігового покриву спостерігається 10 квітня на станції Сірогози.

Найбільша кількість зим з відсутністю стійкості снігового покриву складає 98% на станціях Бехтери та Генічеськ. Це відбувається на південних станціях досліджуваного району. Найменша кількість складає 67% на станції Херсон.

Таблиця 6.18 – Дати появи і сходу снігового покриву, утворення і руйнування стійкого снігового покриву

	Станція	Число днів зі сніг. покрив.	Дати появи снігового покриву			Дати утворення стійкого снігового покриву			Дати руйнування стійкого снігового покриву			Дати сходу снігового покриву			Відсоток зим з відсутністю ст. сн. покр.
			серед	сама рання	сама пізня	серед	сама рання	сама пізня	серед	сама рання	сама пізня	серед	сама рання	сама пізня	
1	Сірогози	36	27 XI	28 X	1 I	•	25 XI	-	•	-	29 II	20 III	1 III	10 IV	80
2	Каховка	35	12 XII	4 XI	1 I	•	4 XI	-	•	-	23 II	2 III	28 XII	30 III	83
3	Асканія	29	17 XI	31 X	1 I	•	4 XI	-	•	-	2 II	4 III	24 I	26 III	77
4	Бехтери	28	26 XII	7 XI	1 I	•	7 XI	-	•	-	3 III	12 III	28 II	28 III	98
5	Генічеськ	34	18 XII	16 XI	6 I	•	16 XI	-	•	-	7 IV	6 III	24 I	30 III	98
6	Хорли	22	23 XII	21 XI	31 I	•	21 XI	-	•	-	5 III	1 III	17 II	30 III	83
7	Стрілкове	31	4 XII	16 XI	1 I	•	21 XI	-	•	-	11 II	3 III	21 I	30 III	87
8	Херсон	36	7 XII	7 XI	1 I	•	20 XI	-	•	-	15 III	14 III	27 II	8 IV	67

6.4 Динаміка кліматичних показників снігового покриву на території Одеської та Херсонської областей

Для виявлення динаміки розподілу снігового покриву по території Одеської та Херсонської областей було використано дані з кліматичного довідника 1969 року, в якому описано розподіл снігового покриву за період з 1890 по 1965 роки [4]. Результати наведено в таблиці 6.19.

Таблиця 6.19 – Повторюваність зим з найбільшою декадною висотою снігового покриву (%) в різні періоди дослідження

Роки	Станція	Висота снігового покриву (см)							
		0	1-5	6-10	11-20	21-30	31-40	41-50	51-60
1890-1965	Роздільна		21	28	30	15	3		3
	Одеса	5	68	19	8				
	Ізмаїл	21	51	14	14				
1996-2007	Роздільна		25	25	42	8			
	Одеса		46	27	27				
	Ізмаїл		33	42	25				

З таблиці видно, що повторюваність висоти снігового покриву в Роздільній за період 1890-1965 рр. на висоті 1-5 см складала 21 %, на висоті 6-10 см – 28 %, на висоті 11-20 см – 30 %, 21-30 см – 15 %, 31-40 см – 3 % та 51-60 см – 3 %. В період дослідження 1996-2007 роки на висоті 1-5 та 6-10 см повторюваність висоти снігового покриву складає 25 %, на висоті 11-20 см – 42 % та 21-30 см – 8 %. В Одесі за даними довідника на висоті 1-5 см спостерігалось 68 % випадків, 6-10 см – 19 % та 11-20 см – 8 %, а в 1996-2007 роках на висоті 1-5 см складає 46%, 6-10 см та 11-20 см – 27 %. В Ізмаїлі в період 1890-1965 рр. на висоті 1-5 см – 51 %, 6-10 та 11-20 см повторюваність висоти снігового покриву складає 14 %, в 1996-2007 роках на висоті 1-5 см складає 33 %, 6-10 см – 42 % та на висоті 11-20 см – 25 % випадків. В період, який описано в довіднику 1969 р., на станції Роздільна максимальні значення висоти снігового покриву сягають значень 51-60 см, а в період 1996-2007 рр. максимальне значення висоти спостерігається в межах 21-30 см.

Порівнюючи кількість днів зі сніговим покривом за періоди 1890-1965 та 1996-2007 роки (таблиця 6.20), можна зробити наступні висновки. На станції Затишся за даними довідника спостерігалось 48 днів зі сніговим покривом, а в 1996-2007 роках 54 дня. В Роздільній за період 1890-1965 рр. було виявлено 49 днів, а вже в 1996-2007 роках – 47 днів. В Одесі за даними довідника спостерігалось 34 дня, в 1996-2007 роках менше – 32 дня. За даними 1969 року в Білгород-Дністровському спостерігалось 28 днів, а в 1996-2007 роках більше

– 30 днів. В Сараті спостерігалось 34 дня у період 1890-1965 рр., а в 1996-2007 роках – 31 день. В Болграді за перший період має місце 21 день зі сніговим покривом, а в 1996-2007 роках більше – 35 днів. На станції Вілкове спостерігалось 25 днів у довіднику 1969 року, а в 1996-2007 роках – 26 днів. В Ізмаїлі було виявлено 24 дня зі сніговим покривом за даними довідника, а в 1996-2007 роках – 33 дня. З порівнювального аналізу витікає, що на більшості станцій кількість днів зі сніговим покривом коливається в однакових межах, крім станцій Затишшя, Болград і Ізмаїл. На цих станціях кількість днів збільшилася на 6, 14 та 11 днів відповідно.

Таблиця 6.20 – Дати появи і сходу снігового покриву, утворення і руйнування стійкого снігового покриву за різні періоди дослідження

оки	Станція	Число днів зі сніг. покрив.	Дати появи снігового покриву			Дати утворення стійкого снігового покриву			Дати руйнування стійкого снігового покриву			Дати сходу снігового покриву			Відсоток зим з відсутністю ст. сн. покр.
			серед	сама рання	сама пізня	серед	сама рання	сама пізня	серед	сама рання	сама пізня	серед	сама рання	сама пізня	
1890-1965	Затишся	48	5XII	25X	17I	▪	6XII	-	▪	-	24III	13III	20II	17IV	55
	Роздільна	49	29XI	25X	1I	▪	14XII	-	▪	-	22III	10III	9I	11IV	70
	Одеса	34	10XII	25X	23II	▪	17XII	-	▪	-	17III	10III	3I	18IV	76
	Б-Дністр	28	16XII	11XI	21II	▪	4XII	-	▪	-	3III	10III	10II	30III	84
	Сарата	34	12XII	-	-	▪	-	-	▪	-	-	5III	-	-	88
	Болград	21	21XII	-	-	▪	-	-	▪	-	-	24II	-	-	74
	Вілкове	25	25XII	-	-	▪	-	-	▪	-	-	4III	-	-	90
	Ізмаїл	24	14XII	1XI	9II	▪	-	-	▪	-	-	27II	28XI	31III	92
1996-2007	Затишся	54	15XI	11XI	18XI	▪	1I	-	▪	-	9II	12III	2III	27III	67
	Роздільна	47	13XI	5XI	20XI	3I	1I	-	1III	-	22III	17III	7IV	9IV	75
	Одеса	32	10XI	5XI	25XI	▪	1I	-	▪	-	21II	19III	7IV	8IV	75
	Б-Дністр	30	23XI	21XI	25XI	▪	25XI	-	▪	-	1III	13III	7IV	8IV	75
	Сарата	31	14XI	31X	25XI	▪	1I	-	▪	-	19II	11III	7IV	8IV	75
	Болград	35	10XI	26X	25XI	▪	21XII	-	▪	-	9III	10III	7IV	8IV	67
	Вілкове	26	23XI	11XI	30XI	▪	1I	-	▪	-	3III	4III	8IV	8IV	75
	Ізмаїл	33	12XI	26X	25XI	▪	1I	-	▪	-	10III	5III	8IV	9IV	58

Порівнюючи відсоток зим з відсутністю стійкого снігового покриву можна сказати, що за період 1890-1965 рр. станція Затишшя мала найменшу кількість 55%, а в 1996-2007 роках 67% зим з відсутністю стійкого снігового покриву. В Роздільній за даними довідника було 70% зим з відсутністю стійкого снігового покриву, а в 1996-2007 роках – 75%. В Одесі за довідником 1969 року спостерігалось 76% зим з відсутністю стійкого снігового покриву, а за період 1996-2007 роки – 75%. В Білгород-Дністровському в першому періоді має місце 84%, а в 1996-2007 роках – 75% зим з відсутністю стійкого снігового покриву. В Сараті 88% зим з відсутністю стійкого снігового покриву в період 1890-1965 рр. і 75% в період 1996-2007 рр.. На станції Болград за даними довідника 1969 року спостерігалось 74% зим з відсутністю стійкого снігового покриву, а в період 1996-2007 рр. – 67%. На станції Вілкове за довідником 1969 року спостерігалось 90%, а за 1996-2007 роки – 75% зим з відсутністю стійкого снігового покриву. За період 1890-1965 рр. на станції Ізмаїл відсоток зим з відсутністю стійкого снігового покриву становив найбільшу кількість 92%, а в 1996-2007 роках – 58%. Порівнювальний аналіз дозволяє зробити наступні висновки. На станціях Затишшя і Роздільна відсоток зим з відсутністю стійкого снігового покриву збільшився на 12% і 5% відповідно, на інших станціях цей показник зменшився. Межі цього коливання – від 1% в Одесі до 34% на станції Ізмаїл.

З аналізу дат появи снігового покриву можна зробити висновок, що виникнення снігу в період 1996-2007 років відбувається раніше в середньому на місяць (листопад), ніж за даними кліматичного довідника 1969 року (грудень). Порівнюючи дати сходу снігового покриву, можна бачити, що сніговий покрив сходить в період 1996-2007 років пізніше (перша, друга декада березня), ніж за даними довідника (третя декада лютого, перша декада березня). Це говорить про те, що період поява-схід снігового покриву збільшився в середньому на 20 днів в період 1996-2007 роки.

Дати утворення і руйнування стійкого снігового покриву вказують, що період зі стійким сніговим покривом в середньому зменшується: грудень-березень (за даними довідника) і січень-березень (період 1996-2007рр.).

З таблиці 6.21 видно, що на станції Сірогози максимальна середня декадна висота снігового покриву спостерігається у другій декаді лютого (8 см), мінімальна – на початку березня: перша, друга декади (2 см). В Асканії максимальна висота (7 см) спостерігається в першій декаді січня, мінімальна – в третій декаді лютого (1 см). В Генічеські спостерігається максимальна середня декадна висота в грудні, січні та в лютому (4 см), мінімальна – в січні і лютому у третій декаді (3 см). На станції Херсон максимальна середня декадна висота спостерігається в лютому в першій декаді (7 см), мінімальна – в лютому в третій декаді (4 см). Найбільша за зиму максимальна середня декадна висота снігового покриву спостерігалася на станції Сірогози і складає 12 см, найменша

за зиму максимальна середня декадна висота снігового покриву на всіх станціях і складає 0 см.

Що ж стосується довідника, то на станції Серогози з 1890 по 1965 роки спостерігалася максимальна декадна висота снігового покриву у третій декаді січня та першій декаді лютого (5 см), а мінімальна – в другій, третій декаді грудня та першій декаді березня (1 см). На станції Асканія максимальна середня декадна висота снігового покриву спостерігалася у другій декаді січня (5 см), а мінімальна – у другій декаді грудня та третій декаді лютого (1 см). В Генічеську максимальна висота снігового покриву спостерігалася у третій декаді січня, та першій і другій декаді лютого (4 см), а мінімальна – у третій декаді грудня, першій декаді січня та першій декаді березня (1 см).

Таблиця 6.21 – Середня декадна висота снігового покриву по постійній рейці (см)

Рік	Станція	I			II						I			II			V			спостереження за зимою		
		1	2	3	1	2	3	1	2	3	1	2	3	1	2	3	1	2	3	сер	мак	мін
1996-2007	Серогози					5	4	5	6	5	6	8	4	2	2					4	12	0
	Асканія							7	6	3	4	4	1							3	7	0
	Генічеськ						4	4	4	3	4	4	3							3	8	0
	Херсон							6	5	5	7	5	4							3	11	0
-	Серогози					1	1	2	4	5	5	3	3	1						9	26	1
	Асканія					1	2	3	5	4	4	2	1							9	41	0
	Генічеськ						1	1	2	4	4	4	2	1						7	33	0
	Херсон						1	1	2	2	2	2	2	1						6	13	0

На станції Херсон максимальна висота снігового покриву спостерігалася з другої декади січня по третю декаду лютого (2 см), а мінімальна – третю декаду грудня, першу декаду січня та першу декаду березня (1см). Найбільша за зиму максимальна середня декадна висота снігового покриву спостерігалася на станції Асканія і складала 41 см, найменша за зиму максимальна середня декадна висота снігового покриву на всіх станціях, крім Серогози, і складає 0 см.

В таблиці 6.22 наведено динаміку повторюваності зим з найбільшою декадною висотою снігового покриву (%) в різні періоди дослідження.

Таблиця 6.22 – Повторюваність зим з найбільшою декадною висотою снігового покриву (%) в різні періоди дослідження

Роки	Станція	Висота снігового покриву (см)						
		0	1-5	6-10	11-20	21-30	31-40	41-50
1996- 2007	Херсон	15	50	5	25	2,5	2,5	
	Асканія	15	60	10	15			
	Генічеськ	5	75	5	15			
1890- 1965	Херсон	4	50	18	10	12	4	2
	Асканія	3	30	52	12		3	
	Генічеськ	3	44	44	9			

3

таб

лиці видно, що повторюваність висоти снігового покриву на станції Херсон за період 1890-1965 рр. на висоті 0 см складала 4 %, на висоті 1-5 см – 50 %, на висоті 6-10 см – 18 %, 11-20 см – 10 %, 21-30 см – 12 %, 31-40 см – 4 та 41-50 см – 2 %. В період дослідження 1996-2007 роки на висоті 0 см – 15%, на 1-5 см повторюваність висоти снігового покриву складає 50 %, на висоті 6-10 см – 5 % та 11-20 см – 25 %, та на 21-30 і 31-40 см по 2,5%. В Асканії за даними довідника на висоті 0 см спостерігалось 3 % випадків, 1-5 см – 30 %, 6-10 см – 52 %, 11-20 см – 12%, 31-40 см – 3%, а в 1996-2007 роках на висоті 0 см складає 15%, 1-5 см – 60%, 6-10 см – 10% та 11-20 см – 15 %. На станції Генічеськ в період 1890-1965 рр. на висоті 0 см – 3 %, 1-5 см та 6-10 см повторюваність висоти снігового покриву складає 44 %, 11-15 см – 9%, в 1996-2007 роках на висоті 0 см складає 5 %, 1-5 см – 75 %, 6-10 см – 5%, 11-20 см – 15%.

В період, який описано в довіднику 1969 р., на станції Херсон максимальні значення висоти снігового покриву сягають значень 1-5 см, а в період 1996-2007 рр. максимальне значення висоти також спостерігається в межах 1-5 см. На станції Асканія за даними довідника максимум повторюваності 52 % спостерігається в градації висоти 6-10 см, а в сучасному періоді дослідження 60 % повторюваності має місце у градації висоти 1-5 см. Для станції Генічеськ повторюваність 75 % у періоді дослідження 1996-2007 рр.

спостерігається на висоті 1-5 см, а за даними довідника на градацію 1-5 см припадає повторюваність 44 %.

Максимальна декадна висота снігового покриву за даними довідника для станції Херсон складає 41-50 см, на відміну від періоду дослідження, де максимум спостерігається на висоті 31-40 см. Такі ж відмінності мають місце і для станції Асканія. За період 1890-1965 рр. максимальна декадна висота снігового покриву складає 31-40 см, а для періоду 1996-2007 рр. максимум висоти спостерігається в градації 11-20 см.

В таблиці 6.23 наведено дати появи та сходу снігового покриву, а також дати утворення та руйнування снігового покриву за різні періоди дослідження. З таблиці видно, що максимальне число днів зі сніговим покривом спостерігається на станції Сірогози і складає 36 днів, мінімальне число днів має місце на станції Хорли (22 дні).

З дат появи снігового покриву видно, що сама рання дата спостерігається на станції Сірогози (28 жовтня), а сама пізня – на станції Хорли (21 листопада). Сама рання дата утворення стійкого снігового покриву спостерігається на станції Асканія (4 листопада), а сама пізня дата руйнування стійкого снігового покриву припадає на станцію Генічеськ (7 квітня). Сама рання дата сходу снігового покриву спостерігається на станції Стрілкове (21 січня), сама пізня (10 квітня) – на станції Сірогози.

Найменший відсоток зим з відсутністю стійкості снігового покриву складає 67 % на станції Херсон, найбільший відсоток складає 98 % на станціях Бехтери та Генічеськ.

Порівнюючи кількість днів зі сніговим покривом за періоди 1890-1965 та 1996-2007 роки (таблиця 6.23), можна зробити наступні висновки. На станції Сірогози за даними довідника спостерігалось 47 днів зі сніговим покривом, а в 1996-2007 роках 36 днів. В Асканії за період 1890-1965 рр. було виявлено 45 днів, а вже в 1996-2007 роках – 29 днів. В Бехтерах за даними довідника спостерігалось 29 днів, в 1996-2007 роках менше – 28 днів. За даними 1969 року в Генічеські спостерігалось 38 днів, а в 1996-2007 роках – 34 дні. В Хорлах спостерігалось 37 днів у період 1890-1965 рр., а в 1996-2007 роках – 22 дні. В Стрілкове за перший період має місце 32 дні зі сніговим покривом, а в 1996-2007 роках – 31 день. На станції Херсон спостерігалось 37 днів у довіднику 1969 року, а в 1996-2007 роках – 36 днів. З порівнювального аналізу витікає, що на більшості станцій кількість днів зі сніговим покривом зменшилася у сучасному періоді дослідження.

Таблиця 6.23 – Дати появи і сходу снігового покриву, утворення і руйнування стійкого снігового покриву за різні періоди дослідження

Роки	Станція	Число днів зі сніг. покрив.	Дати появи снігового покриву			Дати утворення стійкого снігового покриву			Дати руйнування стійкого снігового покриву			Дати сходу снігового покриву			Відсоток зим з відсутністю ст. сн. покр.
			серед	сама рання	сама пізня	серед	сама рання	сама пізня	серед	сама рання	сама пізня	серед	сама рання	сама пізня	
1996-2007	Сірогози	36	27 XI	28 X	1 I	•	25 XI	-	•	-	29 II	20 III	1 III	10 IV	92
	Асканія	29	17 XI	31 X	II	•	4 XI	-	•	-	2 II	4 III	24 I	26 III	77
	Бехтери	28	26 XII	7 XI	1 I	•	7 XI	-	•	-	3 III	12 III	28 II	28 III	98
	Генічеськ	34	18 XII	16 XI	6 I	•	16 XI	-	•	-	7 IV	6 III	24 I	30 III	98
	Хорли	22	23 XII	21 XI	31 I	•	21 XI	-	•	-	5 III	1 III	17 II	30 III	73
	Стрілкове	31	4 XII	16 XI	1 I	•	21 XI	-	•	-	11 II	3 III	21 I	30 III	87
	Херсон	36	7 XII	7 XI	1 I	•	20 XI	-	•	-	15 III	14 III	27 II	8 IV	67
1890-1965	Сірогози	47	10 XII	6 XI	14 I	•	15 XII	-	•	-	7 III	15 III	11 II	11 IV	80
	Асканія	45	13 XII	6 XI	18 I	•	16 XII	-	•	-	5 III	14 III	24 XII	18 IV	82
	Бехтери	29	15 XII	2 XI	15 II	•	-	-	•	-	-	9 III	24 I	6 IV	83
	Генічеськ	38	12 XII	10 XI	19 I	•	15 XII	-	•	-	24 III	12 III	4 XII	19 IV	73
	Хорли	37	15 XII	6 XI	12 II	•	13 XII	-	•	-	25 III	13 III	28 I	15 IV	79
	Стрілкове	32	20 XII	21 XI	11 II	•	15 XII	-	•	-	12 III	14 III	9 II	13 IV	84
	Херсон	37	9 XII	4 XI	14 I	•	13 XII	-	•	-	8 III	12 III	24 XII	17 IV	79

Порівнюючи відсоток зим з відсутністю стійкого снігового покриву можна сказати, що за період 1890-1965 рр. станція Сірогози мала найменшу кількість 80 %, а в 1996-2007 роках 92 % зим з відсутністю стійкого снігового покриву. В Асканії за даними довідника було 82 % зим з відсутністю стійкого снігового покриву, а в 1996-2007 роках – 77 %. В Бехтерах за довідником 1969 року спостерігалось 83 % зим з відсутністю стійкого снігового покриву, а за період 1996-2007 роки – 98 %. В Генічеську в першому періоді має місце 73 %, а в 1996-2007 роках – 98 % зим з відсутністю стійкого снігового покриву. В Хорлах 79% зим з відсутністю стійкого снігового покриву в період 1890-1965 рр. і 73% в період 1996-2007 рр. На станції Стрілкове за даними довідника 1969 року спостерігалось 84% зим з відсутністю стійкого снігового покриву, а в період 1996-2007 рр. – 87 %. На станції Херсон за довідником 1969 року спостерігалось 79 %, а за 1996-2007 роки – 67 % зим з відсутністю стійкого снігового покриву.

Порівнювальний аналіз дозволяє зробити наступні висновки. На більшості станцій цей кліматичний показник збільшився, тобто збільшилась кількість зим з відсутністю стійкого снігового покриву.

З аналізу дат появи та сходу снігового покриву можна зробити висновок, що період поява-схід снігового покриву декілька зменшився у сучасному періоді дослідження.

Дати утворення і руйнування стійкого снігового покриву вказують, що період зі стійким сніговим покривом в середньому зменшується.

В таблицях 6.24-6.29 наведено повторюваність різних висот снігового покриву по декадах на станціях Херсонської області за різні періоди дослідження.

Таблиця 6.24 – Повторюваність різних висот снігового покриву по декадах (%) за 1996-2007 рр. на станції Асканія

Висота (см)	I			II						I			II			V
	1	2	3	1	2	3	1	2	3	1	2	3	1	2	3	1
0	70		70	50	40	15			15			40	40			
1-5		100	30		50	70	60	70	80	70	60	60	40	90	100	
6-10	30			50				15		15	40		20	10		
11-15						15	20		5	15						
16-20					10		20	15								

Таблиця 6.25 – Повторюваність різних висот снігового покриву по декадах (%) за 1890-1965 рр. на станції Асканія

Висота (см)	XI			XII			I			II			III			IV		
	1	2	3	1	2	3	1	2	3	1	2	3	1	2	3	1	2	
0	97	100	94	84	69	58	61	52	36	27	21	45	57	74	94	97	97	
1-5	3		6	13	31	36	27	33	43	49	55	37	34	26	6	3	3	
6-10				3		6	12	12	12	9	12	12	9					
11-20								3	6	12	12	6						
21-30									3	3								

Таблиця 6.28 – Повторюваність різних висот снігового покриву по декадах (%) за 1996-2007 рр. на станції Херсон

Висота (см)	XI			XII			I			II			III			IV
	1	2	3	1	2	3	1	2	3	1	2	3	1	2	3	1
0			50		25	20	10	10	10	30			20		20	50
1-5	100	100	50	100	75	80	70	70	70	25	70	70	40	50	80	50
6-10							10	10	10			15	20			
11-15										15	30	15		50		
16-20										15			20			
21-25																
26-30										15						
31-35							10	10								
36-40									10							

Таблиця 6.29 – Повторюваність різних висот снігового покриву по декадах (%) за 1890-1965 рр. на станції Херсон

Висота (см)	XI			XII			I			II			III			IV		
	1	2	3	1	2	3	1	2	3	1	2	3	1	2	3	1	2	3
0	98	96	90	84	63	65	53	33	38	45	46	67	75	79	100	98	100	
1-5	2	4	8	16	33	27	31	39	40	37	40	29	25	19		2		
6-10			2		2	4	8	16	8	8	10							
11-20					2	2	2	8	8	2		4		2				
21-30							4	2	6	6	4							
31-50						2	2	2		2								

З таблиць видно, що висота снігового покриву на території Херсонської області зменшилася у період 1996-2007 рр. у порівнянні з періодом 1890-1965 рр.

Дослідження розподілу снігового покриву на території Одеської і Херсонської областей дають можливість стверджувати, що кількісні характеристики кліматичних показників розглянутого регіону зменшуються в період 1997-2007 р.р. у порівнянні з даними кліматичного довідника. Така тенденція спостерігається і для тривалості стійкого снігового покриву на території досліджуваного району.

Середня декадна висота снігового покриву на території Одеської та Херсонської областей зменшилася; максимальна і мінімальна декадні висоти снігового покриву на станціях розглянутого регіону у досліджуваний період 1996-2007 рр. зменшилася у порівнянні з даними кліматичного довідника, який описує період 1890-1965 рр. З порівнювального аналізу кількості днів зі сніговим покривом за різні періоди дослідження витікає, що на більшості станцій кількість днів зі сніговим покривом зменшилася у сучасному періоді дослідження. На більшості станцій збільшилась кількість зим з відсутністю стійкого снігового покриву. Дати утворення і руйнування стійкого снігового покриву вказують, що період зі стійким сніговим покривом в середньому зменшується.

Дослідження розподілу снігового покриву на території Одеської і Херсонської областей дають можливість стверджувати, що кількісні характеристики кліматичних показників розглянутого регіону зменшуються в період 1997-2007 рр. у порівнянні з даними кліматичного довідника. Така тенденція спостерігається і для тривалості стійкого снігового покриву на території досліджуваного району.

ВИСНОВКИ

Проведене дослідження дозволило встановити, що протягом XX і початку XXI століть у режимі опадів намітились суттєві зміни. Але вони не однакові за напрямком та інтенсивністю. Ці відмінності характерні як для окремих територій, так і для сезонів року.

1. Співставлення багаторічних значень опадів за різні періоди усереднення в межах XX століття свідчать про те, що для території України було притаманним збільшення річної кількості опадів. За окремі півріччя характер змін зберігається, але інтенсивність їх різна: більш помітне збільшення опадів відбувалось у холодне півріччя, менше або майже незмінним воно було у тепле півріччя.

2. Встановлена динаміка континентальності клімату. У період до 1965 року майже вся південна територія України (окрім її крайніх районів) може бути віднесена до континентального типу клімату. У період після 1965р. і до кінця XX століття, південні регіони території дослідження переходять у напівконтинентальний тип клімату. Дані періоду на межі XX і XXI століть, свідчать про те, що вся територія Причорномор'я перейшла в статус регіону з напівконтинентальним типом клімату.

3. Для району Причорномор'я в межах XX ст. характерне збільшення річної кількості опадів. За окремі півріччя характер змін зберігається, але інтенсивність їх різна: більш помітне збільшення опадів відбувалось у холодне півріччя, менше або майже незмінним воно було у тепле півріччя.

4. За 20-річний період дослідження на межі століть на всій території Причорномор'я, за винятком центральних районів Одеської області, спостерігається зменшення річної кількості опадів. Суттєвими вони були тільки на сході і північному сході Миколаївської області: зменшення річної кількості опадів тут становило майже 40-50 мм.

Зміни в режимі річних опадів зумовлені аналогічними їх змінами, які відбувались у теплий період, коли зменшення опадів спостерігалось майже по всій території дослідження. У протилежність цьому у холодному півріччі переважним було менш інтенсивне, але збільшення опадів.

5. Зміни у режимі опадів кожного десятиріччя на межі сторіч свідчать про суттєві їх розбіжності: для першого десятиріччя (до 2000р.) властивим було зменшення річних опадів на значній частині території дослідження в межах 10-40 мм. І тільки на границі з Молдовою, у південній частині Одеської області, тенденція цих змін була протилежна; у другому десятиріччі (до 2009 р.) за характером змін територія дослідження поділилася майже на дві однакові частини: східні райони відрізнялись збільшенням річної кількості опадів (20-40 мм), а західні – їх зменшенням (в середньому на 20 мм).

Характер змін опадів у тепле півріччя в першому десятиріччі протилежний змінам річної їх кількості. У другому десятиріччі характер змін опадів у теплий період майже співпадає з характером змін їх річної кількості.

У холодний період по кожному окремому десятиріччю характер змін майже схожий зі змінами річної кількості опадів.

6. Оцінка характеру змін кількості опадів в районі міста Одеси, розташованого в регіоні з нестійким режимом зволоження, узгоджується із загальним уявленням про спрямованість змін режиму опадів.

7. На більшій частині території Кримського півострова виявлена тенденція до збільшення місячних, сезонних і річних сум опадів. Найбільше зростання кількості опадів – у холодний період на північно-східних схилах Кримських гір – 155 мм. У середньому по Криму у холодний період кількість опадів збільшилась майже на 16%, теплий – 10%, за рік – 11%.

Річний хід опадів за останні 30 років на переважній кількості станцій став більш згладженим. Максимальна кількість опадів випадала влітку, на Південному березі Криму – взимку, мінімальна – по всій території зсунулась з весни на осінь.

8. Аналіз просторового розподілу індексу скісного дощу за період 1895-1965 рр. дозволив виявити, що найбільше дощовому впливу підлягають стіни будинків західних регіонів України, особливо у районі Карпат: індекс тут значно перевищує значення 2,0. Смуга таких же значень індексу розташувалась і у східних районах України.

Просторовий розподіл індексу «скісного» дощу за період 1961-1990 рр. відрізняється від попереднього періоду: значно зменшилась територія з індексом, більшим за 2,0 (вони виділяються окремими осередками в районі Львова, у смузі Хмельницький – Коростень, в районі Донецької височини, а також на північному сході у районі Сум). На решті території значення індексу менші за 2,0 (до 1,45 на півдні країни).

Загальна тенденція підвищення опадів не сприяє суттєвим змінам у режимі зволоження стін будівель. Це, на наш погляд, пов'язано з загальною тенденцією зменшення швидкості вітру на всій території України.

9. Дослідження просторового розподілу багаторічних місячних значень опадів на вертикальні поверхні без врахування їх орієнтації у вересні виявило наступне.

Найбільша кількість скісних дощів у середньому випадає на станціях Плай (262 мм) та Пожижевська (244 мм) і вона більше ніж вдвічі перевищує кількість опадів на горизонтальну поверхню, і приблизно на таку ж величину перевищує кількість скісних дощів на Ай-Петрі (106 мм).

У Криму на 70% станцій відношення P_v/P_g коливається у межах 1,2-1,7, тобто протягом місяця на вертикальну поверхню осідає опадів більше, ніж на

горизонтальну. Для України ж в цілому на 79% станцій $P_B/P_T < 1$ (переважають опади на горизонтальну поверхню).

10. Врахування орієнтації стін показує, що кількість таких опадів для вертикальних поверхонь, орієнтованих на різні сторони світу, є невеликою (менше 10 мм) і лише у Чернігові вони становлять 13,2 мм (і саме тут на вертикальну поверхню осідає опадів більше, ніж на горизонтальну). Результати розрахунків можуть бути використані у будівельному проектуванні і при прийнятті архітектурно-планувальних рішень.

11. Динаміка місячної кількості опадів на території лівобережної України за період 1901-2000 рр. вказує на те, що у зимовий та осінній періоди різкі зміни місячної кількості опадів також припали на період 70-х років ХХ століття, що на наш погляд, пов'язано зі змінами загальної циркуляції атмосфери у цей період. Навесні та влітку на території, що досліджується, режим зволоження має складний характер і потребує подальших досліджень.

12. Визначена динаміка середньомісячної температури повітря та місячної кількості опадів на початку ХХІ століття:

- порівняно з кліматичною нормою температура повітря у січні, липні та жовтні прожовжує зростати;
- найбільше зростання температури повітря за період 2001-2010 рр. відбулося взимку (на 1,6°C) та влітку (на 1,5°C);
- у квітні намітилося незначне зменшення температури повітря;
- у липні та жовтні після 2010 року відповідно до визначених тенденцій слід очікувати зменшення температури повітря до 2030 року;
- динаміка місячної кількості опадів у січні, липні та жовтні вказує на подальше її зменшення після 2010 року, яке буде тривати приблизно до 2030 року;
- у квітні треба очікувати збільшення кількості опадів.

13. Дослідження добової кількості опадів за період 2000-2009 рр. на станції Харків вказують на нестійкий характер вологісного режиму на території північно-східної України:

- на станції спостерігається 52% днів з дощем;
- переважають опади до 10 мм за добу (93%);
- малоймовірними є опади більше 10 мм (7%), які можуть спостерігатися 13-14 днів щорічно.

14. Для опису режиму зволоження на досліджуваній території у лютому-квітні, вересні-листопаді та грудні треба враховувати дві головні компоненти, які будуть вичерпувати від 64% до 76% сумарної дисперсії цього поля, а з травня по серпень – три головні компоненти, які складають більше 50% дисперсії поля місячної кількості опадів.

15. Кластерний поділ лівобережного регіону країни відповідно до особливостей формування опадів вказують на існування трьох районів (I, II, III) на території даного регіону:

- перший (північний) переважно займає територію Чернігівської, Київської, Сумської та Полтавської областей;
- другий (центральний) – територію Дніпропетровської, Харківської, Луганської та північну частину Запорізької і Донецької областей;
- третій (південний) – узбережжя Азовського моря (південну частину Запорізької, Донецької областей). Розташування районів переважно широтне.

16. Проведене дослідження вказує на часову мінливість місячної кількості опадів упродовж року на території лівобережної України; значна мінливість опадів відбувається у весняний період, коли існують локальні райони, що відбивають особливості місцевої орографії.

17. Кластерний аналіз підтвердив існування на території лівобережної України основних районів, які формуються під впливом великомасштабних основних складових атмосферної циркуляції: Північної Атлантики та Середземномор'я, а також Сибірського максимуму.

18. Статистичні дослідження метеорологічних та аеросиноптичних характеристик сильних дощів на території України в цілому та Західної України за період 1992-2006 рр. вказують на те що:

- найбільш повторюваним (43%) СГЯ на території України за період 1992-2006 рр. є сильний дощ;
- просторовий розподіл повторюваності сильного дощу по території України вказує на те, що найбільш часто сильні дощі випадають в Українських Карпатах та в Криму;
- найбільшу повторюваність мають дощі з тривалістю 3 та 12 годин;
- дощі на території західного регіону України з кількістю опадів 35 мм за 12 год і менше спостерігаються кожного року (100%-ва забезпеченість), раз у 10 років - з кількістю опадів 65 мм, раз у 5 років - 60 мм;
- найбільш повторюваними є ті випадки випадіння сильного дощу, коли висота рівню конденсації мала значення в діапазоні 892-920 гПа;
- найбільш часто сильні дощі спостерігаються, коли температура на висоті рівня конденсації має значення в діапазоні 280-286 К;
- у випадках, коли спостерігається сильний дощ, на баричній поверхні 850 гПа найбільш повторюваним є східний, південно-західний та північно-західний напрямки, на 700 гПа – східний напрямок та всі складові південного, на 500 гПа – західний, східний, південно-східний та всі складові північного вітру;
- сильний дощ має найбільшу повторюваність при виході південних циклонів, при проходженні фронтальних розділів з Північної Європи; при блокуванні з двох сторін антициклонами області пониженого тиску, через яку проходять фронтальні розділи; при активізації циклонічної діяльності над

Середземномор'ям та Чорним морем; небезпечними синоптичними ситуаціями, які спричиняють сильні опади на території Західної України є висотні циклони;

- порівнюючи дані про кількість сильних дощів з літературних джерел минулих років з результатами дослідження в даній роботі можна сказати, що їх кількість збільшилась приблизно вдвічі.

19. На станціях, що віддалені від узбережжя моря та водоймищ відмічається річний хід з максимумом влітку (55-65 мм), а мінімум у холодний період року. У прибережних районах, на станціях Вилкове та Білгород-Дністровський, літній максимум зменшується, а взимку отримано збільшення опадів.

20. Абсолютні максимуми добових сум завищує на всіх станціях 80 мм, абсолютний із абсолютних максимум отриманий для станції Сарата – 118мм в вересні. Всі максимальні добові суми опадів спостерігались в теплий період року, при цьому виявилось, що час спостереження цього спостерігаемого максимуму може зміщуватися з пізньої весни до ранньої осені.

21. В річному ході середніх максимумів добових сум опадів виділяється плато максимальних сум в теплий період року зі значенням від 20 до 25мм, при цьому максимальні значення відмічаються в червні, липні, а на станції Вилкове в вересні. Для холодного півріччя характерні значення близько 10 мм, хоча в Вилкове є деякі завищення у порівнянні з іншими станціями.

22. Багаторічне середньомісячне число днів з опадами на станціях Бесарабії коливається від 9-10днів. Амплітуда річного ходу також коливається від 4 до 6 днів (Ізмаїл, Вилкове). В річному ході маємо два максимуму числа днів з опадами – взимку та влітку, проте на станції Вилкове літній максимум числа днів з опадами відсутній. Виходячи з середніх місячних значень числа днів з опадами витікає, що на протязі місяця число днів з опадами коливається від третини до однієї п'ятої.

23. Максимальне число днів з опадами за рік отримане на станції Болград – 111 днів, а мінімальне на станції Сарата – 98 днів. Опади більше 1мм випадають на протязі двох місяців, більше 5мм менше місяця, більше 10мм більше третини місяця, а опади більше 30мм – 1-1.5 дня.

24. Зимові опади на м. Львів утворюються з жовтня по квітень включно. В жовтні та квітні спостерігається виключно дощ зі снігом.

25. Повторюваність дощу зі снігом є найбільшою. Замерзаюча мряка та замерзаючий дощ реєструються нечасто.

26. З часом спостерігається тенденція до зменшення кількості випадків з замерзаючим дощем та сніговими зернами, виключаючи замерзаючу мряку, для якої було отримано додатний тренд. Для дощу зі снігом має місце поступове збільшення кількості випадків з часом.

27. В добовому розподілі виявляються особливості для внутрішньомасових опадів, а саме для замерзаючої мряки та снігових зерен, які найчастіше спостерігаються в години перед світанком та в години після місцевого заходу сонця. Для фронтальних опадів не виявлено виражених максимумів в добовому ході.

28. Випадіння зимових опадів відбувалось в діапазоні температур від $-15,5^{\circ}$ до $+4,4^{\circ}\text{C}$. Змішані опади у вигляді дощу зі снігом випадали виключно при додатних температурах, при чому максимум повторюваності припадав на слабкі додатні температурі. Максимум повторюваності замерзаючих опадів припадає на інтервал від $-0,6^{\circ}\text{C}$ до $-1,5^{\circ}\text{C}$. Снігові зерна реєструвались виключно при від'ємних температурах не нижче за $-11,5^{\circ}\text{C}$.

29. У Львові при замерзаючій мряці, дощу зі снігом та снігових зернах максимум повторюваності вітру припадає на західний напрямок, що може бути обумовлено високою повторюваністю цього напрямку для західної території України.

30. Виявлено залежність типу зимових опадів від пар таких метеорологічних величин, як температура повітря та швидкість вітру, температура повітря та температура точки роси, температура очки роси та швидкість вітру.

31. Зроблено класифікацію профілів температури для різних типів зимових опадів відносно класифікації, яку було запропоновано для опадів, що утворюються на теплому фронті в зимовий період. Отримано, що домінуючими типами при випадінні всіх зимових опадів є класи „теплий приземний шар” та „скрізь від'ємні температури”.

32. Найчастіше на рівнинній території України з усіх типів атмосферного обледеніння спостерігається ожеледь, в гірських районах домінуючим типом відкладення є зерниста паморозь. В районах Українських Карпат, Кримських гір та Донецької височини атмосферне обледеніння має найбільшу повторюваність.

33. Повторюваність ожеледно-паморозевих явищ та налипань снігу з року в рік зазнає значних коливань: спостерігається тенденція до зменшення кількості випадків атмосферного обледеніння всіх типів, окрім мокрого снігу, для якого визначено додатний тренд, що можна пояснити загальним підвищенням температури та ослабленням швидкості вітру на території України.

34. Найбільша кількість випадків ожеледі припадає на інтервал від -4 до 00°C , для зернистої та кристалічної паморозі максимумами повторюваності посунулися в бік більш низьких температур $-8\ldots-30^{\circ}\text{C}$ та $-18\ldots-80^{\circ}\text{C}$ відповідно. Більшість випадків налипань мокрого снігу спостерігається при додатних температурах від 0 до 10°C .

35. Найчастіше ожеледь спостерігається при східному, південно-східному та південному напрямках вітру в східній Україні, для південної території є типовим вітер північного, північно-східного та східного напрямів, що може бути зумовлено активізацією циклонічної діяльності в зимовий період. В Центральній Україні розподіл напрямів вітру є більш однорідним, оскільки внесок східних вітрів, типових для східних регіонів, зменшується, в той час як західні напрями стають більш частими. В Західній Україні західні напрями вітру стають переважними. Зерниста паморозь має найбільшу повторюваність при південному вітрі. Для кристалічної паморозі, як і для мокрого снігу, не простежується тісного зв'язку між появою явища та певним напрямом вітру.

36. В роботі для території України визначено дискримінантні функції, які відокремлюють різні типи атмосферного обledenіння в залежності від температури та вітру.

37. Взагалі за досліджуваний період спостерігалось 109 синоптичних ситуацій, які сприяли утворенню і зберіганню снігового покриву на території Одеської області, з них 64 циклона і 45 антициклонів. Найбільша кількість синоптичних процесів спостерігалась в зимовий період 2002-2003 рр. – 28 випадків; з них: 16 циклонів і 12 антициклонів. Найменша кількість синоптичних процесів спостерігалась в зимовий період 2006 р. – 1 випадок (антициклон). Всього за досліджуваний період спостерігалось циклонів: 29 – південних, 17 – західних, 11 – пірнаючих, 7 – стаціонарних; антициклонів: 15 – західних, 13 – стаціонарних, 12 – північно-західних, 3 – південно-західних, 2 – ультраполярних.

38. Середня декадна висота снігового покриву на території Одеської області за період дослідження 1996-2007 рр. складає 3-4 см. Максимальна декадна висота снігового покриву складає 12 см і спостерігається на станції Сірогози, яка знаходиться на півночі Херсонської області та на відстані від берегової лінії. Максимальна висота снігового покриву 36-40 см спостерігається на станціях Сірогози і Херсон. Найбільша повторюваність декадних висот має місце у градації 1-5 см для Херсонського регіону.

39. Сніговий покрив на території Херсонської області спостерігається з першої декади листопада по першу декаду квітня включно. Максимальне число днів з сніговим покривом спостерігається на станції Сірогози і Херсон і складає 36 днів, мінімальне число днів має місце на станції Хорли (22 дні). Найбільша кількість зим з відсутністю стійкості снігового покриву складає 98% на станціях Бехтери та Генічеськ. Це відбувається на південних станціях досліджуваного району. Найменша кількість складає 67% на станції Херсон.

40. Середня, максимальна і мінімальна декадна висота снігового покриву на станціях Роздільна, Одеса, Ізмаїл у досліджуваний період 1996-2007 рр. зменшилася у порівнянні з даними кліматичного довідника, який описує період 1890-1965 рр. Найбільша декадна висота снігового покриву зменшилася в сучасному періоді: за даними довідника 1969 року вона спостерігається в

межах 51-60 см, а в сучасному досліджуваному періоді – в межах 21-30 см. Для Херсонської області: середня і максимальна декадні висоти снігового покриву значно зменшилися у період дослідження 1996-2007 рр. у порівнянні з періодом 1890-1965 рр.

41. Порівнювальний аналіз кількості днів зі сніговим покривом вказує, що на більшості станцій кількість днів зі сніговим покривом коливається в однакових межах в досліджуваний період та за даними довідника 1969 року, крім станцій Затишся, Болград і Ізмаїл. На цих станціях кількість днів збільшилася у сучасний період на 6, 14 та 11 днів відповідно. На території Херсонської області: кількість днів зі сніговим покривом на більшості станцій зменшилася у сучасному періоді дослідження.

42. На станціях Затишся і Роздільна відсоток зим з відсутністю стійкого снігового покриву збільшився в період досліджень 1996-2007 рр. на 12% і 5% відповідно, на інших станціях цей показник зменшився. Межі цього коливання – від 1% в Одесі до 34% на станції Ізмаїл. На більшості станцій Херсонської області збільшилась кількість зим з відсутністю стійкого снігового покриву.

43. З аналізу дат появи снігового покриву на території Одеської області можна зробити висновок, що виникнення снігу в період 1996-2007 років відбувається раніше в середньому на місяць (листопад), ніж за даними кліматичного довідника 1969 року (грудень). Порівнюючи дати сходу снігового покриву, можна бачити, що сніговий покрив сходить в період 1996-2007 років пізніше (перша, друга декада березня), ніж за даними довідника (третя декада лютого, перша декада березня). Це говорить про те, що період поява-схід снігового покриву збільшився в середньому на 20 днів в період 1996-2007 роки. Для Херсонської області: дати утворення і руйнування стійкого снігового покриву вказують, що період зі стійким сніговим покривом в середньому зменшується: грудень-березень (за даними довідника) і січень-березень (період 1996-2007рр. Дати утворення і руйнування стійкого снігового покриву вказують, що період зі стійким сніговим покривом в середньому зменшується.

ПЕРЕЛІК ПОСИЛАНЬ

1. Барабаш М.Б., Гребенюк Н.П. Зміни клімату в Україні на початку ХХІ ст. //Матеріали міжнародної конференції “Гідрометеорологія і охорона навколишнього середовища – 2002”. – Одеса, 2003. – С. 37-42.
2. Волощук В.М., Бойченко С.Г., Степаненко С.М., Бортник С.Ю., Шищенко П.Г. Глобальне потепління і клімат України. – Київ: КНУ, 2002. – 116 с.
3. Клімат України. За ред. В.М. Ліпінського, В.А. Дячука, В.М. Бабіченко. Київ: Видавництво Раєвського, 2003. – 343 с.
4. Справочник по климату СССР вып. 10, ч. 3 і 4. Л.: Гидрометеиздат, 1967-1969. – 696с.
5. Научно-прикладной справочник по климату СССР. Серия 3. Ч. 1-6, вып. 10. – Л.: Гидрометеиздат, 1990. – 383 с.
6. Швер Ц.А. Атмосферные осадки на территории СССР. – Л.: Гидрометеиздат, 1976. – 302 с.
7. Шкільний Є.П., Лоева І.Д., Гончарова Л.Д. Обробка та аналіз гідрометеорологічної інформації. – Одеса, 1999. – 600 с.
8. Врублевська О.О., Катеруша Г.П., Миротворська Н.К. Кліматологічна обробка окремих метеорологічних величин. Одеса: ТЕС, 2004. – 150 с.
9. Климат и опасные гидрометеорологические явления Крыма //Под ред. Логвинова К.Т., Барабаш М.Б.Л.: Гидрометеиздат, 1982. – 317 с.
10. Врублевська О.О., Катеруша Г.П. Прикладна кліматологія. Конспект лекцій. – Дніпропетровськ: «Економіка», 2005. – 131 с.
- 11.Цвид А.А. Измерение осадков, выпадающих на вертикальные поверхности. – Метеорология и гидрология, 1960, № 1. – С. 40-42.
- 12.Цвид А.А., Данилов В.А. О связи количества влаги, выпавшей на вертикальные поверхности со скоростью ветра и осадками. – Хабаровск: 15 ДВ Промстройпроект, 1964, вып. 6, № 15. С. 92-105.
- 13.Швер Ц.А., Дейч О.А., Петрова В.А. Некоторые расчетные характеристики дождей. Тр. ГГО, вып. 520, 1988. С.99-107.
- 14.Иванова Е.В. Специализированные характеристики интенсивности осадков для прикладных целей. Автореферат канд. диссерт. С.-П., 2011 – С. 22-42.
- 15.Богданова Э.Г. Методика расчёта сумм осадков, проходящих через вертикальные сечения. – Тр. ГГО, 1975, вып. 341. – С.79-86.
16. Серга Э.Н. Универсальный адаптивный итерационный метод кластерного анализа // Метеорологія, кліматологія та гідрологія: Міжвід. наук. зб. України. – Одеса. – 2003. – Вип. 47. – С. 83-89.
- 17.Гребенюк Н.П. Нове про зміни глобального та регіонального клімату в Україні на початку ХХІ ст./Н.П. Гребенюк, Т.В. Корж, О.О. Яценко //Водне господарство України. – 2002. – № 5-6. – С. 34-45.

18. Волощук В.М. Глобальне потепління і клімат України: регіональні, екологічні та соціальні аспекти /В.М. Волощук, С.Г. Бойченко, С.М. Степаненко – К.: ВПЦ «Київ.ун-т». – 2002. – 117 с.
19. Балабух В.О. Інтенсивність синоптичних процесів, що зумовлюють стихійну кількість опадів у теплий період, та її мінливість наприкінці ХХ – на початку ХХІ ст./В.О. Балабух // Метеорологія, кліматологія та гідрологія: Міжвід. наук. зб. України. – Одеса. – 2008. – Вип. 50. – С. 130-135.
20. Барабаш М.Б. Дослідження змін та коливань опадів на рубежі ХХ і ХХІ ст. в умовах потепління глобального клімату /М.Б. Барабаш, Т.В. Корж, О.Г. Татарчук // Наук. праці УкрНДГМІ. – Вип. 253. – К.: Ніка-Центр. – 2004. – С. 92-102.
21. Волощук В.М. Вплив загального глобального потепління клімату на середньорічну інтенсивність опадів в Україні /В.М. Волощук, С.Г. Бойченко // Доп. НАН України. – 1998. – № 6. – С. 125-130.
22. Кліматичні стандартні норми (1961-1990 рр.). – К., 2002. – 446 с.
23. Решетченко С.І. Статистичні характеристики температури повітря та опадів у другій половині ХХ століття на території лівобережної України / С.І. Решетченко // Вісник Харківського націон. ун-ту ім. В.Н. Каразіна. – Харків, 2009. – № 864. – С. 225-231.
24. Филоненко А.Ю. Тенденция изменения распределения по территории Украины атмосферных осадков в период с 1973 по 2006 гг. /А.Ю. Филоненко, Ю.М. Мацук // Географія в інформаційному суспільстві: Зб. наук. праць. – Київ: ВГЛ Обрій, 2008. – Т. 3. – С. 64-66.
25. Гончарова Л.Д. Особливості статистичної структури полів температури повітря та опадів у другій половині ХХ століття на території лівобережної України / Л.Д. Гончарова, С.І. Решетченко // Вісник Одеського державного екологічного університету. – Вип. 9.– Одеса: ТЕС, 2010. – С. 103-113.
26. Доценко С.А. Солнечная активность и временная изменчивость климата /С.А. Доценко //Український гідрометеорологічний журнал. – 2010. – № 6. – С. 109-119.
27. Справочник по климату СССР. Вып. 10, ч. 1.- Л.: Гидрометеиздат, 1971. – 959 с.
28. Климат Харькова / Под ред. В.Н. Бабиченко. – Л.: Гидрометеиздат, 1983. – 216 с.
29. Положення про порядок складання та передачі попереджень і донесень про виникнення стихійних явищ, різких змін погоди, поєднання небезпечних явищ та випадків екстремально високого забруднення природного середовища. – Київ: Держкомгідромет України. 1994. – 34с.
30. Настанова по службі прогнозів та попереджень про небезпечні та стихійні явища погоди. – К.: Держ. гідрометеорологічна служба, 2003. – 30 с.

- 31.Огляд стихійних гідрометеорологічних явищ за 1992-2006 рр. – К.: Укр. гідрометеорологічний центр, Центральна геофіз. обсерваторія, 1993-2007 рр. – 50 с.
- 32.Стихийные метеорологические явления на Украине и в Молдавии/ Под ред. В. Н. Бабиченко. – Л.: Гидрометеиздат, 1991. – 224с.
- 33.Метеорологические данные за отдельные годы. Ливневые дожди и суточные количества осадков за 1936-1959 гг. Л.: Гидрометеиздат, 1960. – Вып.10. – Т.1.–1019с
34. Метеорологические данные за отдельные годы. Ливневые дожди и суточные количества осадков за 1960 г. Л.: Гидрометеиздат, 1962. – Вып.10. – 86с.
- 35.Климатический справочник СССР. Выпуск 10. Киев, 1950. – 704 с.
36. Научно-прикладной справочник по климату СССР. Выпуск 10. Части 1-6. Л.: Гидрометеиздат, 1990. – 608 с.
- 37.Абрамович К.Г. Особенности распределения метеорологических величин в нижней тропосфере при облачном и ясном небе//Труды ЦИП, 1964. – Вып. 6. – С. 15–36.
- 38.Арабей Е.Н. Обнаружение облачных слоев по радиозондовым данным//Метеорология и гидрология, 1975. – № 6. – С. 32-37.
- 39.Воробьёв В.И. Синоптическая метеорология. – Л.: Гидрометеиздат, 1991. – 615с.
- 40.Гоголева Е.И. Условия формирования низких облаков и возможности их прогнозирования на территории России. – Л.: Гидрометеиздат, 1956. – 115с.
- 41.Дмитриева-Арраго Л.Р., Колоскова Л.Ф. Приближенный метод определения границ облаков//Метеорология и гидрология, 1969. – № 6. – С.47-52.
- 42.Заварина М.В. Определение верхних границ слоистых облаков по радиозондовым данным// Труды ГГО, 1966. – Вып. 200. – С. 11-18.
- 43.Климат Украины. Под ред. Приходько Г.Ф., Ткаченко А. В., Бабиченко В.Н. – Л.: Гидрометеиздат, 1967. – 472с.
- 44.Логвинов К. Т., Бабиченко В.Н., Кулаковская М. Ю. Опасные явления погоды на Украине .– Л.: Гидрометеиздат , 1972. – 236с.
- 45.Мошников А.И. Диагноз толщины облачных слоев с помощью аэрологической диаграммы// Труды ВВИА им. Воейкова, 1959. - Вып. 308. – С. 44–51.
- 46.Руководство по краткосрочным прогнозам погоды, ч. 1, изд. 3.– Л.: Гидрометеиздат, 1986. – 545с.

47. Стихійні метеорологічні явища на території України за останнє десятиріччя (1986–2005 рр.)/За ред. В.М.Ліпінського, В.І.Осадчого, В.М.Бабіченко. – К.: Ніка–Центр, 2006. – 312 с.
48. Шакина Н.П., Скриптунова Е.Н., Иванова А.Р. Анализ данных радиозондирования и данных наземных наблюдений по замерзающим осадкам в аэропортах Москвы// Метеорология и гидрология, 2003, № 6, с. 40-58.
49. Шакина Н.П., Скриптунова Е.Н., Иванова А.Р., Беркович Л.В., Ткачева Ю.В. Диагностические исследования и моделирование процессов циклогенеза, фронтогенеза и погодных условий на различных стадиях развития циклонов// Труды Гидрометеорологического научно–исследовательского центра Российской Федерации. – вып. 335. – 2000. – с.3-25.
50. Шакина Н.П., Скриптунова Е.Н., Иванова А.Р. Объективный анализ атмосферных фронтов и оценка его эффективности.// Метеорология и гидрология. – 2000. – № 7. – с. 5-16.
51. Hobbs P.V. Organization and structure of clouds and precipitation on the mesoscale and microscale in cyclonic storms. – Rev. Geophys. Space Phys., 1978, vol. 16, No. 4, pp. 741-755.
52. Khomenko I.A., Chakina N.P. Freezing precipitation in the Ukraine//Фізична географія та геоморфологія, № 57, Київ, 2009, pp. 49-53.
53. Khomenko I. A. et al. Freezing precipitation in Russia and the Ukaraine. Advances in Geosciences, 10, 25-29, 2007.
54. Milbrandt, J. A., and M. K. Yau, 2005b: A multimoment bulk microphysics parameterization. Part II: A proposed three-moment closure and scheme description. J. Atmos. Sci., 62, 3065-3081.
55. Strapp J., Stuart R., Isaac G., 1996: A Canadian climatology of freezing precipitation, and a detailed study using data from St. John's, Newfoundland, In: Proc. FAA Internat. Conf. Aircraft In-flight Icing, Springfield, Virginia, 6-8 May 1996.
56. Theriault, J.M., R.E. Stewart, W. Henson, 2010, On the Dependence of Winter Precipitation Types on Temperature, Precipitation Rate, and Associated Features. Journal Of Applied Meteorology And Climatology, 49, 1429-1442 pp.
57. Theriault, J. M., and R. E. Stewart, J. A. Milbrandt, and M. K. Yau, 2006: On the simulation of winter precipitation types. J. Geophys. Res., 111, D18202, doi:10.1029/2005JD006665.
58. Исаев А.А. Статистика в метеорологии и климатологии М.: Издательство МГУ, 1988. — 248с. ISBN -5-211-00120-6
59. Пановский Г.А., Брайер Г.В. Статистические методы в метеорологии. Л.: Гидрометеоиздат, 1967. – 242 с.

60. Drage, Magne A., 2005: Atmospheric icing and meteorological variables – Full scale experiment and testing of models. D.S. Thesis, University of Bergen, Bergen, Norway, , 140 p.
61. Farzaneh M, Savadjiev K (2001) Icing Events Occurrence in Qu'ebec: Statistical analysis of field data. *Int J of Offshore Polar Eng*, 11, no 1 March: 9–15.
62. Farzaneh, M., Ed., *Atmospheric Icing of Power Networks*, Springer, Berlin, ISBN 9781402085307, August 2008, 320 p.
63. Fikke, S.M. et al. (2007a) COST Action 727 Atmospheric icing on structures. Measurements and data collection on icing. State of the art. Veröffentlichung MeteoSchweiz Nr 75
64. Fikke, Svein M. *Modern Meteorology and Atmospheric Icing*. IWAIS XI, Monreal, June 2005.
65. ISO (2000) *Atmospheric icing of structures*. International Standardization Organisation (ISO) International Standard 12494.
66. Д. М. Грей, Д. Х. Мейл *Снег справочник*. – Ленинград: Гидрометиздат, 1986.
67. Bagnold R. A. 1941. *The physics of blown sand and desert dunes*. Methuen and Co., London.
68. Schmidt R. A. Jr. 1972. Sublimation of wind-transported snow- A model. *Res. Rap. RM- 90*, USDA For. Serv., Rocky Mtn. For. And Range Expt. Stn., Fort Collins, colo.
69. Radok U. 1977. Snow drift. *J. Glaciol.*, Vol. 19, pp. 123-129.
70. Kung E. C., R. A. Bryson and D. J. Lenschov. 1964. Study of continental surface albedo on on the basis of flight measurements and structure of the earth's surface cover over North America. *Mon. Weather Rev.*, Vol. 92, pp. 543-564.
71. 6. *Наставление гидрометеорологическим станциям и постам*. Выпуск 3, часть 1. – Гидрометеиздат, 1985, 301с.
72. Школьный Е.П. *Физика атмосферы*. – Одесса, 1997, 698с.
73. Боровская Г.А. *Количественные характеристики внутренней структуры АПС для типовых синоптических ситуаций на Украине – Диссертация на соискание ученой степени кандидата наук*. – Одесса, 1992, 210с.