

УДК 551.589.1:577.1:524.3

УКПП XXXXXX

№ держреєстрації 0120U100487

Інв. № \_\_\_\_\_

**МІНІСТЕРСТВО ОСВІТИ І НАУКИ УКРАЇНИ**

**ОДЕСЬКИЙ ДЕРЖАВНИЙ ЕКОЛОГІЧНИЙ УНІВЕРСИТЕТ**

65016, м. Одеса, вул. Львівська, 15; тел. (0482) 42-77-67, [meteo@odeku.edu.ua](mailto:meteo@odeku.edu.ua)



ЗАТВЕРДЖУЮ  
Проректор з НР  
д.геогр.н., с.н.с.  
Ю.С. Тучковенко

20.12.2020

**ЗВІТ  
ПРО НАУКОВО-ДОСЛІДНУ РОБОТУ**

**РОЗРОБКА ТА ВДОСКОНАЛЕННЯ МЕТОДІВ ПРОГНОЗУ НЕБЕЗПЕЧНИХ  
ТА СТИХІЙНИХ МЕТЕОРОЛОГІЧНИХ ЯВИЩ НАД УКРАЇНОЮ  
(проміжний)**

Науковий керівник НДР

к.геогр.н., доцент

А.Б. Семергей-Чумаченко

(підпис)

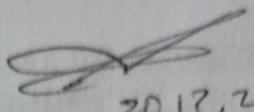
20.12.2020 р.

2020

Результати роботи розглянуті на засіданні НТР ОДЕКУ  
протокол № 5 від 24.12.2020 р.

## СПИСОК АВТОРІВ

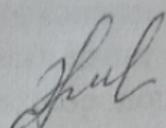
Доцент кафедри  
метеорології та кліматології  
канд. геогр. наук, доцент



20.12.20

А.Б. Семергей-  
Чумаченко  
(реферат, вступ,  
висновки,  
розділи 1, 2)

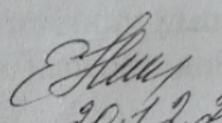
Відповідальний виконавець,  
доцент кафедри метеорології  
та кліматології, канд. геогр. наук, доцент



(20.12.2020)

Е.В. Агайар  
(розділ 1 )

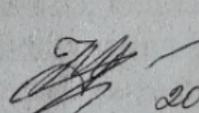
Доцент кафедри  
метеорології та кліматології,  
канд. геогр. наук, доцент



20.12.20

О.М. Нажмудінова  
(розділ 1,2)

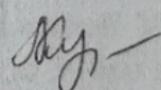
Доцент кафедри  
метеорології та кліматології,  
канд. геогр. наук



20.12.20

Н.М. Міщенко  
(розділ 2)

Нормоконтролер



Л.І. Моренець-  
Кубанська

## РЕФЕРАТ

Звіт з НДР: 67 с., 29 рис., 3 табл., 68 джерел.

### СИЛЬНИЙ ВІТЕР, АНОМАЛІЇ ТЕМПЕРАТУРИ, СИЛЬНІ І НАДЗВИЧАЙНІ ОПАДИ, ІНДЕКСИ КОНВЕКЦІЇ, ГРОЗА.

Об'єкт дослідження – метеорологічні та циркуляційні умови формування небезпечних метеорологічних явищ над Україною.

Мета роботи є розробка нових та вдосконалення існуючих методів прогнозу небезпечних та стихійних метеорологічних явищ над різними регіонами України, а також характеристика мінливості метеорологічних величин та циркуляційних умов на території України під час кліматичних змін

Призначення роботи полягає у підвищенні якості прогностичного забезпечення економіки держави через розробку нових та вдосконалення традиційних методів прогнозу небезпечних метеорологічних умов, виявлення та типізацію метеорологічних і циркуляційних умов напередодні виникнення небезпечних явищ погоди над територією України.

Методи дослідження – обробка метеорологічних даних різного походження, просторово-часове узагальнення метеорологічної та синоптичної інформації, синоптичний аналіз, статистичний аналіз, кількісна оцінка стану атмосфери.

Виявлені циркуляційні умови виникнення зон сильного вітру та хуртовин над півднем та сходом України. Перевірена та оновлена типізація синоптичних процесів, які сприяють посиленню швидкості вітру.

В результаті дослідження з використанням даних атмосферного реаналізу ERA5 за період 1979-2019 рр. для території України визначений просторово-часовий розподіл опадів з інтенсивністю 50 мм за 12 год. та більше, та виявлено наявність тенденції до збільшення кількості сильних снігопадів та зменшення сильних дощів за останні 40 років в Україні.

Встановлено, що при виникненні надзвичайних опадів над Закарпатською областю у теплий період 2016-2019 рр. для оцінки можливості посилення опадів доцільно застосовувати число Вайтинга, відносну завихореність шторму та вологоміст всієї купчастої хмари.

Визначено, що з листопада до березня за 2010-2019 рр. на території України переважали додатні аномалії середньомісячної температури повітря, але в окремі роки (від 2 до 4-х) відзначалися значні від'ємні відхилення від кліматологічної норми. Виявлено, що основний вплив на температурне поле мали масштабні циркуляційні процеси, що визначали погодні умови на великих територіях, а не місцеві умови.

Підтверджено, що використання прогностичних даних адвекції вологи у граничному шарі атмосфери дозволяє завчасно діагностувати формування конвективних явищ, що разом з даними температурно-вітрового зондування атмосфери збільшує ефективність прогнозу грози.

Умови одержання звіту: Одеський державний екологічний університет,  
65016, Україна, м. Одеса, вул. Львівська 15.

## ЗМІСТ

Вступ .....	5
1 Циркуляційні умови посилення вітру та температурні аномалії	
над Україною .....	6
1.1 Повторюваність та типи синоптичних процесів утворення сильного	
вітру над Північно-Західним Причорномор'ям .....	6
1.2 Характеристика синоптичних процесів та термодинамічного стану	
нижньої тропосфери при виникненні сильного вітру над Одещиною .....	11
1.3 Виникнення хуртовин на території Одеської області у 2014-2018 рр.....	24
1.4 Температурні аномалії холодного періоду на	
території України у 2010-2019 рр.....	32
2 Сильні опади та конвективні явища .....	42
2.1 Просторово-часовий розподіл сильних опадів над Україною	
у 1979-2019 рр. за даними реаналізу ERA5.....	42
2.2 Характеристика термодинамічних умов утворення та прогноз	
надзвичайних опадів за допомогою індексів конвекції	
у Закарпатської області.....	50
2.3 Вплив адвективних змін вологи на утворення грози .....	54
Висновки .....	59
Перелік джерел посилання .....	61

## ВСТУП

Даний звіт містить результати дослідження сучасного режиму і циркуляційних умов сильних опадів над різними регіонами України, розрахунок індексів конвекції та визначення готовності атмосфери до надзвичайних опадів у Закарпатській області [1-5], просторово-часовий розподіл та умови утворення сильно-го вітру над Одещиною, врахування впливу на приземне температурне поле циркуляційних процесів різних масштабів [6], кількісну оцінку впливу адвективних змін вологи на утворення грози [7] та порівняння результатів з попередніми роками та іншими регіонами [8-11].

Актуальність дослідження визначає зростання за останні десятиріччя на території України кількості виникнення небезпечних та стихійних метеорологічних явищ (СМЯ) [12-14].

Матеріали дослідження – дані оперативних метеорологічних спостережень, електронний архів синоптичних карт та штормові попередження пакету АРМ-Син, дані радіозондування на ст. Одеса-ГМО та Київ, супутникові знімки, аномалії середньомісячних значень приземної температури повітря та середньомісячного розподілу тиску на рівні моря з використанням базового періоду 1981-2010 рр., дані атмосферного ре-аналізу реаналізу ERA5 за 1979-2019 рр.

У розробці наукової тематики приймали участь аспіранти Озимко Р.Р. [2-4, 15], Слободянік К.Л. [16, 17]; магіstri: Глушкова А.В., Масловський Є.О., Султан Ю.С., Алі Салех Алі Абдодовах, Лаврушина А.С., Ліхачев А.Д., Бучко І.Р., Антонюк Я.І., Погорелова М.М., Вершиніна І.В. [18-27],

Авторський колектив висловлює щиру подяку начальнiku Гідрометцентра Чорного та Азовського морів к.геогр.н., доц. Ситову В.М та завідувачу відділом метеорологічних прогнозів Тарнавської О.В. за вчасне і беззаперечне забезпечення необхідною метеорологічною інформацією протягом всього циклу робіт.

## 1 ЦИРКУЛЯЦІЙНІ УМОВИ ПОСИЛЕННЯ ВІТРУ ТА ТЕМПЕРАТУРНІ АНОМАЛІЇ НАД УКРАЇНОЮ

### **1.1 Повторюваність та типи синоптичних процесів утворення сильного вітру над Північно-Західним Причорномор'ям**

На півдні України вітер із значними швидкостями пов'язаний, головним чином, із зимовими синоптичними процесами. Вітер швидкістю 15 м/с і більше виникає при наявності стаціонарного антициклону над центром Європейської частини Росії (ЕЧР) і малорухомої депресії над Чорним морем, при проходженні улоговин на фоні сильного західного переносу, у глибоких циклонах, що переміщуються з півдня і північного заходу. На території України посилення південно-східного вітру відбувається на західній і південно-західній периферії стаціонарного антициклону або відрогу, який орієнтований зі сходу, при виході в район Карпат циклонів з південного-заходу [8, 11, 28].

Стійкі сильні вітри східної складової спостерігаються в південних областях України при наявності стаціонарного антициклону над центром ЕЧР і малорухливої депресії над Чорним морем, при проходженні улоговин на фоні сильного західного переносу, в глибоких циклонах, що переміщаються з півдня і північного заходу.

Сильні південно-західні та західні вітри на території України відмічаються при переміщенні з заходу глибоких улоговин циклонів, які проходять по півночі ЕЧР в широтному напрямку. Сильний південно-західний вітер з переходом на північно-західний і північний, спостерігається при переміщенні «пірнаючих» циклонів і улоговин з північного-заходу. По мірі їх переміщення сильний вітер розповсюджується з північного-заходу на всю територію України. Вихід циклонів з південного-заходу або півдня іноді обумовлюють посилення вітру по всій території України. Значну роль в процесі посилення вітру відіграють рельєф

місцевості, висота станції, її захищеність по відношенню до переважаючого потоку повітря.

Відомо [8, 28, 29], що вплив штормових вітрів є значним для функціонування народно господарського комплексу будь-якого прибережного регіону та зокрема Північно-Західному Причорномор'ю. Слід зазначити, що під впливом штормових вітрів перебувають виключно південні райони області, особливо станції, що знаходяться на узбережжі моря та лиманів (Білгород-Дністровський, Усть-Дунайськ, порт Південний, Паромна Переправа).

В період 2015-2019 рр. виявлено 38 випадків з сильним вітром в зафікованих на п'яти метеостанціях Північно-Західного Причорномор'я (Ізмаїл, Одеса-ГМО, Одеса-АМСЦ, Херсон, Миколаїв). Досить нерівномірно розподіляться сильні вітри від сезону до сезону за роками. Найчастіше сильний вітер дме з північного сходу, півночі та північного заходу. Ці напрямки характерні для переміщення циклонічних вихорів з південного заходу, коли в зоні впливу теплого фронту посилюється вітер північно-східний, а після проходження холодного фронту – північно-західний та північний.

На противагу цим напрямкам сильні вітри південні, південно-західні та західні спостерігаються рідше. Дуже сильні вітри 12 жовтня 2016 р. мали східний напрямок (30 м/с). Сильний вітер над півднем України в основному відмічається при меридіональному типі циркуляції атмосфери (77,2%), на зональний тип циркуляції доводиться 22,8% від загальної кількості. Меридіональний тип циркуляції, в свою чергу, здебільшого представлений змішаною (24,6%) та західною (22,8%) формами. Дещо рідше спостерігалась центральна форма циркуляції (17,5%) та східна (12,3%). Всі випадки посилення вітру до  $25 \text{ м}\cdot\text{s}^{-1}$  та більше пов'язані виключно з меридіональною циркуляцією різних форм [30, 31]. Число індексу А.Л. Каца [32] коливається від 0,76 до 2,11. Таким чином можна вважати, що меридіональний характер циркуляції атмосфери створює сприятливі умови для посилень вітру у Північно-Західному Причорномор'ї до критерію сильного та дуже сильного.

Досліджуючи вплив баричних об'єктів на формування сильного та дуже сильного вітру, виділено основні типи синоптичних ситуацій, які спричиняли штормові умови у Північному Причорномор'ї. Посилення вітру до 15 м/с та більше протягом холодних сезонів пов'язано з виходом південних циклонів та в зоні взаємодії між антициклонами і циклонами. Загальною ознакою механізму виникнення південних циклонів є меридіональний характер макроциркуляційних процесів, які впливають на формування сприятливих для місцевого циклогенезу термодинамічних умов [31].

Для аналізу синоптичних умов, які сприяють посиленню вітру над регіоном, використовувалась типізація синоптичних процесів запропонована в [33]. В ході дослідження для кожного типу і підтипу підрахована кількість випадків сильного вітру (табл. 1.1).

Таблиця 1.1 - Кількість випадків сильного вітру ( $\geq 15\text{м/с}$ ) над Північно-Західним Причорномор'ям за 2015-2019 рр. та характеристика умов його виникнення

Пункт	Кількість випадків	$V_{\max}$ , м/с	dd, румб.	$dP/dn$ , гПа / 100 км	Підтип син. сит./к.в.
Ізмаїл	18	26	Пн-Зх, ПнСх	3,6	5.1 - 9 6.1 - 4 6.2 – 3 6.4- 2
Одеса-ГМО	4	18	Cx	4,5	6,1 - 4
Одеса-АМСЦ	12	30	Пн, Пд-Зх	4,1	6,1 - 7 6,2 - 5
Херсон	-	-	-	-	-
Миколаїв	4	16	Пд, Пд-Зх	8,5	2,2 - 2 6,4 - 2
Всього	<b>38</b>				

В ході дослідження виявилося, що жодного разу сильний вітер не виникав при у розмитих баричних полях (тип 4), тобто формуванню сильного вітру майже завжди сприяли типи 5 та 6. Отже сильний вітер утворюється при

синоптичних процесах, віднесеніх до 5 і 6 типу класифікації. Тип 5 - це периферійні атмосферні процеси з атмосферними фронтами.

Синоптичний тип 6, тобто циклонічна циркуляція з великими баричними градієнтами обумовлював більшість випадків сильного вітру, при чому відносна перевага припадала на підтип 6.1 і 6.2. Найрідше вітер посилювався при підтипі 2.2, 5.1 та 6.4 .

На рис.1.1 видно, що на станції Ізмаїл повторюваність випадків сильного складає 47,4%, що є максимальним значенням, а на станції Херсон випадки сильного вітру за 2015-2019 рр. не спостерігались (0%). На станціях Одеса-ГМО та Миколаїв кількість випадків сильного вітру однакова (10,5%), а на станції Одеса-АМСЦ кількість випадків складає 31,5%.

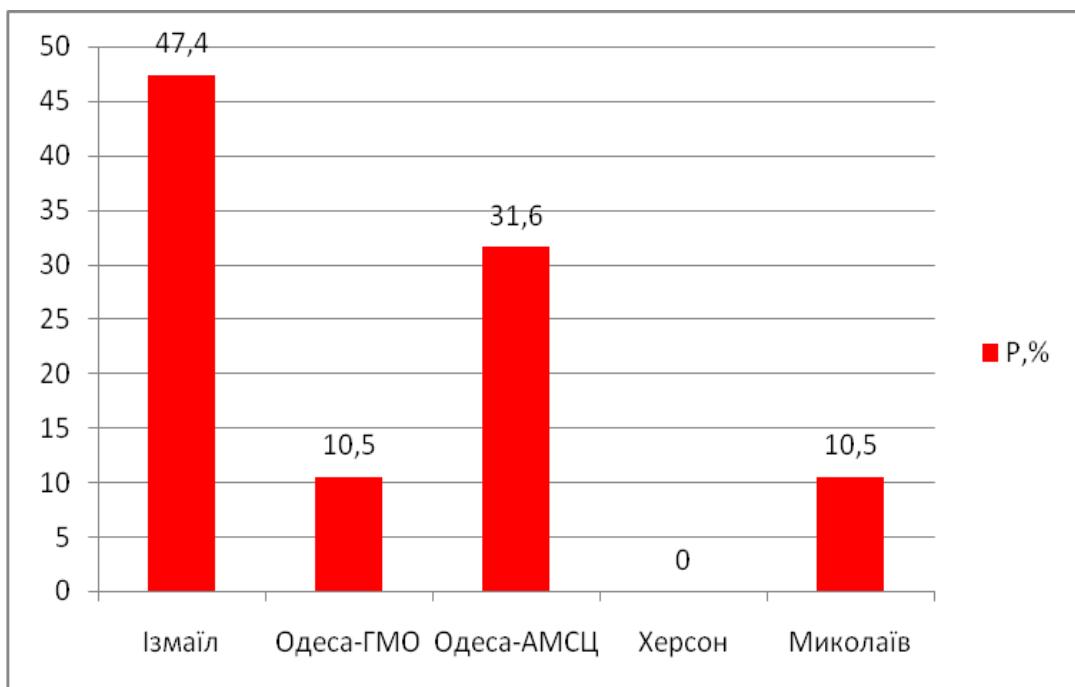


Рисунок 1.1 - Повторюваність випадків сильного вітру над станціями Північно-Західним Причорномор'ям за 2015-2019 рр.

Максимальна швидкість вітру (табл. 1.2) на стації Одеса-ГМО спостеріглась в жовтні 2016 р. (18 м/с). Для станції Одеса-АМСЦ значення максимальної швидкості вітру за 2015-2019 рр. склала 18 м/с в жовтні 2016 року.

Таблиця 1.2 – Максимальна швидкість вітру над Північно-Західним Причорномор'ям за 2015-2019 рр.

Рік	Місяці											
	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII
Одеса-ГМО												
2015	9	10	11	14	6	5	5	10	9	15	13	10
2016	13	11	7	12	11	8	7	6	12	18	11	9
2017	13	8	7	16	7	5	7	6	12	12	14	8
2018	11	15	12	9	11	9	7	9	8	10	14	11
2019	10	8	11	8	8	9	6	8	9	5	11	9
Одеса-АМСЦ												
2015	15	11	11	16	10	11	15	9	11	11	16	14
2016	11	15	13	16	10	12	11	14	18	18	11	14
2017	15	11	12	15	10	11	13	11	13	13	12	13
2018	15	14	13	15	10	12	10	11	12	12	15	13
2019	12	13	20	11	14	14	17	16	12	14	12	13
Херсон												
2015	11	11	14	3	7	3	7	10	8	10	12	10
2016	9	9	12	13	8	7	14	9	10	8	8	11
2017	11	10	10	12	8	7	8	8	10	10	8	8
2018	10	11	10	10	8	7	6	8	8	8	10	4
2019	10	9	10	11	7	8	7	9	7	8	9	8
Миколаїв												
2015	16	10	13	15	10	10	8	8	10	11	12	10
2016	12	11	12	13	12	10	8	8	9	13	9	8
2017	9	10	11	12	11	8	11	9	11	13	13	12
2018	10	11	12	15	13	9	11	7	10	10	13	13
2019	9	10	15	11	12	9	11	11	12	11	12	9
Ізмаїл												
2015	15	11	11	16	12	11	12	10	13	16	14	15
2016	19	15	12	15	10	14	12	13	11	14	16	16
2017	20	14	13	16	11	10	12	15	13	15	11	11
2018	26	15	12	14	14	11	12	11	17	12	13	16
2019	12	13	16	13	13	11	14	12	11	11	11	10

На станції Херсон максимальна швидкість вітру спостерігалась в березні 2015р. та в липні 2016р. (14 м/с). В Миколаєві максимальна швидкість вітру спостерігалась в січні 2015 р. (16 м/с). Для Ізмаїлу максимальне значення швидкості вітру склало 26 м/с в січні 2018 року.

## **1.2 Характеристика синоптичних процесів та термодинамічного стану нижньої тропосфери при виникненні сильного вітру над Одещиною**

Для дослідження режиму сильного вітру над Одесою обраний період 2005–2020 рр., а у якості вихідних даних використані восьми строкові метеорологічні спостереження на 14 станціях Одеської області [34]: Одеса-ГМО, Одеса-АМСЦ, Чорноморськ (Іллічівськ), Роздільна, Любашівка, Сербка, Затишшя, Балта, Білгород-Дністровський, Сарата, Болград, Дунайська ГМО (Ізмаїл) та Вилкове.

В період з лютого 2005 по грудень 2020 рр. включно над Одеською областю швидкість вітру дорівнювала або перевищувала 15 м/с у 321 випадку, отже повторюваність сильного вітру (15-21 м/с) не досягала 0,1 % за винятком трьох станцій: Чорноморськ і Одеса-АМСЦ по 0,1-0,14 % та Білгород-Дністровський – 0,29 %. Сильний вітер зі швидкістю вище 21 м/с у 2005-2020 рр. не спостерігався взагалі над крім Чорноморська.

Практично половина випадків сильного вітру (46,1 % або 148 випадків) утворювалася над Білгород-Дністровським (рис. 1.2), чверть цих епізодів відбувалася над Чорноморськом (24,3 %), також помітний внесок надавала Одеса-АМСЦ (13,4 %). Над Одесою-ГМО сильний вітер спостерігався лише у 4,0 % або 13 випадків.

Найбільших значень швидкість вітру досягала (20-22 м/с) в районі Одеси (Чорноморськ ті Одеса-АМСЦ), але безпосередньо над Одеса-ГМО вітер посилювався лише до 18 м/с, можливо внаслідок забудови навколо ст. Одеса-обсерваторія (Одеса-ГМО). В Білгород-Дністровському вітер тричі зростав до 21 м/с, а у 9 випадках швидкість вітру досягала 20 м/с.

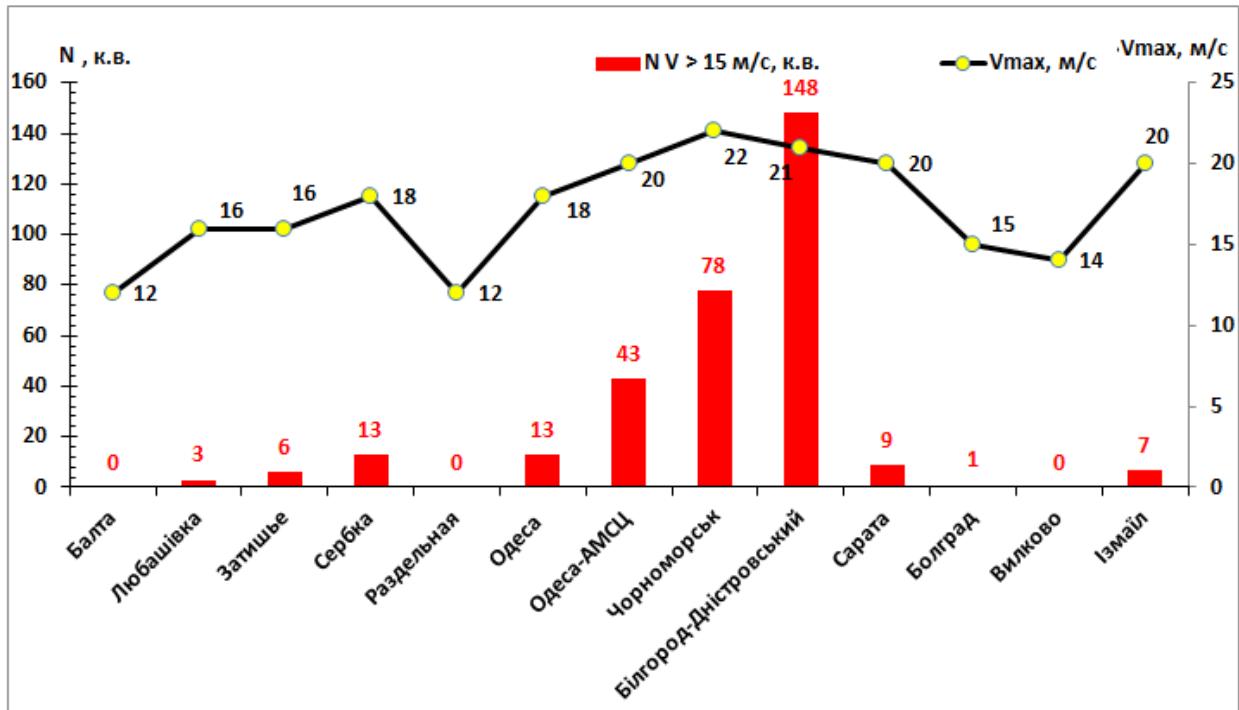


Рисунок 1.2 - Максимальна швидкість та кількість випадків сильного вітру ( $V > 15 \text{ м/с}$ ) на території Одеської області

На півдні Одещини найбільша швидкість фіксувалася над Ізмаїлом та Саратою – по 20 м/с, але кількість випадків сильного вітру у цієї частині регіону невелика – 7 та 9 випадків. Одного разу вітер посилився до 15 м/с над Болградом, над Вилкове максимальна швидкість не перевищувала 14 м/с.

На півночі області найчастіше сильний вітер утворювався над Сербкою – 13 випадків з максимумом 18 м/с. Поодинокі випадки зі швидкістю більш 15 м/с виявилися над Затишшям та Любашівкою – 6 та 3 строки спостережень. На ст. Балта та Роздільна максимальна швидкість на перевищувала 12 м/с.

Найчастіше сильний вітер виникав у холодне півріччя. Так, над Чорноморськом максимум річного ходу посилення вітру виявився у січні та грудні, а на ст. Одеса-АМСЦ – у грудні та жовтні через посилення циклонічної діяльності у регіоні.

Отже, найчастіше сильний вітер на Одещині утворювався на станціях Одеса-АМСЦ, Чорноморськ та Білгород-Дністровський у холодне півріччя.

Найчастіше в період дослідження сильний вітер мав північно-західний напрямок, та середні значення горизонтального баричного градієнту становила 3,4 гПа/100 км (табл. 1.3). Величина градієнту тиску розраховувалася за кільцевими картами погоди з електронного архіву АРМСин для кожного строку спостережень, коли швидкість вітру досягала або перевищувала 15 м/с.

Для аналізу синоптичних умов, які сприяють посиленню вітру над регіоном, використовувалась типізація синоптичних процесів, яка розроблена для південного заходу України [33, 35]. В ході дослідження для кожного типу і підтипу підрахована кількість випадків сильного вітру, а потім визначена їх повторюваність від загальної кількості випадків сильного вітру при визначеному підтипу синоптичного процесу. Виявилося, що жодного разу сильний вітер не виникав при у розмитих баричних полях (тип 4), отже, формуванню сильного вітру майже завжди (93 %) сприяли типи 5 та 6 (табл. 1.3 та рис. 1.3).

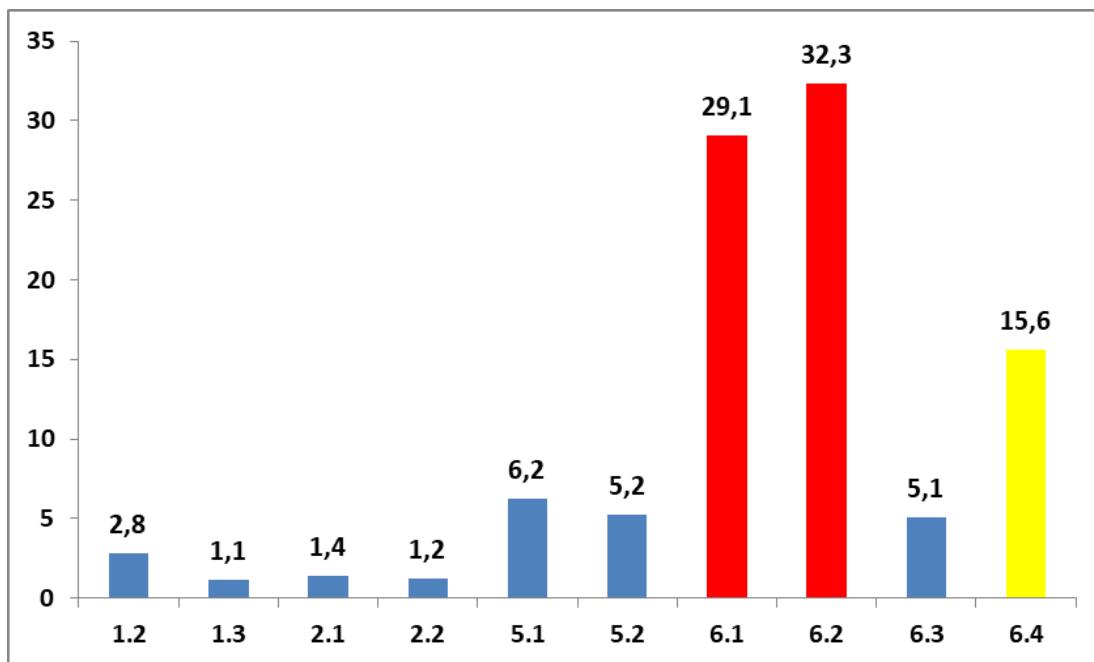


Рисунок. 1.3 - Повторюваність (P, %) підтипів синоптичних процесів над Північно-Західним Причорномор'ям за наявності сильного вітру у 2005-2020 рр.

Таблиця 1.3 - Кількість випадків сильного вітру ( $\geq 15\text{м/с}$ ) над Одещиною за 2005-2020 рр. та характеристика умов його виникнення

Пункт	Кількість випадків	$V_{\max}$ , м/с	dd, румб.	$dP/dn$ , гПа / 100 км	Підтип син. сиг./к.в.
Ізмаїл	7	20	Пн-Зх	3,6	5.1 – 4 6.1 – 1 6.2 - 2
Болград	1	15	Пн-Зх	3,5	6.2 - 1
Сарата	9	20	Пн-Зх	3,3	6.2 – 6 6.1 – 3
Білгород-Дністровський	148	22	Пн, Пн-Зх	3,5	1.2 - 3 2.1 - 3 2.2 - 1 5.1 – 16 5.2 – 2 6.1 – 49 6.2 – 52 6.3 – 10 6.4 – 12
Чорноморськ	78	27	Пн-Зх	3,3	1.2 – 5 1.3 - 2 2.1 - 1 5.1 – 12 5.2 – 8 6.1 – 11 6.2 – 26 6.3 – 3 6.4 – 10
Одеса-ГМО	13	18	ПнCx	3,2	6.4 – 11 5.1 – 2
Одеса-АМСЦ	43	27	Пн, Пн-Зх	3,4	5.1 – 1 5.2 – 2 6.1 – 13 6.2 – 20 6.4 – 7
Сербка	13	18	Пн-Зх	4,1	6.1 – 4 6.2 – 6 6.4 - 3
Любашівка	3	16	Пд-Зх	4,1	5.1 – 1 6.1 – 2
Затишня	6	20	Пн-Зх	4,7	6.4 – 3 6.2 - 3
Всього	321	22	Пн-Зх	3,4	6.2 – 92

Таким чином, сильний вітер утворюється при синоптичних процесах, віднесеніх до 5 і 6 типу класифікації. Тип 5 – це периферійні атмосферні процеси з атмосферними фронтами (рис. 1.4). Підтип 5.1 – східний та північно-східний перенос по східній-південно-східній периферії антициклону.

4

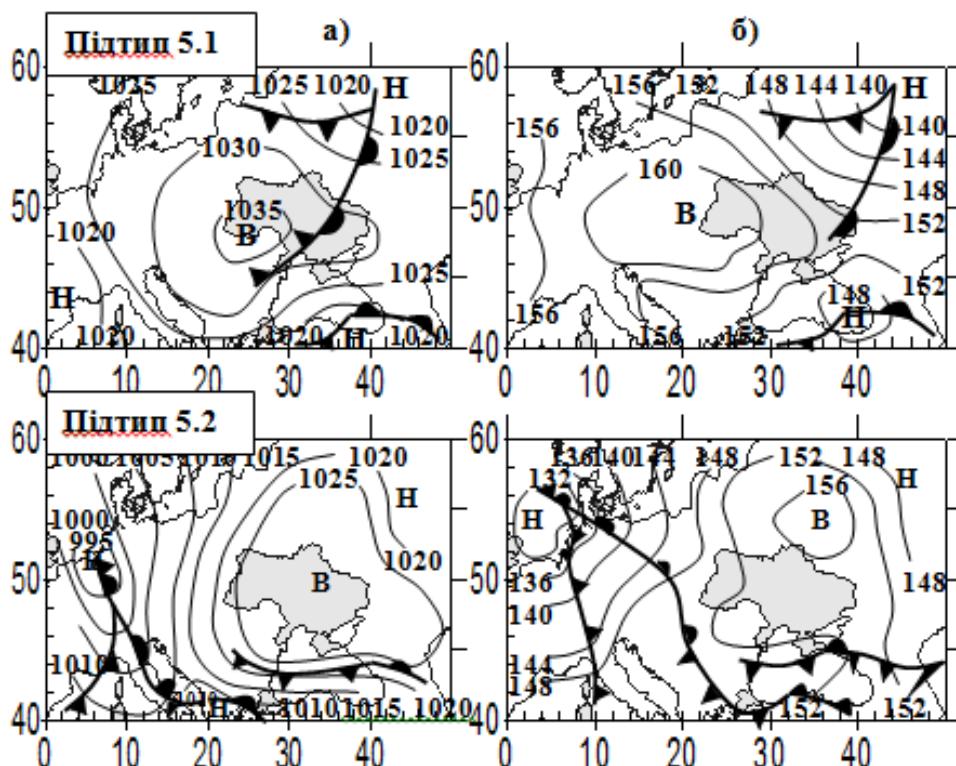


Рисунок. 1.4 - Підтипи синоптичного типу 5.

Карти-схеми: приземна (а) і АТ<sub>850</sub> (б) [35]

Швидкість вітру зростає під впливом чорноморської депресії та штормової зони ( $\partial P/\partial n \geq 3,5$  гПа/111 км) з фронтом. Підтип 5.2 – східний і південно-східний перенос відбувається по південній-південно-західній периферії антициклону при проходженні арктичного чи полярного фронтів; в зоні підвищених градієнтів тиску без фронтів або при наявності розмитого фронту.

Тип 6 – це циклонічні циркуляції з великими баричними градієнтами ( $\partial P/\partial n \geq 2,5$  гПа/111 км). Підтип 6.1 (рис. 1.5) – східна частина циклону або штормова зона між циклоном на заході-північному заході та антициклоном на

сході. Підтип 6.2 – тил циклону, що переміщується зі швидкістю  $\geq 40 \text{ км}\cdot\text{год}^{-1}$ . Підтип 6.3 представляє улоговину з фронтами, а підтип 6.4 – південний циклон, що здійснює перенос повітряних мас з півдня. Проте у його північній частині може спостерігатися вітер північно- і південно-східних напрямків, а в центрі циклону (з фронтами) – всіх напрямків, включаючи північно-західний.

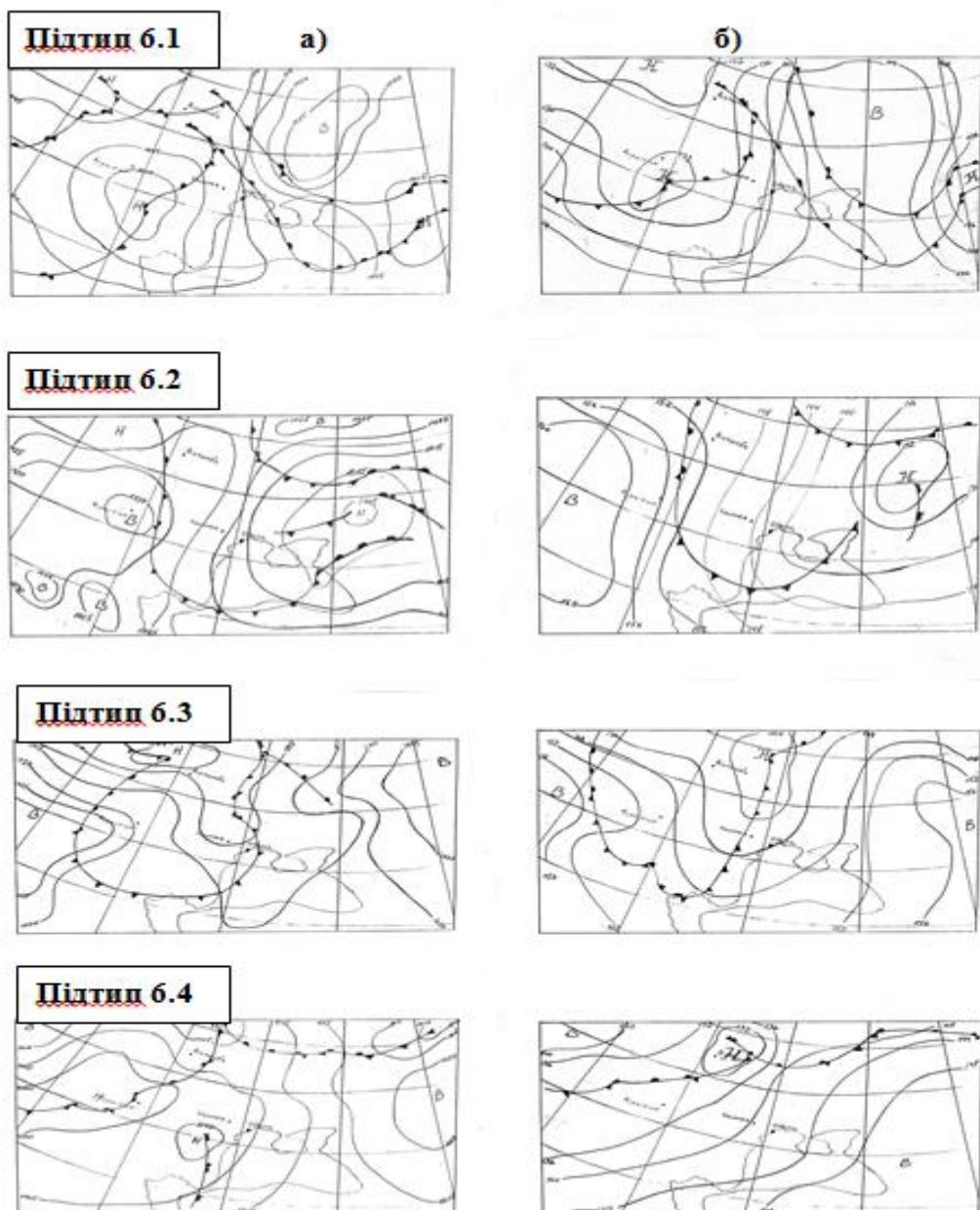


Рисунок 1.5 - Підтипи синоптичного типу 6.

Карти-схеми: приземна (а) і АТ<sub>850</sub> (б) [35]

Синоптичний тип 6, тобто циклонічна циркуляція з великим баричними градієнтами (рис. 1.5) обумовлював переважну більшість випадків сильного вітру – 82,1 %, при чому відносна перевага припадала на підтип 6.2 та 6.1, а саме 29,1 та 32,3 %, відповідно. Найрідше вітер посилювався при підтипі 6.3 – 5,1 %. Над різними станціями інтенсивність вітру збільшувалася по різному, так над Білгород-Дністровським вітер зростав при підтипах 6.1 та 6.2, а над Одесою-ГМО – при 6.3, над Одесою-АМСЦ та Чорноморськом – при підтипі 6.2. Над рештою станцій сильний вітер спостерігався при 6 типі.

Розглядаючи тип 5 (периферійні процеси з проходженням атмосферних фронтів) можна помітити, що даний тип синоптичних процесів (рис. 1.5) не характерний для південного заходу України, але при ньому утворювалося 15,5 % посилень вітру, з відносною перевагою підтипу 5.1 – 6,2 %. На решту підтипів (1.2, 1.3, 2.1, 2.2) припадало лише 6,5 % від загальної кількості випадків сильного вітру при середньому значенні баричного градієнту 2,3 гПа/100 км.

Отже, над Одеською областью сильний вітер виникав переважно над Білгород-Дністровським, Чорноморськом та Одеса-АМСЦ при циклонічній циркуляції з великим баричними градієнтами (82,1 %).

Оскільки виявлений зв'язок [35, 36] між посиленням вітру та наявністю в нижніх шарах атмосфери струминних течій нижніх рівнів (СТНР) і внутрішніх гравітаційних хвиль. Тому, імовірно, є залежність між фактом наявності низького тропосферного струменю і значенням числа  $Ri$  або його складових. Причому число  $Ri$  має бути більше критичного значення ( $Ri > 0,25$ ), при якому створюється дисипація потоку на окремі турбулентні вихори. Але воно повинно бути не надто великим, адже, сприятливі умови для розвитку і існування нейтральних хвиль – це стійко стратифікований шар зі значними зсувиами вітру.

Параметром цей стійкості у навколошньому середовищі, що не обертається, є нестійкість Кельвина-Гельмгольцу – тобто, число Річардсона ( $Ri$ ), що дорівнює відношенням сил плавучості до сили інерції:

$$Ri = \frac{g}{\Theta} \cdot \frac{\partial \Theta / \partial z}{\beta} = \frac{g}{T} \cdot \frac{\gamma_a - \gamma}{\beta}, \quad (1.1)$$

де  $\beta$  - вертикальний градієнт горизонтальної швидкості вітру;  $U, V$  - горизонтальні складові швидкості вітру;  $\gamma = -\partial T / \partial z$  - вертикальний градієнт температури;  $\gamma_a = 1^{\circ}\text{C}/100 \text{ м}$  – сухо-адіабатичний вертикальний градієнт температури;  $\bar{T}$  - середня температура шару;  $\Theta$  - потенціальна температура;  $g$  – прискорення вільного часу падіння.

Зростання швидкості вітру у граничному шарі та товщини шару зі швидкістю вітру  $> 15 \text{ м/с}$  свідчить про збільшення кінетичної енергії у нижній тропосфері, а зростання  $\gamma$  свідчить про підвищення термічної нестійкості і про можливість обміну кінетичною енергією між шарами повітря.

В рамках дослідження були розраховані значення числа  $Ri$  та його складові для з врахуванням особливих точок від поверхні землі до рівня 500 гПа, далі побудовані вертикальні профілі швидкості вітру, вертикального градієнту температури та швидкості вітру за даними радіозонду Одеса-ГМО (00 UTC) за наявності сильного вітру впродовж доби над пунктами спостережень Одеської області. Вертикальний градієнт температури та вертикальний зсув вітру розраховується за формулами:

$$\gamma = \frac{T_i - T_{i+1}}{\Delta z}, \quad (1.2)$$

$$\left| \frac{\Delta \vec{u}}{\Delta z} \right| = \frac{\sqrt{(u_{i+1} - u_i)^2 + (v_{i+1} - v_i)^2}}{\Delta z}, \quad (1.3)$$

де  $T_i, u_i, v_i, T_{i+1}, u_{i+1}, v_{i+1}$  - температура і складові швидкості вітру на рівнях, що знаходяться нижче  $z_i$  та вище  $z_{i+1}$ ;  $\Delta z$  - товщина шару  $z_{i+1} - z_i$ , яка повинна задовольняти умові  $200 \leq \Delta z \leq 1000 \text{ м}$ .

Складові швидкості вітру розраховуються за формулами:

$$v = u_i \cos (270^{\circ} - dd_i), \quad u = u_i \sin (270^{\circ} - dd_i),$$

де  $u_i$  і  $dd_i$  – швидкість та напрям вітру на  $i$ -му рівні.

Розрахунок числа Річардсона ( $R_i$ ) відбувається за формулою:

$$R_i = \frac{1962}{(T_i + T_{i+1} + 546)} \frac{\left(1 - \frac{T_i - T_{i+1}}{\Delta z}\right)(\Delta z)^2}{\sqrt{(v_{i+1} - v_i)^2 + (u_{i+1} - u_i)^2}}, \quad (1.4)$$

де  $T_i$  та  $T_{i+1}$  задаються в градусах Цельсія,  $\Delta z$  – в сотнях метрів.

Наступним кроком було осереднення параметрів термодинамічного стану нижньої тропосфери у шарах земля-925, 925-850 і 850-700 гПа для 38 радіозондів з 2007 по 2020 рр. для кожного місяця (рис. 1.6).

Виявлено, що середнє на рік значення  $R_i$  при сильному приземному вітрі у зростає з від шару до шару, але вказує на відсутність турбулентності ( $R_i = 10 \dots 20$ ). Отже, у шарі земля-925 гПа повітря менш стійке ніж вище.

Подібний вертикальний розподіл числа Річардсона зберігається протягом року, але у червні (26-27 червня 2011 р.) цей параметр був мінімальним та не перевищував 5, не досягнувши  $R_{kp}$ .

Число випадків, коли у нижньому шарі  $R_i < 0,25$  спостерігалося лише тричі – 10 грудня 2013 р, 8 квітня 2015 р. та 24 лютого 2020 р. незначне 2-3 %. Жодного разу не виявилося  $R_i < 0,25$  у шарі 850-700 гПа, тобто гідродинамічна стійкість зростала з висотою.

Щодо вертикального градієнту температури, який характеризує термічну стійкість та вплив сили пливучості на стан атмосфери, то його середньорічне значення становило  $\gamma = 0,26 \text{ }^{\circ}\text{C}/100 \text{ м}$ , зростаючи від  $-0,05$  до  $0,60 \text{ }^{\circ}\text{C}/100 \text{ м}$  з висотою. У холодне півріччя напередодні посилення приземного вітру у шарі земля-925 гПа переважав інверсійний розподіл, що вказує на можливість утворення низхідних рухів, які сприятимуть перенесенню кінетичної енергії до поверхні землі. Найменше  $\gamma_{z-925}$  виявилося у січні ( $-1,72 \text{ }^{\circ}\text{C}/100 \text{ м}$ ) при одночасному великому  $\gamma_{850-700} = 1,01 \text{ }^{\circ}\text{C}/100 \text{ м}$ . Можливо такий розподіл виник через розвиток вимушеної конвекції над фронтальним розділом.

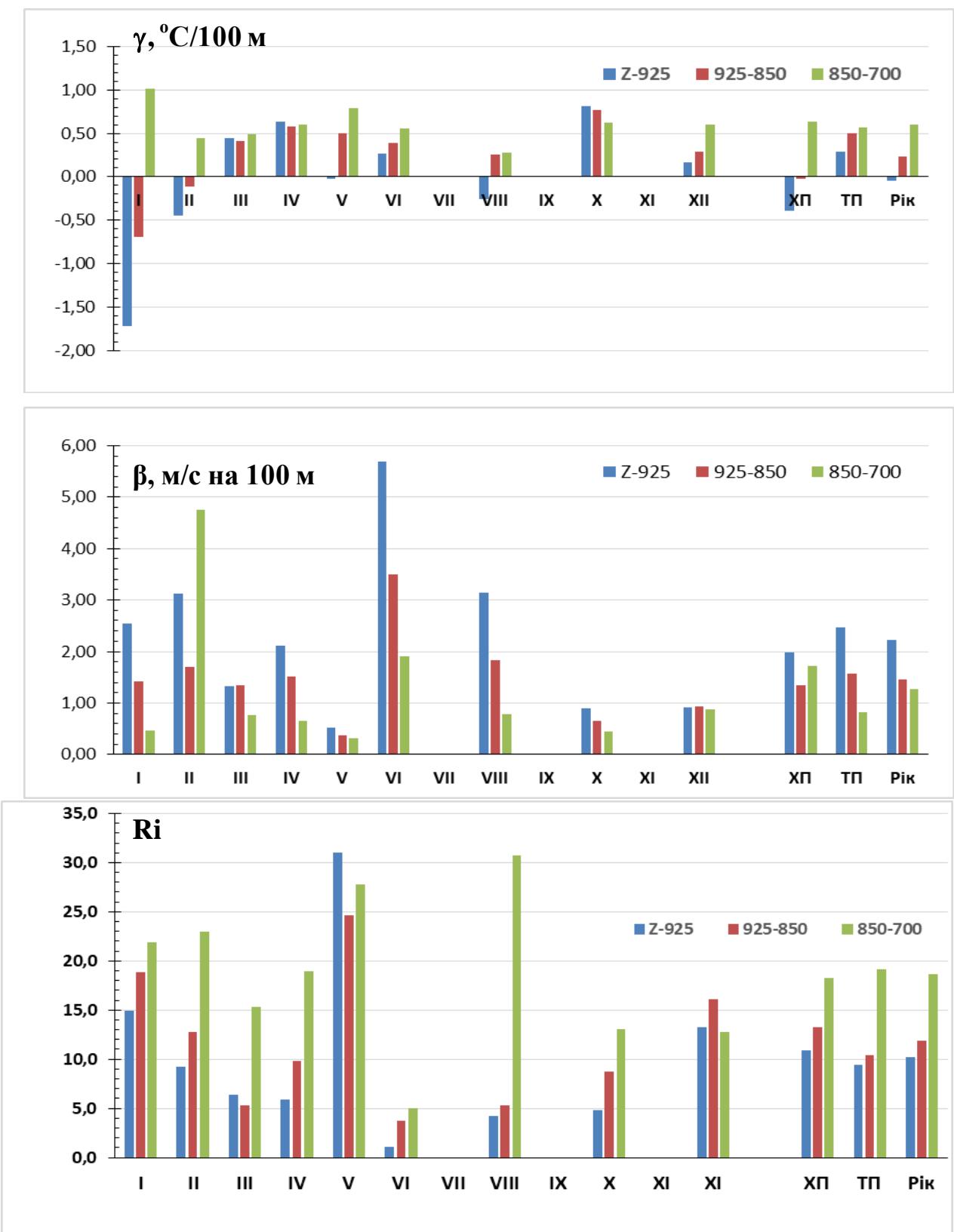


Рисунок. 1.6 - Параметри термодинамічного стану нижньої тропосфери: середні значення у шарах земля-925, 925-850 та 850-700 гПа вертикальних градієнтів температури ( $\gamma$ ,  $^{\circ}\text{C}/100 \text{ м}$ ), швидкості вітру ( $\beta$ ,  $\text{м}/\text{с на } 100 \text{ м}$ ) та числа Річардсона ( $R_i$ ) на ст. Одеса-ГМО, 00 UTC по місяцях 2007-2020 pp.

В цілому інверсійні значення  $\gamma_{z=925}$  спостерігалися у січні, лютому та серпні (11.08.2011), а у більш високих шарах температура напередодні формування сильного приземного вітру зменшувалася, але не перевищуючи сухоадіабатичний градієнт, за винятком січня.

Розрахунок вертикального градієнта швидкості вітру або вертикального зсуву вітру виявив, що у нижньому шарі цей параметр досягав градації помірного зсуву вітру ( $2-4 \text{ м}\cdot\text{s}^{-1}/100 \text{ м}$ ), зі зростанням у холодну пору року. У верхньому шарі  $\beta_{850-700}$  приймали відносне менші значення за винятком лютого. Найбільших значень на всіх рівнях зсув вітру діставався у червні, коли посилення вітру 26-27.06.11 до 18-20 м/с було забезпечене збільшенням баричного градієнту у перехідної зоні під впливом гребеню антициклону над Центральною Європою, виникненням циклону з центром над Кримським півостровом та проходженням активного холодного фронту.

Отже, напередодні утворення сильного вітру впродовж доби над пунктами спостережень Одеської області у нижньому шарі (від поверхні землі до рівня 925 гПа) переважало стійко стратифіковане повітря з помірними зсувами вітру, а з висотою термічна та динамічна стійкість зростала.

Останній випадок утворення сильного вітру спостерігався з середині доби 24 лютого 2020 р., коли на метеостанціях в районі м. Одеса був зафіксований сильний північно-західний вітер з поривами до 24 м/с, що спричинив безліч руйнувань у місті та області (рис. 1.7). О 16.00 в Одесі впали 400 дерев, одне з яких вбило людину, а в Одеській області було знесутримлене 224 населених пункти. Найбільше постраждали Білгород-Дністровський, Овідіопольський, Роздільнянський, Лиманський та Іванівський райони. В районі Об'їзної дороги Хаджибейський лиман вийшов з берегів і залив дорогу, значно ускладнив рух на цій ділянці.

Напередодні стихії 22-23 лютого швидкість вітру не перевищувала 6 м/с над Одеса-АМСЦ та Чорноморськом, а на ст. Одеса-ГМО – коливалася від 0 до 4 м/с. Посилення вітру почалося з 8.00 24 лютого 2020 р., а вже у 14.00-17.00 швидкість зросла до 16 м/с на ст. Одеса-ГМО та Одеса-АМСЦ, а у

Чорноморську лише до 12 м/с.

Але за штормовими оповіщеннями телеграмм WAREP на півночі області вітер посилився до 13 та 19 м/с у Сербці та Затишші з поривами 24-25 м/с вже 10.45-10.56 год. Через годину стихію відчули мешканці Любашівки – швидкість 15 м/с з поривами 27 м/с, а у 11.36 відмічений початок НМЯ (небезпечної метеорологічного явища) у Одесі - швидкість 14 м/с з поривами 21 м/с. Найсильніший вітер був зафікований на ст. Одеса-АМСЦ у 13.28, коли швидкість північно-західного вітру становила 26 м/с, а пориви досягли 31 м/с.

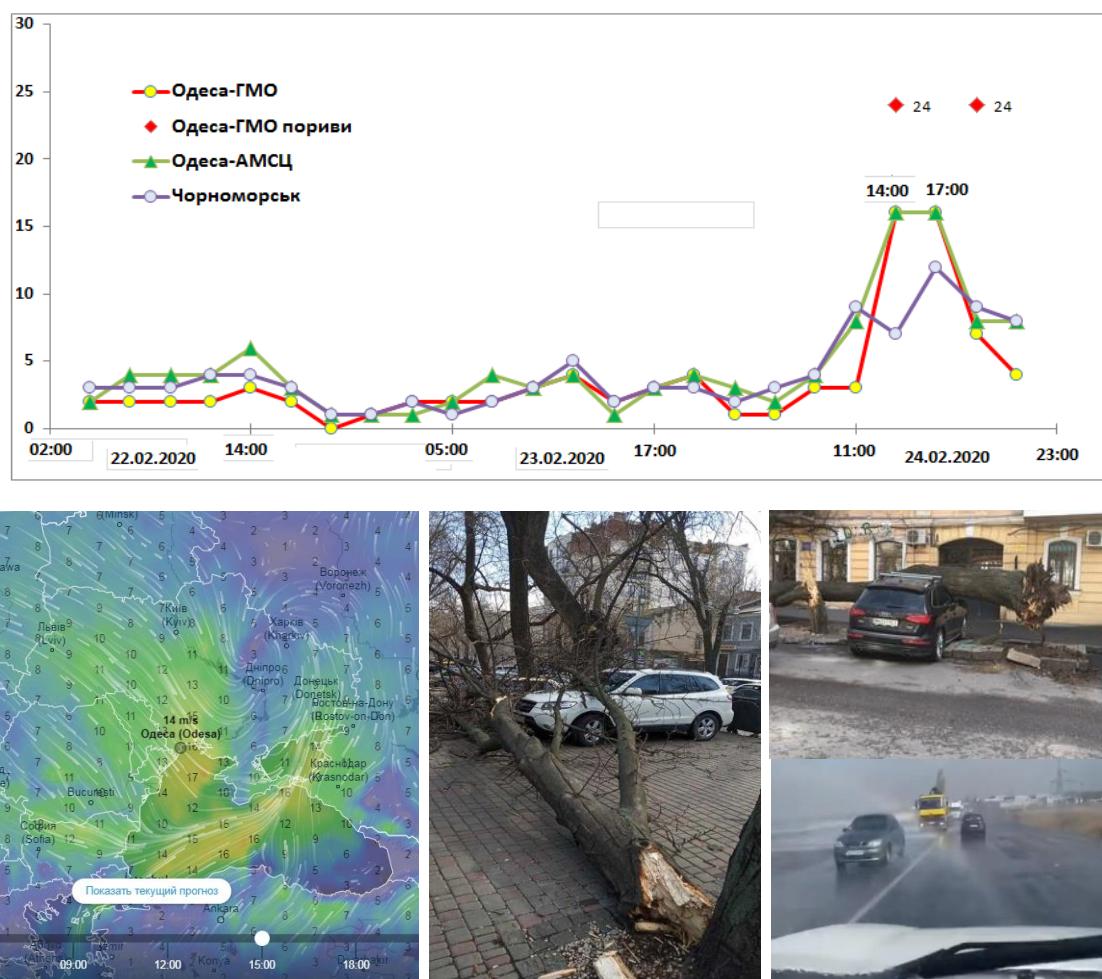


Рисунок 1.7 - Швидкість вітру та пориви на ст. Одеса-ГМО, Одеса-АМСЦ та Чорноморськ 22-24.02.2020 р. та наслідки руйнувань

За дві доби до початку НМЯ I, а саме 22 лютого 2020 р. коли над півднем України спостерігався північний та північно-західний вітер зі швидкістю 2-

5 м/с, погодні умови визначалися полем високого тиску с центром над ЄСР та тиском у центрі 1030 гПа, над Малою Азією розташувалася двохцентрова зона зниженого тиску (рис. 1.8), основний центр спостерігався над Кіпром з тиском у центрі 1012,5 гПа, другий - над східною частиною Чорного моря, тиск у центрі 1015 гПа.

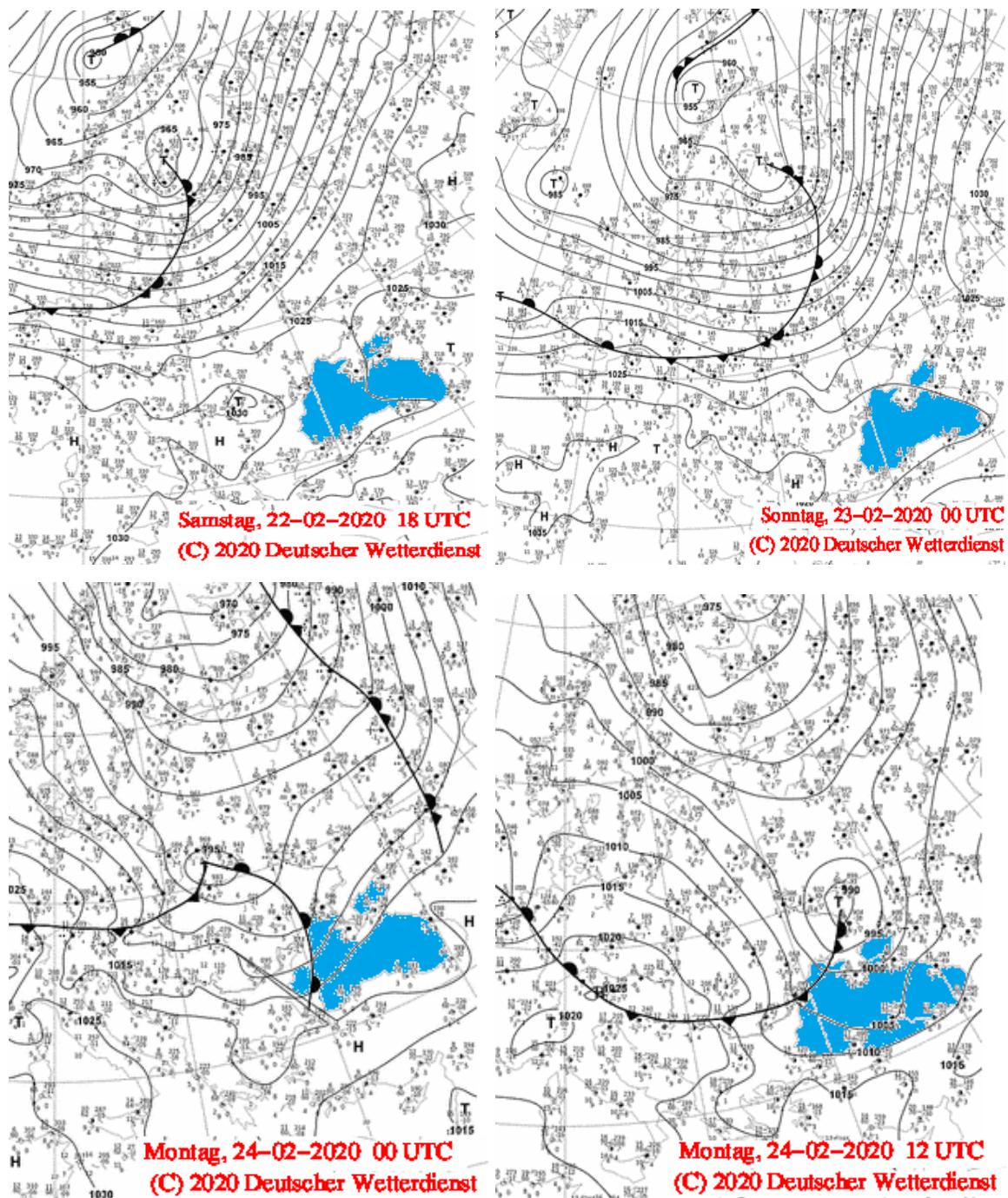


Рисунок. 1.8 - Приземний аналіз за 22-24 лютого 2020 р.

Над північчю Європи простежувався високий та потужний циклон з центром над Норвезьким морем, окресленим 15 ізобарами з мінімальним тиском у центрі 950 гПа. Центр циклону на висотній карті спостерігається над півничної частиною Гренландією, де геопотенціал в центрі складає 476 гп дам., отже такі термодинамічні умови в тропосфері привели до формування інтенсивної штормової зони вище  $50^{\circ}$  пн.ш.

У наступну добу 23 лютого 2020 року погода над Європейським регіоном характеризувалась потужним циклоном з центром над Норвезьким морем, який зміщувався у південно-східному напрямі, тиск в центрі складає 955 гПа. На території України спостерігалося зниження тиску в середньому на 2,8 гПа. Вітер мав західний, південно-західний напрям зі швидкістю 5 м/с.

У понеділок, 24 лютого 2020 р. цей циклон поширювався на південний схід та під його впливом виявилася вся територія Східної Європи та Скандинавії. Над територією Південно-Західної Європи спостерігалося поле високого тиску.

Погодні умови України у цю добу визначалися впливом улоговині циклону з центром над Норвезьким морем та тиском у центрі 965 гПа, спостерігалась тенденція зниження тиску в середньому на 3,7 гПа. Вітер західного та південно-західного напрямку посилився до 16 м/с. Градієнти тиску в районі Одеси перевищували 2,5 гПа/100 км. Проходження полярного фронту над Одесою також сприяло до посилення вітру до значень СМЯ II.

Отже, причиною виникнення сильного вітру в районі Одесі 24 лютого 2020 р. виявилося переміщення вузької меридіональної улоговини з полярним фронтальним розділом на її вісі.

### **1.3 Виникнення хуртовин на території Одеської області у 2014-2018 рр.**

Одеська область відноситься до числа областей, де стійкий сніговий покрив утворюється на півдні рідко (в 24 % зим) і утворення його можливо лише в середині грудня [11, 12, 37]. Середня дата появи снігового покриву при

ходиться на 10 грудня, найраніше - на 25 жовтня, а найпізніша - на 23 лютого. Самий ранній схід сніжного покриву - 3 січня, самий піздний - 18 квітня. Середнє число днів зі сніговим покривом становить 34, середня декадна висота не перевищує 2 см. Не дивлячись на настільки малосніжні зими, в Одесі можуть спостерігатися хуртовини, які утворюють замети на вулицях і порушують роботу транспорту. Середнє число днів з хуртовиною за холодний період становить шість, в січні і лютому - до двох. Однак в окремі роки повторюваність хуртовин може істотно відрізнятися від середніх значень [12, 37].

Найчастіше хуртовини спостерігалися на станції Любашівка за весь досліджуваний період. Максимальна кількість припадає на 2016 та 2017 рр. - 61,1 і 60%, відповідно (рис. 1.9). Але і в інші роки розглянутої п'ятирічки повторюваність хуртовин на півночі області була значною (11,9-35 %).

В Ізмаїлі та Вилкове зазначалося приблизно рівна частота виникнення хуртовин 11-22%, в середньому. Варто також відзначити, що хуртовини в Одеській області за останні п'ять років частіше виникали в грудні-січні, на відміну від даних Кліматичного кадастру [38]. У період з 1961 по 1990 рр. хуртовини по області фіксувалися з жовтня по березень на всіх станціях. Найрідше хуртовини відзначалися на станціях Роздільна і Білгород-Дністровський (2,4-2,5% і 7,2-5%). В окремі роки не зафіксовано жодного випадку в даних пунктах, а саме 2015-2017 рр. Починаючи з 2016 р повторюваність виникнення хуртовин зменшилася на всій території області, крім Любашівки і Одеси, проте в 2018 р хуртовина зафіксована на всіх станціях, за винятком півдня області – Ізмаїла.

У порівнянні з даними кліматичної норми 1961-1990 рр. кількість хуртовин на півдні області за останні п'ять років знизилася в 2-3 рази. На ст. Любашівка і Одеса-ГМО - практично не змінилася (зменшилася на 0,4) (рис. 1.9).

Зниження кількості випадків виникнення хуртовини можна пояснити загальними змінами кліматичної системою, які спостерігаються останнім часом, а саме глобальним збільшенням середньої температури повітря, що призводить до зміни температурного, вітрового, вологісного режимів будь-якої території.

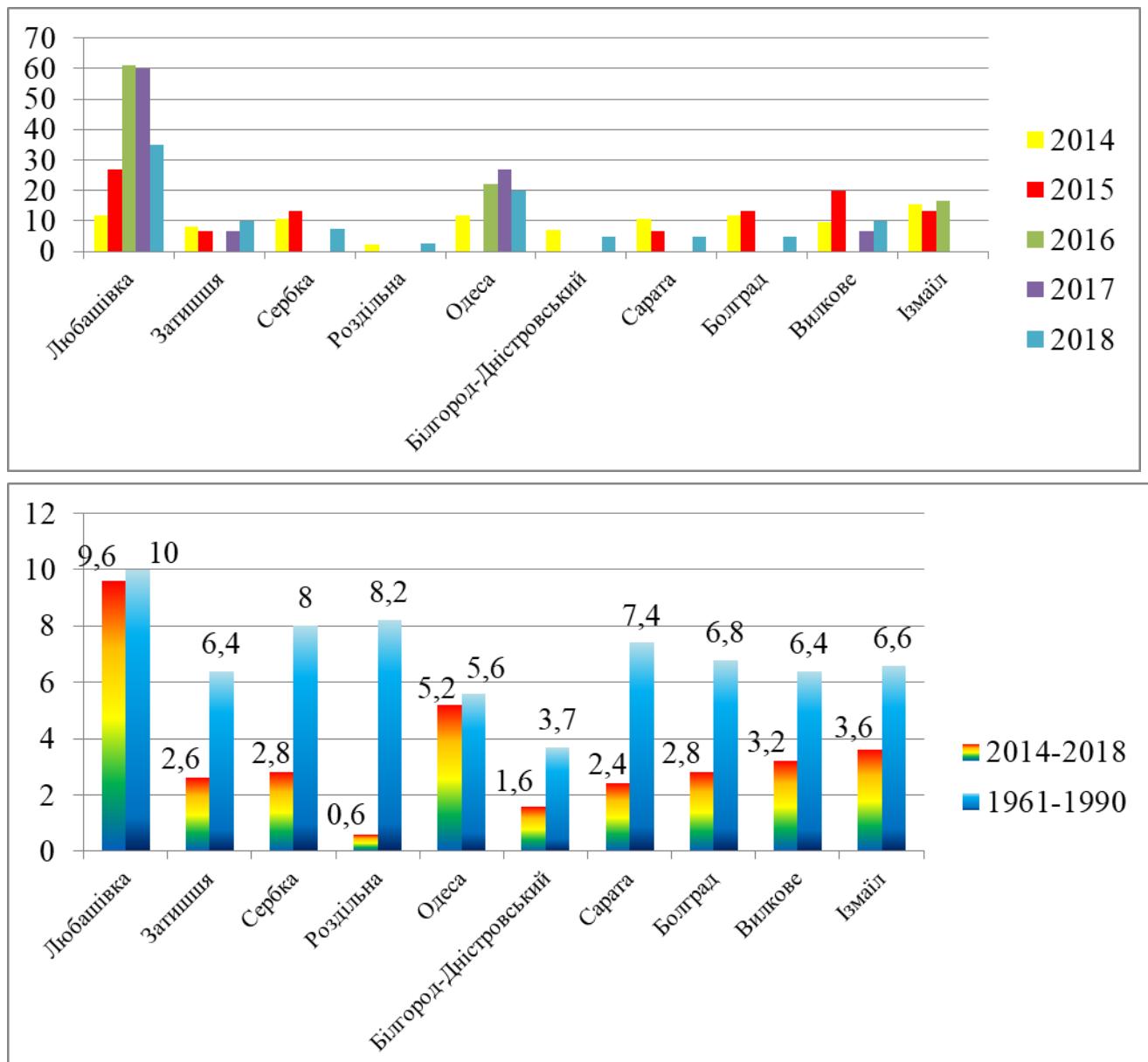


Рисунок 1.9 - Повторюваність хуртовин (к.в.) в Одеській області.  
2014-2018 pp. та 1961-1990 pp [38].

Важлива кліматична характеристика хуртовин – їх тривалість (середня і сумарна за місяць або зиму). Середня за рік тривалість хуртовин в залежності від фізико-географічних умов регіону змінюється в широких межах. На значній частині території України тривалість хуртовин 200 год і більше: тривалість однієї хуртовини в день з явищем змінюється від 1-2 до 10-12 год (в середньому 6-8 год) [37, 38].

За останні 5 років в Одеській області різко виділялися по хуртовиной діяльності зими 2014 року і 2017-2018 pp (315 год). Найбільша кількість годин з хуртовиною за рік (926 год.) (рис. 2.3) зареєстровано взимку 2014 р.- причому в січні 2014 р було відзначено 524 год. з хуртовиною. Основна кількість спостережуваних годин відзначено в Ізмаїлі (171 год.) і в Любашівці (147 год.). Несприятливі погодні умови впродовж періоду дослідження зумовили південні циклони, що переміщувалися з Егейського моря через Мармуріве на південний захід Чорного моря і далі на Чорноморське узбережжя Кавказу, та пов'язані з ними активні атмосферні фронти, які пролягали над південною частиною України.

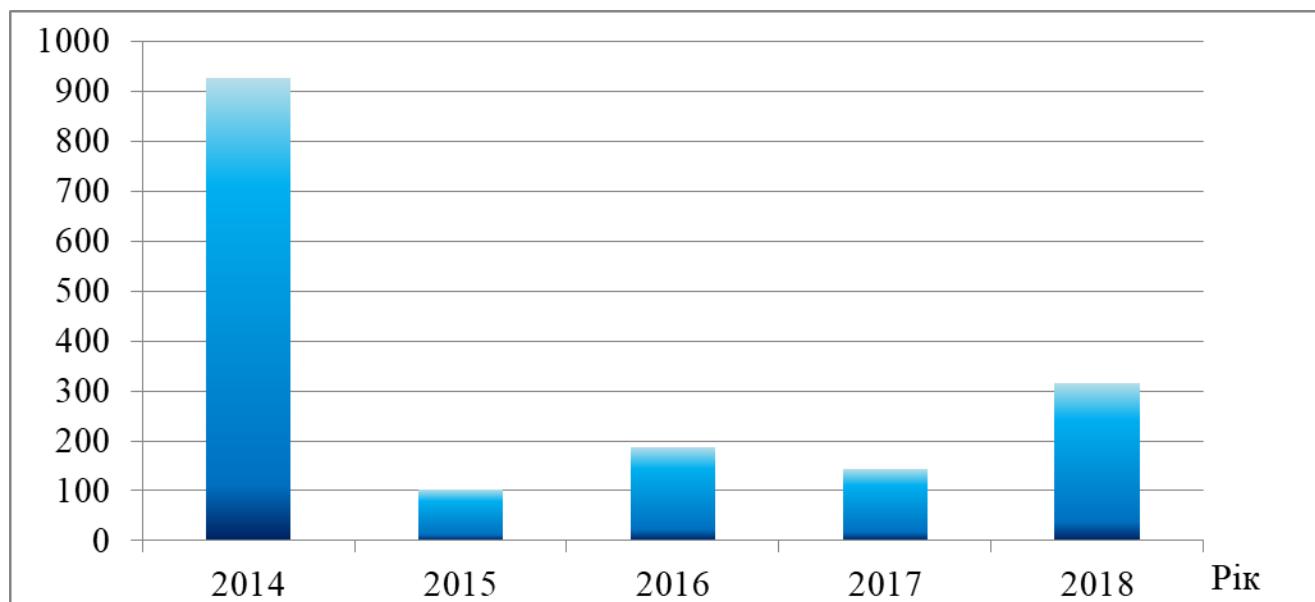


Рисунок 1.10 - Загальна тривалість хуртовин(години)на станціях Одеської області у 2014-2018 pp.

З 2015 року спостерігалося поступове зменшення випадків виникнення хуртовин та тільки в 2018 р на ст. Любашівка кількість годин з хуртовиною досягло 129. У листопаді хуртовини спостерігаються в край рідко. За весь досліджуваний період хуртовини відзначалися лише в Любашівці, продолжительність їх склала 15 ч. По області хуртовини можуть спостерігатися від 15 хв. до двох діб і більше.

Приблизно в 50% всіх випадків заметіль триває до 6 год. Заметілі тривалістю більше доби відзначаються приблизно в 10% випадків. Найбільш тривалими виявляються хуртовини, що спостерігаються в січні і лютому (15-16 год). У період з 2014 по 2018 рр. в лютому хуртовини відзначалися тільки в 2018 р. на всіх станціях області, їх загальна тривалість склада 174 години. Мінімальна кількість хуртовин на території Одесської області зафікована в 2015 р., загальна тривалість явища склада 102 години.

Небезпечні хуртовини в більшості випадків відмічаються при температурі повітря від 0 до -10 °C, північно-західному і південно-східному вітрах швидкістю 10-15 м/с (до 75 %) [38]. Стихійні хуртовини на півдні України частіше спостерігаються при температурі повітря від 0 до -10 °C, швидкості вітру 12-16 м/с східного і північно-східного напрямків.

На станції Любашівка за аналізований період спостерігалося 48 випадків з хуртовиною, як видно з рис. 1.11, хуртовини формувалися при температурі повітря, в середньому від -16,9 до -1,2°C, і швидкості вітру від 2 до 11 м\с. В основному, хуртовини відзначалися при північному (52,1%) і північно-східному (33,3%) вітрі. При цьому напрямі вітру, також відзначалися низькі температури.

На станції Затишня за 2014-2018 рр. спостерігалося 12 випадків з хуртовиною (рис. 1.11), хуртовини формувалися при температурі повітря, в середньому від -15,4 до -3,5 °C, і швидкості вітру від 3 до 9 м/с. В основному, хуртовини відзначалися при північному (50,0%) вітрі.

На станції Сербка за аналізований період виникло 14 випадків з хуртовиною, яка формувалася при температурі повітря, в середньому від -12,8 до -0,3°C, і швидкості вітру від 2 до 13 м/с. В основному, хуртовини відзначалися при північно-західном (50,0%) і північном (42,9%) вітрі.

На станції Роздільна за 2014-2018 рр. було лише 3 хуртовини, які утворилися при температурі повітря від -9,8 до -6,1 °C, і швидкості вітру від 4 до 7 м/с. В основному, хуртовини відзначалися при північному (66,7%) і північно-західному (66,7%) вітрі.

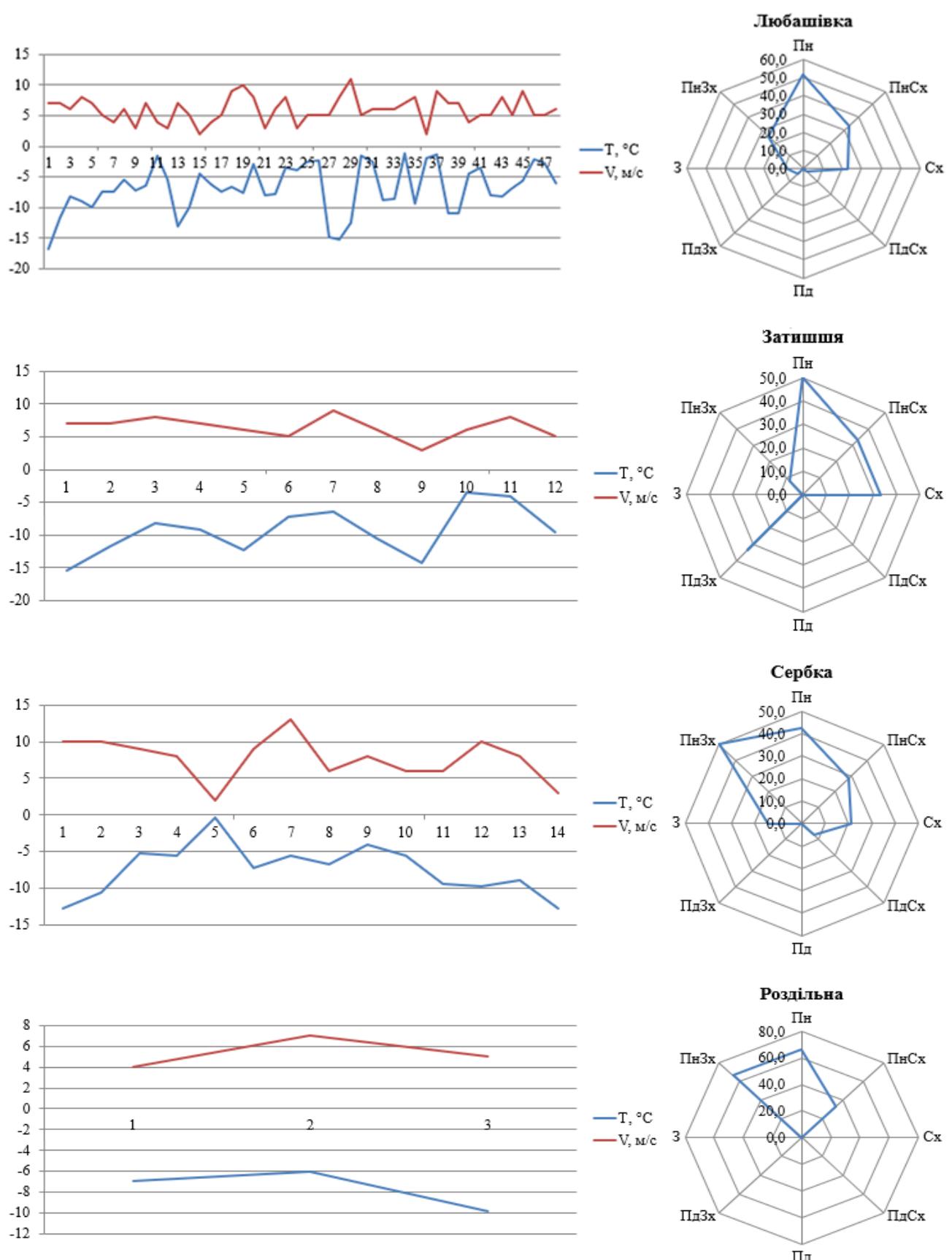


Рисунок 1.11 - Середні значення швидкості і напрямку вітру та температури при хуртовинах на півночі Одеської області у 2014–2018 рр.

На станції Одеса за аналізований період спостерігалося 25 випадків з хуртовиною (рис. 1.12), хуртовини формувалися при температурі повітря, в середньому від -15,4 до -0,4 °C, і швидкості вітру від 3 до 15 м/с. В основному, хуртовини відзначалися при північному (48,0 %) і північно-східному (40,0%) вітрі.

На станції Білгород-Дністровський за 2014-2018 рр. період утворилося 8 випадків з хуртовиною, як видно з рис. 1.12, хуртовини формувалися при температурі повітря, в середньому від -15,4 до -3,3 °C, і швидкості вітру від 7 до 17 м/с. В основному, хуртовини відзначалися при північному (62,0%) і північно-східному (50,0%) вітрі.

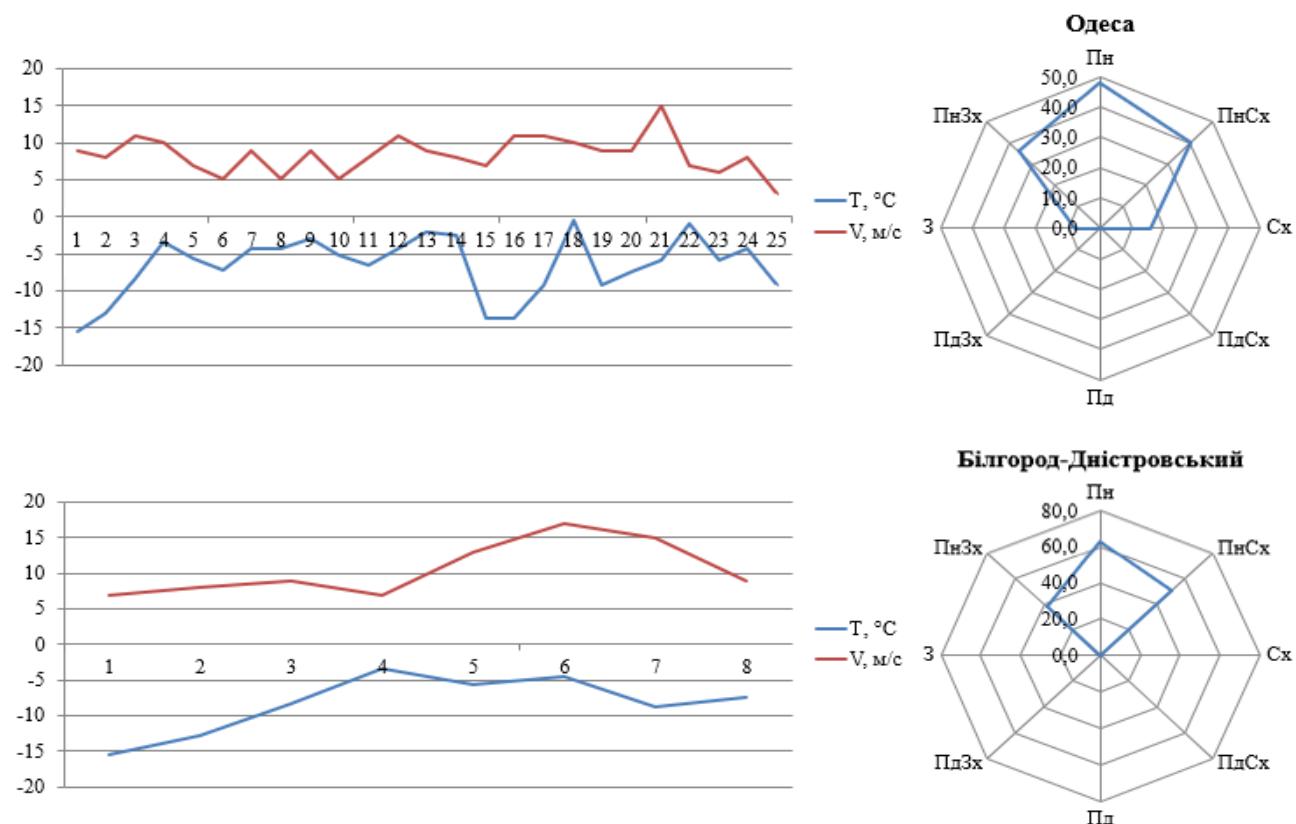


Рисунок 1.12 - Середні значення швидкості і напрямку вітру та температури при хуртовинах на ст. Одеса-ГМО та Білгород-Дністровський у 2014–2018 рр.

У південних районах Одеської області, а саме на станції Сарата за аналізований період спостерігалося 12 випадків з хуртовиною (рис. 1.13), хуртовини формувалися при температурі повітря від -15,7 до -2,8 °C, і швидкості вітру від 3 до 10 м/с. при північно-східному (91,7%) і північному (50,0%) вітрі.

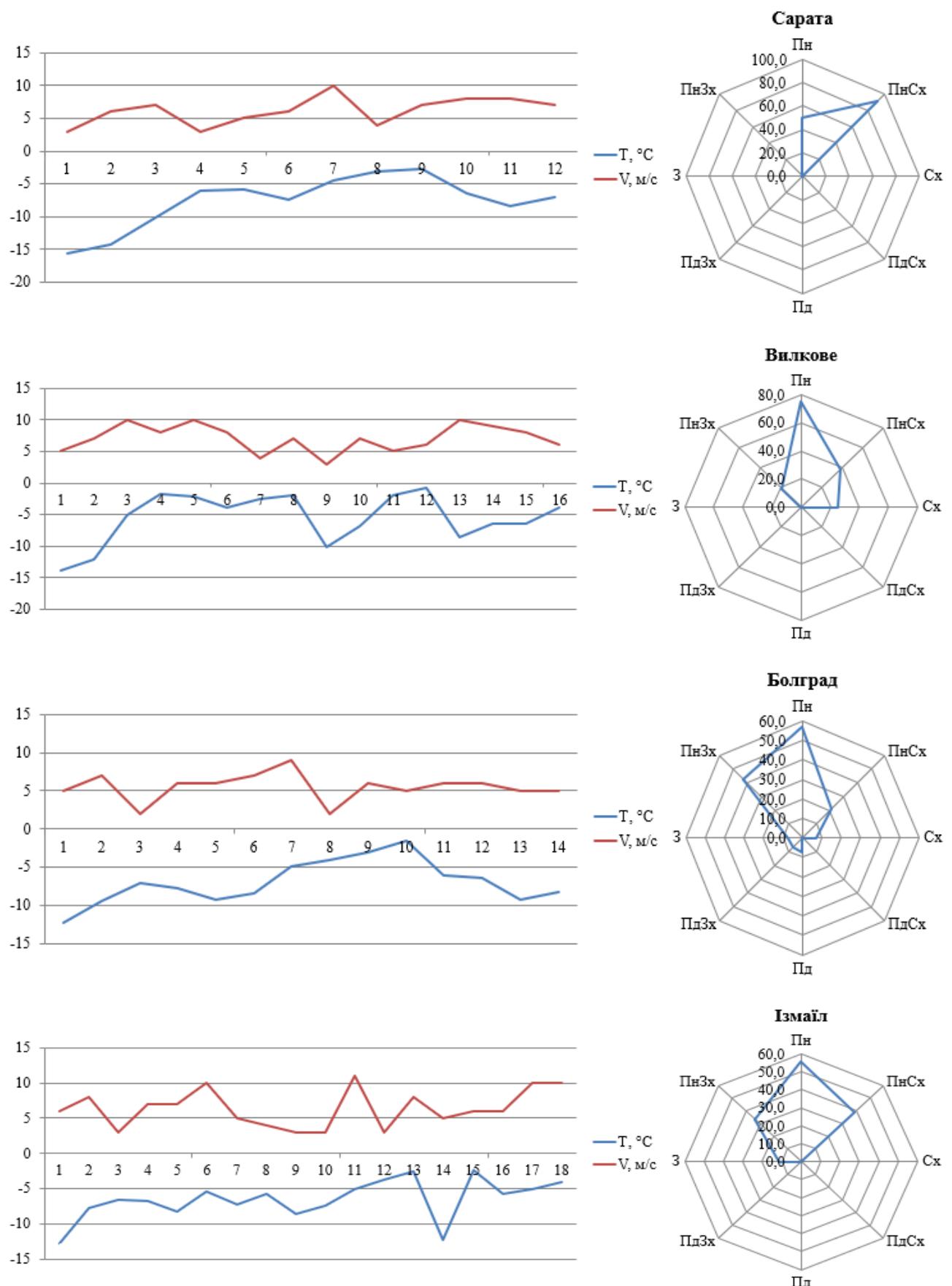


Рисунок 1.13 - Середні значення швидкості і напрямку вітру та температури при хуртовинах на півдні Одеської області у 2014–2018 рр.

На станції Болград за аналізований період були 14 випадків з хуртовинами, які формувалися при температурі повітря від -12,2 до -1,6 °C, і швидкості вітру від 2 до 9 м/с при північному (57,1%) і північно-заходному (42,9%) вітрі.

На станції Вилкове за аналізований період спостерігалося 16 випадків з хуртовиною, які утворювалися при температурі повітря від -13,9 до -0,8 °C, і швидкості вітру від 3 до 10 м/с. В основному, хуртовини виникали при північному (75,0%) вітрі.

На станції Болград за аналізований період спостерігалося 14 випадків з хуртовиною, які виникали при температурі повітря, в середньому від -12,7 до -2,3 °C, і швидкості вітру від 3 до 11 м/с. В основному, хуртовини відзначалися при північному (55,6%) і північно-східному (38,9%) вітрі.

Отже, мінімальна середня температура спостерігалась 30 січня 2014 року на станції Любашівка (-16,9 °C), максимальна 16 січня 2014 на станції Сербка (-0,3 °C). Переважаючий вітер на всіх станціях – південно-східний. Максимальна середня швидкість витру спостерігалась на станції Білгород-Дністровський – 17 м/с.

#### **1.4 Температурні аномалії холодного періоду на території України у 2010-2019 pp.**

Регіональні зміни клімату на території України в останні десятиріччя супроводжуються зростанням повторюваності інтенсивних хвиль, як тепла, так і холоду; виділяється тенденція до збільшення частоти теплих зим, але часом відмічаються періоди зі значними зниженнями температури. У свою чергу, характер зміни екстремальних режимів погоди у холодний період року відображає сучасну зміну циркуляційних процесів та їх аномалій.

Згідно [39], хвилею холоду (тепла) вважається вторгнення холодної (теплої) повітряної маси на велику територію, що призводить до істотного зниження (підвищення) температури повітря. Для характеристики екстремальних темпе-

ратур більшість вчених використовують подібні критерії. Так, у дослідженні Морозової С.В. [40], наголошується, що найбільш зручною формою представлення різких змін температури повітря є хвилі тепла і холоду. При цьому хвилею тепла (холоду) вважається підвищення (зниження) середньої добової температури повітря на  $\geq 3^{\circ}\text{C}$ , а інтенсивною хвилею тепла (холоду) - зміна середньої добової температури повітря на  $\geq 10^{\circ}\text{C}$ , що продовжувалася не менше 2 діб. Детально охарактеризовані поняття високих, аномальних та екстремальних температур, а також хвиль тепла у публікації Слизької К.П. [41]. У науковій праці Мартазінової В.Ф. та ін. [42], визначено, що різкими перепадами середньодобової температури повітря у бік підвищення або зниження вважаються зміни приземної середньої добової температури повітря на  $6\text{--}10^{\circ}\text{C}$  на більше 80% території України. Короткочасні зміни температури визначаються тривалістю в межах 2-4 доби, тривалі зміни - тижня й більше.

Результати досліджень Лялько В.І. та ін. [43], свідчать, що регіональні зміни тривалості хвиль тепла і холоду посилюються протягом ХХІ ст. Й охоплюють майже всю територію Європи. При цьому тривалість зимових хвиль холоду скорочується набагато швидше, ніж росте тривалість хвиль тепла влітку. Значні коливання температури повітря на території європейського сектору взимку – явище досить часте. Суперечливим при сучасному глобальному потеплінні є повторюваність суворих зим: при рекордному середньому потеплінні протягом останніх десятиліть, хвилі холоду мають певну частоту. В Україні, не зважаючи на стрімкий процес потепління в зимовий сезон, нерідко створюються умови для формування низької температури повітря ( $\leq -10^{\circ}\text{C}$ ).

Найбільші зниження температури у зимовий період, як правило, виникають при, так званих, «східних процесах», проте над територією Європи в сучасну кліматичну епоху спостерігається набагато менше відрогів Сибірського антициклону, ніж у попередні десятиріччя. Це викликано посиленням зональних процесів над Сибіром, що привело до зменшення величин від'ємних аномалій приземної температури. І, навпаки, наприкінці ХХ-початку ХХІ ст. відзначається

стійке підвищення максимальної температури в зимові місяці. Аналіз потужної хвилі холоду у січні 2010 р. над європейським сектором досліджено у [44].

У науковій роботі Кульбіди М.І. та ін. [45], вказується, що динаміка температури від десятиріччя до десятиріччя за природними зонами України надає можливість прослідкувати наслідки змін клімату з урахуванням природних особливостей території: потепління йде у меридіональному напрямку, тому у західній частині воно проявляється менше. Усі річні аномалії в ХХІ ст. були додатними. Вцілому, щорічна зима і за окремими місяцями має додатну аномалію. Бабіченко В.Н. та ін. [46], виділяє, що наприкінці ХХ ст. і на початку ХХІ ст. відзначається підвищення, як максимальної, так і мінімальної температури повітря, найбільше - у зимові місяці. Мінімальна температура повітря підвищилася більше, ніж максимальна і середня. Такий характер зміни екстремальної температури повітря відображає сучасна зміна циркуляційних процесів. Деякі висновки про сучасні зміни стану центрів дії атмосфери (ЦДА) – Азорського і Сибірського максимумів та Ісландського мінімуму, що визначають повторюваність екстремальних значень атмосферного тиску, і, як наслідок, аномальних змін температури повітря, наведено у публікації Остапчук В. [44]. За результатами досліджень Щеглова О.А. [47-48], створено каталог типових синоптических процесів, за яких формуються осередки аномально низьких і аномально високих температур (АНТ, АВТ).

Шерстюков Б.Г. [49], підкреслює, що тенденція підвищення глобальної температури співпадає з тенденцією підвищення кількості промислових викидів вуглекислого газу в атмосферу, що підсилює сумарний парниковий ефект від усіх парникових газів (ПГ) атмосфери. Визнаючи наявність антропогенної складової в сучасних змінах клімату, не можна відкидати наявність природних коливань клімату.

У якості вихідних даних використано оперативну синоптичну інформацію; карти відхилень середньомісячних і декадних температур від кліматологічної норми за даними програми АРМСин; бюллетені погоди; дані кліматичного кадастру України 1961-1990 рр. [38]; карти аномалій середньомісячних показ-

ників геопотенціальної висоти Н500, аномалії середньомісячних значень приземної температури повітря, аномалії середньомісячного розподілу тиску на рівні моря з використанням базового періоду 1981-2010 рр. [50]. Період дослідження – холодні півріччя 2010-2019 рр. (листопад – березень).

Дослідженю аномалій температурного поля підлягала вся територія України, для детального аналізу виділені станції Одеса, Київ, Харків, Львів з метою охоплення різних регіонів країни. На рис.1.14-4 наведені криві розподілу середньомісячної температури повітря ( $T_{см}$ ) за листопад-березень 2010-2019 рр. та кліматологічні норми (1961-1990 рр.) для відповідних станцій (горизонтальні пунктирні лінії).

В січні переважали додатні аномалії температури повітря, від'ємні аномалії відмічались в 1-3 роках. Найбільшим недобором тепла характеризувався січень 2010 р.: відхилення від норми складали 3,8°C у Києві, 3,3°C у Харкові та 3,1°C у Львові (рис. 1.14). У січні 2011 р. переважна частина країни була охоплена високими додатними відхиленнями від кліматологічної норми – до 4-6°C (Київ 5,2°C), а схід і південний схід- від'ємними (Харків -1,6°C), такий розподіл був зумовлений впливом різних циркуляційних процесів. На всіх чотирьох станціях високі додатні відхилення від норми у січні зафіксовані у 2014, 2015 та 2018 рр.: найвищі у Києві та Львові в 4,6°C і 4,4°C відповідно (2015 р.).

У лютому зберігається тенденція до переважання додатних аномалій температури повітря. Проте значні від'ємні аномалії  $T_{см}$  зафіксовані в 2011 та 2012 рр., з максимумом у Харкові 5,5°C (2011 р.) та Львові 5,7°C (2012 р.); у Києві та Львові від'ємне відхилення  $T_{см}$  від норми також відзначалося 2018 року. На всіх виділених станціях високі додатні аномалії  $T_{см}$  зареєстровані у 2016 р.: Харків 6,9°C, Львів 6,5°C, Київ 6,3°C, Одеса 5,3°C, при цьому середня температура лютого була додатна. Загалом, з 2013 до 2017 р. середньомісячні показники лютого перевищували норму, також високі додатні відхилення спостерігалися 2019 року (3,5-4,6°C).

Розподіл середньомісячних показників березневої температури повітря виділяє деяке зниження відносно норми у 2010-2013 рр. за показниками окремих станцій (-2,7...-0,2°C).

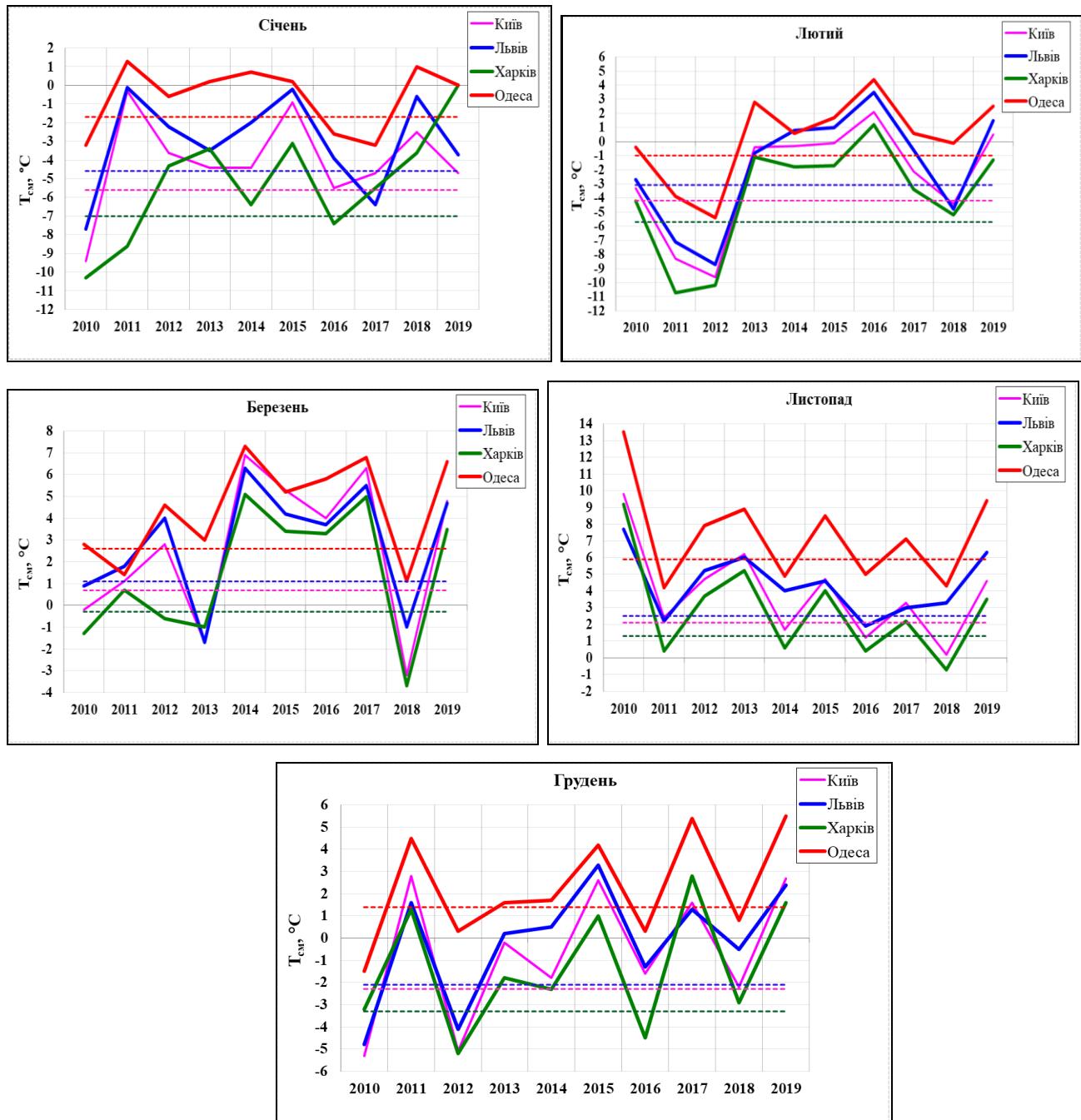


Рисунок 1.14 - Річний розподіл середньомісячної температури повітря за холодне півріччя 2010-2019 рр.

Найбільша від'ємна аномалія припадає на березень 2018 р., з максимальним відхиленням у Харкові в  $3,2^{\circ}\text{C}$ . При цьому середня температура березня була нижче  $0^{\circ}\text{C}$  в Харкові у 2010, 2012-2013, 2018 рр.; у Києві – 2010, 2013, 2018 рр. та у Львові 2013 і 2018 рр. З 2014 по 2017 рр. відмічаються стійкі високі додатні аномалії  $T_{\text{см}}$ , найбільші відхилення від норми у бік перевищення належать березню 2014 та 2017 рр.: Одеса  $4,8^{\circ}\text{C}$  та  $4,3^{\circ}\text{C}$  відповідно; Харків  $5,5^{\circ}\text{C}$  в обох роках; Київ  $6,2^{\circ}\text{C}$  та  $5,7^{\circ}\text{C}$ ; Львів  $5,3^{\circ}\text{C}$  та  $4,5^{\circ}\text{C}$ .

Найбільш неоднорідним є розподіл температурних аномалій листопада – показники  $T_{\text{см}}$  мали коливальний характер, практично від року до року знак аномалії змінювався на протилежний (рис. 1.14). Лише в двох суміжних роках – 2012 і 2013 рр. підряд реєструвалися додатні аномалії  $T_{\text{см}}$  на всіх станціях. Проте, від'ємні аномалії температури не перевищували  $2,0^{\circ}\text{C}$  (2018 р.).

Загалом середньомісячна температура була вище норми з дуже високою аномалією у 2010 р.: Харків  $7,9^{\circ}\text{C}$ , Одеса та Київ  $7,7^{\circ}\text{C}$ , Львів  $5,1^{\circ}\text{C}$ . Також суттєве перевищення норми температури у листопаді відмічалося у 2013 та 2019 рр. ( $2,2$ - $4,5^{\circ}\text{C}$ ). Для кожної станції у 2-4 роках середньомісячні показники температури повітря листопада були близькі до норми з відхиленнями  $<1^{\circ}\text{C}$ .

Середньомісячні показники температури повітря у грудні виділяють загальну тенденцію додатних аномалій у непарних роках: 2011, 2013, 2015, 2017, 2019 рр. ( $\geq 3$ - $6^{\circ}\text{C}$ ). Аномально теплим груднем виділяється 2017 р. – перевищення кліматологічної норми для Харкова  $6,2^{\circ}\text{C}$ . При цьому найвища додатна середньомісячна температура належить Одесі – 2019 та 2017 рр. – відповідно  $5,5^{\circ}\text{C}$  та  $5,4^{\circ}\text{C}$ . Зниження  $T_{\text{см}}$  для всіх станцій збігаються на парних роках – 2010, 2012, 2016 та 2018 рр. Проте, в ці роки  $T_{\text{см}}$  часто була близька до норми при слабких додатних аномаліях. Найбільші від'ємні аномалії для Одеси, Києва та Львова припадають на грудень 2010 р. ( $-3,0$ ... $-2,8^{\circ}\text{C}$ ), для Харкова – на грудень 2012 р. ( $-1,9^{\circ}\text{C}$ ). Зазначимо, що для Одеси середня температура грудня лише 2010 року мала від'ємне значення, для Харкова та Києва додатні показники  $T_{\text{см}}$  відмічалися у 4-х роках, а у Львові – у 6-ти роках з 10 досліджуваних.

У підсумку виділяється холодний період 2015 та 2019 рр., коли у всі місяці відмічалися додатні аномалії середньомісячної температури повітря на всіх станціях.

Аналіз осереднених показників температури повітря холодного півріччя дозволив виділити місяці з найбільшими додатними і від'ємними аномаліями. До уваги приймалися хвилі тепла і холоду, коли знак аномалії зберігався практично на всьому просторі України; визначені синоптичні процеси утворення аномалій середньомісячної температури повітря.

На рис. 1.15 і рис 1.16 наведено контурні карти середньомісячних аномалій тиску на рівні моря (по відношенню до кліматологічної норми 1981-2010 рр.).

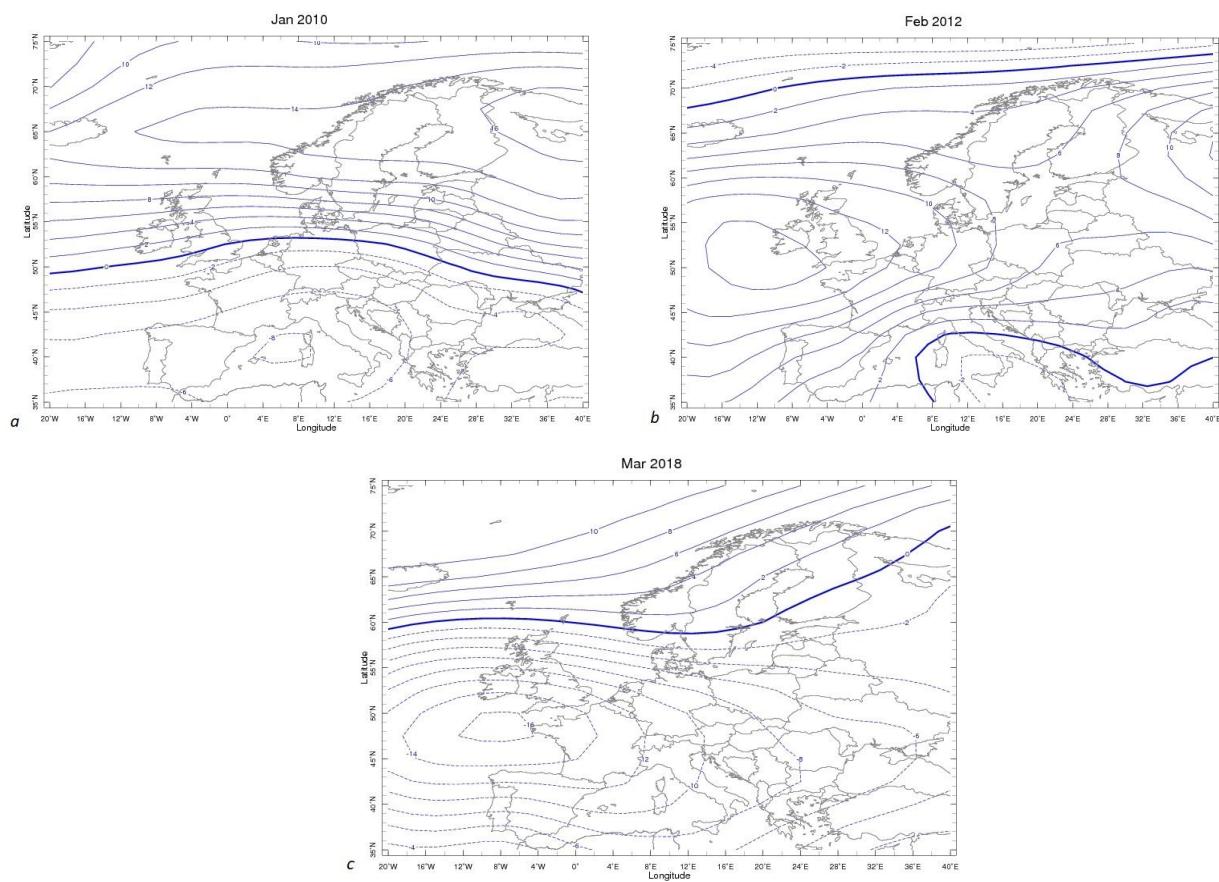


Рисунок 1.15 - Карти середньомісячної аномалії тиску на рівні моря при хвильях холоду: а – січень 2010 р.; б - лютий 2012 р.; в - березень 2018 р.

Найсильніші похолодання у європейському регіоні відмічалися у січні 2010 р., грудні 2010 та 2012 рр., лютому 2011 та 2012 р., березні 2018 р., листопаді 2011 та 2018 рр.

Типовим процесом при формуванні потужних хвиль холоду у зимові місяці є поширення відрогу Сибірського максимуму на європейську територію. При цьому Україна знаходиться на південній або південно-західній периферії антициклону, або у смузі високого тиску, утвореної окремими ядрами антициклонів, коли приземне баричне поле над Східною Європою має вигляд сідовини (лютий 2012 р.).

Практично у всі роки температурний режим листопада мав додатну аномалію на більшій території України, лише у 2011 та 2018 рр. відмічалися незначні від'ємні відхилення в окремих регіонах. Приземне баричне поле в обох роках мало подібну структуру при формуванні потужного антициклону над європейським сектором та європейською територією Росії (ЄТР). Низькі температури грудня 2010 р., на відміну від інших місяців холодного періоду, були зумовлені впливом циклонів північних траєкторій при тилових вторгненнях арктичного повітря на Україну. Від'ємна аномалія середньомісячної температури повітря березня 2018 р. над європейським сектором виникла у системі масштабної депресії біля поверхні землі (рис. 1.15).

Хвилі холоду у вказані місяці характеризувались різкою меридіональністю висотних термобаричних полів при поширенні на європейську територію полярних та ультраполярних улоговин.

Посилені хвилі тепла над Європою та ЄТР відмічалися у листопаді 2010 р., березні 2014 та 2017 рр., січні 2015 та 2018 рр., лютому 2016 р., грудні 2015, 2017 та 2019 рр. У більшості місяців високі додатні аномалії середньомісячної температури повітря формувалися в системах низького тиску біля поверхні землі. Як правило, це східна та південно-східна периферія Ісландського мінімуму (рис. 1.16).

У 2010 році листопад на всій території України був аномально теплий, максимальне відхилення від кліматологічної норми в  $9,1^{\circ}\text{C}$  нетипово відмічалося на

півночі країни в Сумській області; середньомісячна температура перевищувала 10-13°C. У першій та третій декаді місяця Україна перебувала у квазіширотних потоках висотного поля за даними АТ-500. На противагу, у березні 2014 та 2017 рр. перевищення кліматологічної норми температурного режиму до 5-6°C відмічалося у малоградієнтній смузі високого тиску. Також різні циркуляційні умови біля поверхні землі обумовили формування хвилі тепла у грудні 2015 р. – передня частина посиленого західного максимуму.

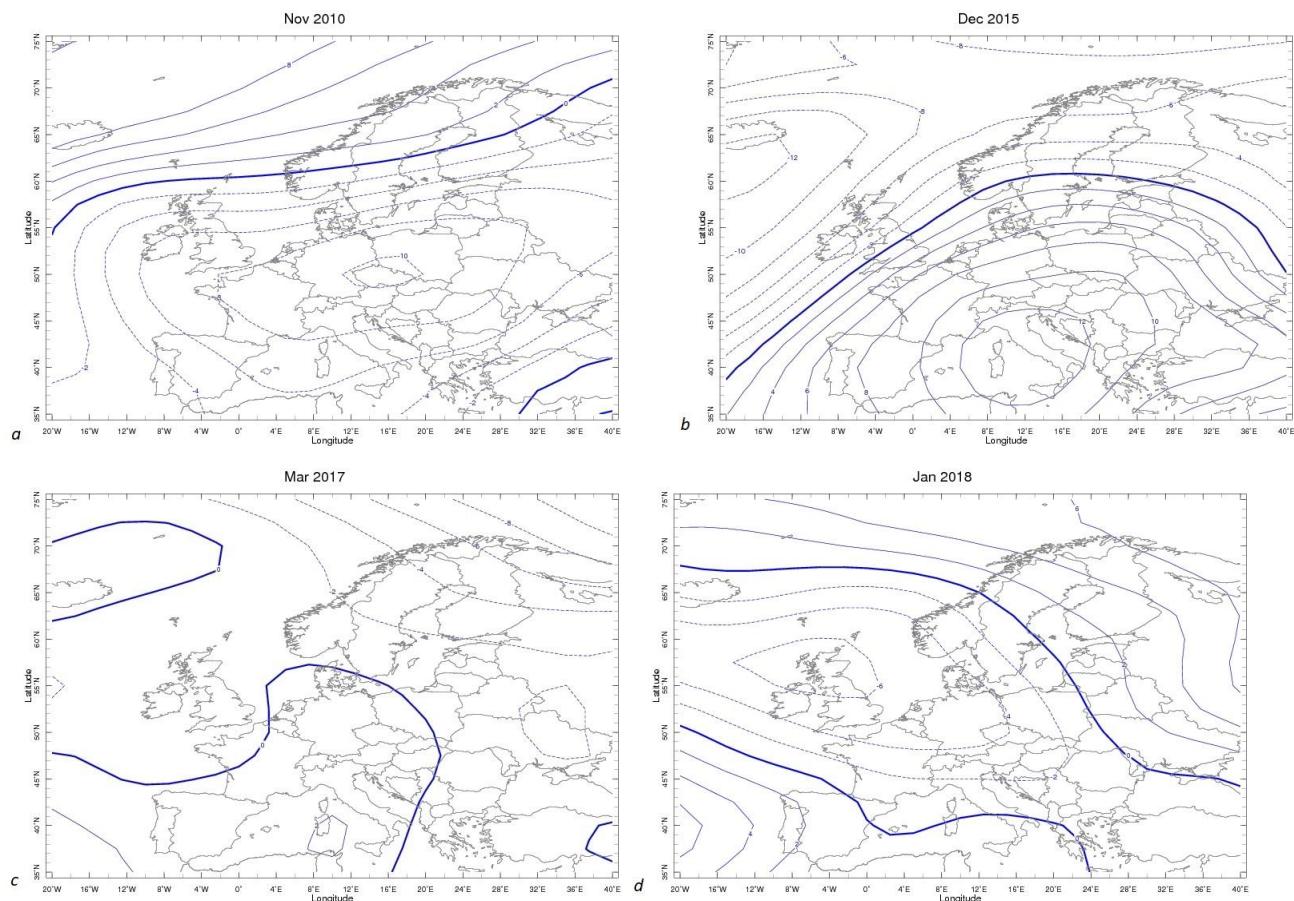


Рисунок 1.16 - Карти середньомісячної аномалії тиску на рівні моря при хвилях тепла: а – листопад 2010 р.; б - грудень 2015 р.;  
с – березень 2017 р.; д - січень 2018 р.

Практично усі хвилі тепла у холодний період року виникли при аналогічній структурі висотного баричного поля - посилена зональність потоків по периферії Ісландського ЦДА. Такі процеси є типовими – сезонний теплообмін океан-

континент визначає більш теплу водну поверхню води і широтне перенесення з Атлантики взимку зумовлює тривалі потепління, відлиги тощо. Таким чином аномальним став не сам тип процесу, а його підвищена повторюваність у холодні півріччя за період 2010-2019 рр., оскільки у сучасну кліматичну епоху переважають саме меридіональні процеси, які визначають комплекс небезпечних метеорологічних явищ та аномального розвитку метеорологічних полів.

В результаті, з листопада до березня за період 2010-2019 рр. на території України переважали додатні аномалії середньомісячної температури повітря, але в окремі роки (від 2 до 4-х) відзначалися значні від'ємні відхилення  $T_{cm}$  від кліматологічної норми. Так, для Києва та Львова додатні аномалії  $T_{cm}$  реєструвалися у 38 з місяців з 50-ти досліджуваних (76%), а для Одеси та Харкова у 35 з 50-ти (70%). Виділяється суттєве зростання температури повітря у зимові місяці, найбільше у грудні та лютому. На виділених станціях у різних регіонах країни та для європейського сектору загалом, зберігався практично ідентичний розподіл середньомісячних аномалій температури холодного періоду, тобто основний вплив на температурне поле мали масштабні циркуляційні процеси, що визначали погодні умови на великих територіях, а не місцеві умови.

## 2 СИЛЬНІ ОПАДИ ТА КОНВЕКТИВНІ ЯВИЩА

### 2.1 Просторово-часовий розподіл сильних опадів над Україною у 1979-2019 рр. за даними реаналізу ERA5

Глобальні кліматичні зміни за останні десятиріччя супроводжуються збільшенням екстремальних погодних умов в усіх регіонах Земної кулі. За результатами дослідження Міжурядової групи експертів по змінам клімату [51], спостережені кліматичні тенденції та майбутні прогнози, з високою вірогідністю, вказують на збільшення кількості надзвичайних опадів над Північною та Центральною (континентальною) Європою, в тому числі й над Україною, причому в багатьох випадках це пов'язано з внутрішньою мінливістю клімату.

Сильні опади являються причиною утворення стихійних паводків у гірських районах, зокрема на заході (руйнування транспортних комунікацій, пошкодження ліній електромереж, підтоплення житлових будинків, нерідко з жертвами серед населення), а на рівнинній території порушують функціонування господарського комплексу країни (посилення ерозії родючого шару ґрунту, зниження урожайності сільськогосподарських культур та ін.), тобто впливають фактично на всі сфери життєдіяльності людини та економіки країни. Так, влітку 2020 р. у п'яти областях на заході країни в результаті катастрофічного паводку, спричиненого сильними дощами, постраждало щонайменше 250 населених пунктів, пошкоджено 750 км автодоріг, загинуло 4 людини. На ліквідацію наслідків урядом України було виділено 700 млн грн, загальні збитки від стихійного лиха оцінюються на суму 3-4 млрд грн [52].

Відомо, що для успішного проведення будь-якого дослідження важливою умовою є надійність вихідних даних [53]. Головною проблемою використання реальних даних спостережень є присутність цілих періодів часу, коли спостереження не проводилися. А отже ряди цих даних не є безперервними і не можуть бути використані як достовірні. Саме тому все частіше в наукових дослідженнях використовують дані реаналізу. Повторний аналіз або реаналіз об'єднує в собі

дані моделювання зі спостереженнями з усього світу в повний і узгоджений набір даних з використанням фізичних законів. Тобто ці дані отримані за допомогою чисельного моделювання і являють собою результати асиміляції даних у вузлах регулярної сітки.

В якості вихідних даних для дослідження взяті дані про опади реаналізу ERA5, що були розроблені Європейським центром середньострокових прогнозів (ECMWF) [54] та надані Службою з питань змін клімату Copernicus (Copernicus Climate Change Service) [55]. Вказана модель зарекомендувала себе як надійне джерело вихідних даних у багаточисленних світових та вітчизняних дослідженнях [53, 56, 57].

У досліджуванні використовувались наступні параметри:

- загальна кількість опадів (м) – накопичена вода у рідкому та замерзлому стані (дощ, сніг) за певний період часу;
- поле снігопадів (м) – накопичений сніг, що досягає земної поверхні за певний період часу.

Обидва параметри містять у собі великомасштабні та конвективні складові опадів. Згідно моделі, великомасштабні опади генеруються за хмарною схемою в інтегрованій системі прогнозування (IFS) ECMWF. Параметри накопичуються за певний період часу, який залежить від обраного дослідником часового інтервалу у вихідному запиті на завантаження. Для даного реаналізу період накопичення дорівнює 1 годині і більше. Системними одиницями вимірювання є метри, тобто кількість води, рівномірно розподіленої по квадрату сітки.

Отже, були отримані погодинні дані у вузлах регулярної сітки з просторовою роздільною здатністю  $0,25^\circ \times 0,25^\circ$  для періоду з 1979 по 2019 рр. для всієї території України (рис. 2.1). Вибір періоду дослідження обумовлений безпосередньо часовим покриттям моделі, також він являється оптимальним для вивчення тенденцій змін у характеристиках атмосферних опадів [58].

Опади є одним із найбільш мінливих у часі і просторі метеорологічних явищ, тому поле опадів у кожній точці простору характеризується їх сумою за фіксований інтервал часу. Для досягнення необхідного критерію стихійності та

інтервалу часу для дощу і снігу ( $> 50$  мм /  $> 20$  мм за 12 год і менше відповідно) було проведено послідовне ковзне сумування 12-ти годинного інтервалу з кроком у 1 годину. Після чого, розраховані суми були відфільтровані за вищевказаними критеріями, у випадку виявлення сум у послідовні строки, залишались лише максимальні значення. Тобто, операція ковзного сумування, а не звичайного (при якому доба була б поділена на 2 часових проміжки по 12 годин), є необхідною, аби не пропустити випадку накопичення потрібної кількості опадів за 12 годин.

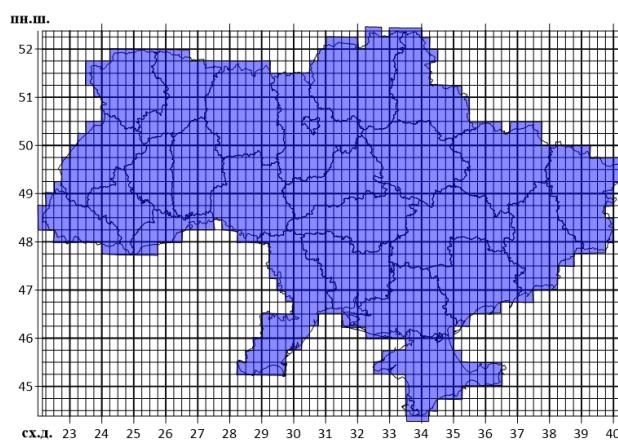


Рисунок 2.1 – Розташування вузлів сітки реаналізу ERA5 (з просторовою дискретністю  $0,25^{\circ}$  за широтою та довготою)

При цьому слід розуміти, що порівняння параметрів моделі із даними спостереження є обмеженими, оскільки фактичні дані є локальними для певної точки простору та часу, а параметри моделі представляють собою осереднені показники за полем сітки. В ході роботи був виявлений 131 день з сильним та надзвичайним дощем та 136 днів з сильним та надзвичайним снігом. В середньому на рік припадало по 3 дні з опадами, що досягали критеріїв СМЯ II, III рівнів небезпечності. На рис. 2.2-2.3 у вигляді стовпчастих діаграм представлений розподіл кількості днів з стихійними опадами для кожного року досліджуваного періоду з нанесеними лінією тренду (сірого кольору) та середнім за 40-річний період значенням кількості днів (для дощу – лінія зеленого кольору, 3,2 дні; для снігу – лінія синього кольору, 3,3 дні).

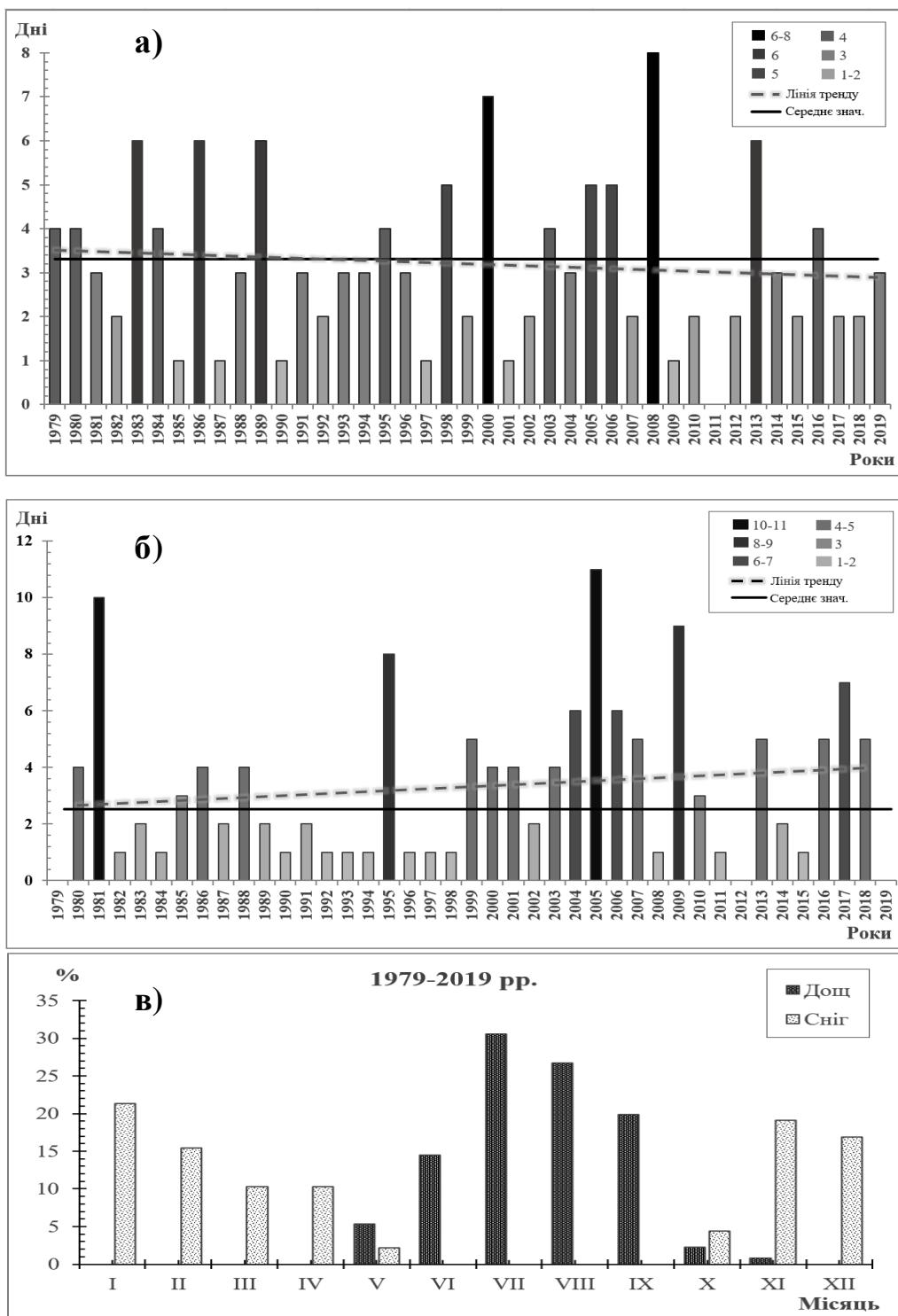


Рисунок 2.2 – Повторюваність сильних та надзвичайних опадів (а – дощ, б – сніг) для території України за період 1979-2019 рр. та їх сезонна мінливість (в) у %.

Максимальна кількість днів з сильним та надзвичайним дощем відзначалася у 2008 та 2000 рр. – 8 та 7 днів відповідно, у 1983, 1986, 1989 та 2013 рр. –

по 6 днів. У 2011 р. реаналізом не виявлено жодного дня із сильним дощем. Аналіз міжрічної мінливості показав умовне збільшення випадів сильного дощу з 1993 по 2000 рр. та з 2002 по 2008 рр. Проте, для періоду 1979-2019 рр. в загальному ході повторюваності простежується слабка тенденція до зменшення днів із сильним та надзвичайним дощем (рис. 2.2а).

Найбільша кількість днів з опадами у вигляді снігу відмічалася у 2005, 1981 та 2009 рр. – 11, 10 та 9 днів, відповідно. У 1979, 2012 та 2019 рр. не виявлено жодного дня із сильним снігом. Аналіз міжрічної мінливості продемонстрував відносне збільшення випадів сильного снігу з 2000 по 2009 рр. та з 2013 по 2018 рр. В цілому за період дослідження кількість днів із сильним снігом збільшувалась, що наявно демонструє лінійний тренд (рис. 2.2б).

Сильні опади мають яскраво виражений сезонний хід: переважна кількість дощів (92%) спостерігалася з червня по вересень, а снігопадів (73%) – з листопаду по березень. Найбільша повторюваність дощів припадала на липень та серпень – 31 та 27 %, а снігопади найчастіше утворювалися у січні та листопаді – 21 та 19 %.

Для періоду дослідження виявлена наявність сильних снігопадів у квітні та жовтні, що можна вважати ознакою змін клімату та зростання кількості екстремальних явищ погоди [3, 59].

Також за результатами дослідження отримано просторовий розподіл кількості опадів за різними градаціями, а на рис. 2. 3 а, б представлени градації, на які припадало максимальне значення кількості опадів для квадрату сітки. Дощі з кількістю опадів  $> 50 \text{ мм}/12 \text{ год}$  спостерігалися практично над всією територією України, а зони максимумів повторюваності (4-5 та 5-6 днів за період дослідження) приходились на район Карпатських гір, Донецького кряжу, Подільської височини та південний захід країни. Сильні снігопади з кількістю опадів  $> 20 \text{ мм}/12 \text{ год}$  найчастіше виникали у Карпатському регіоні (до 20-26 днів за період дослідження), другий відносний максимум географічного розподілу виявився на південному заході країни (до 9-10 днів за період дослідження).

Щодо просторового розподілу інтенсивності (рис. 3в) сильного дощу, то

осередок з максимальними значеннями інтенсивності опадів (120-133 мм/12 год.) позначився на узбережжі Азовського моря в районі Бердянська та Маріуполя, можливо внаслідок пересування південних та над Чорним та Азовським морями. Імовірно проходження південних та південно-західних циклонів та їх переміщення на узбережжя сформувало вузьку, витягнуту з південного заходу на північний схід, зону, де спостерігалися дощі з інтенсивністю до 90-100 мм. Також яскраво виділяються ще осередки з інтенсивними дощами (70-85 мм) – Чернівецька область та лінія Дніпро-Харків.

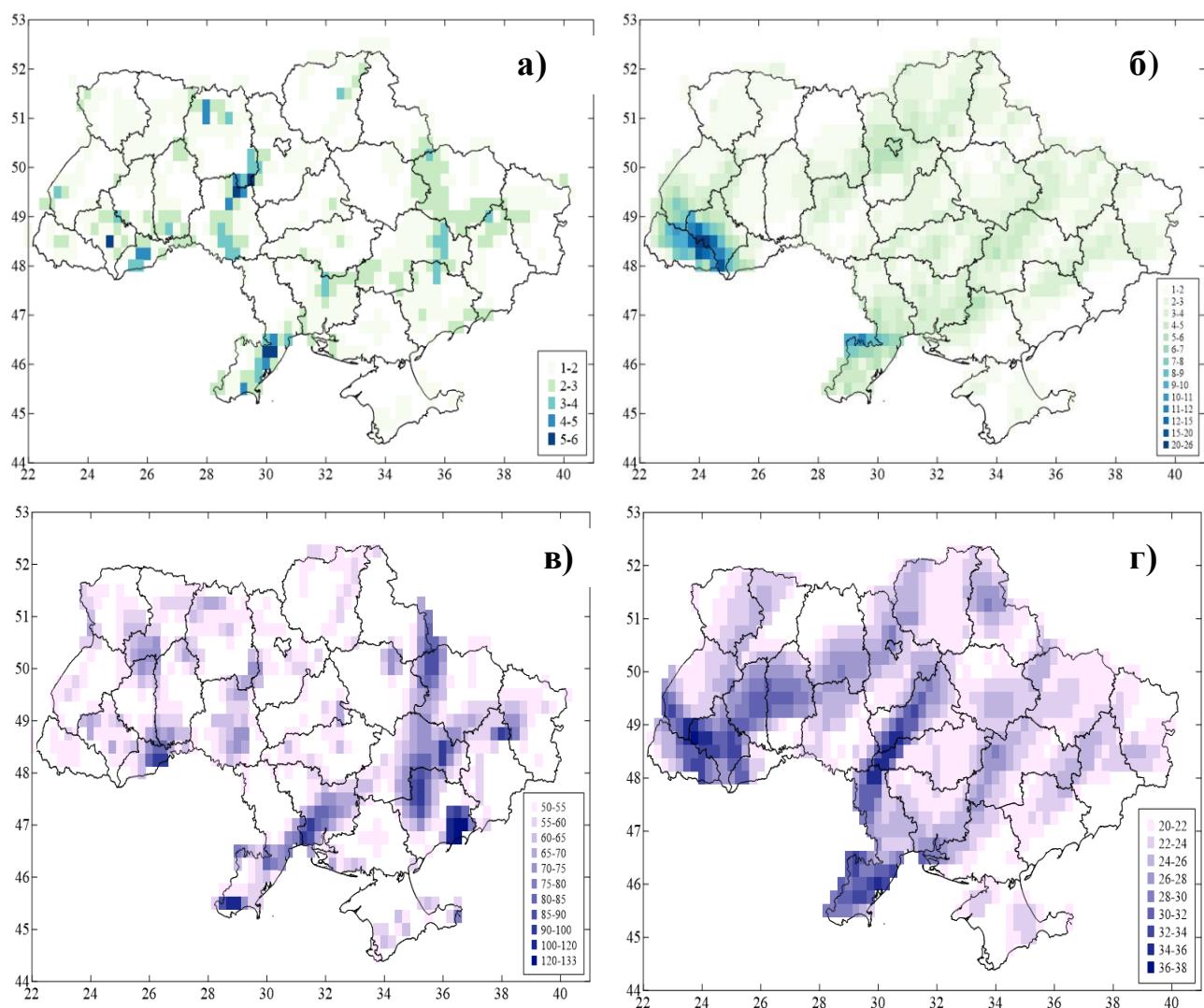


Рисунок 2.3 - Просторовий розподіл кількості днів з сильними та надзвичайними опадами (а – дощ, б – сніг) та їх інтенсивності за градаціями (в – дощ, г – сніг) над Україною за 1979-2019 рр.

Найсильніші снігопади (34-38 мм/12 год) переважно утворювалися в районі Карпат (рис. 3г), також інтенсивний сніг спостерігався на південний захід від Подільської височини та над південною частиною Одещини (30-34 мм/12 год).

Отже, просторовий розподіл утворення сильних та надзвичайних опадів за даними реаналізу ERA5 суттєво не відрізняється від географічної локалізації сильних опадів за даними метеорологічних спостережень [3, 11, 12, 59-61] та, вірогідно, пояснюється впливом орографії та типовими траєкторіями переміщення циклонів.

Застосування синоптичної класифікації великомасштабних атмосферних процесів Б. Л. Дзердзеєвського та співавторів [62] дозволило виділити переважаючі типи циркуляції та ЕЦМ, під впливом яких створювалася синоптична ситуація, сприятлива до посилення опадів. Встановлено, що найчастіше випадіння сильних дощів на території України спостерігалося, в основному (38%) при меридіональній циркуляції ЕЦМ 13л, а частка інших ЕЦМ не перевищувала 5% (13з, 12бл, 12а, 10б, 9а). Для ЕЦМ 13л характерні значні горизонтальні баричні градієнти, що створюють сприятливі умови для формування метеорологічних екстремумів (рис. 2.4а).

Сильні снігопади переважно виникали при тривалому збереженні меридіональної північної форми циркуляції, тобто домінували типи ЕЦМ 12бз, 12а (18, 15% відповідно), основною ознакою яких є утворення 2-4 блокуючих процесів та 2-4 виходів атлантичних та південних циклонів (рис. 2.4б).

Випадки з максимальною інтенсивністю дощу (132,8 мм/12 год), згідно даним реаналізу ERA5, спостерігалися з 23 по 27 липня 2008 року, коли відбувався найсильніший паводок в Українських Карпатах за всю історію спостережень на той час.

Протягом цього періоду, погодні умови над Україною формувалися під впливом холодних ділянок арктичного та полярного фронтів, які стаціонували над заходом та центром країни з 21 по 27 липня 2008 року (рис. 2.5а).

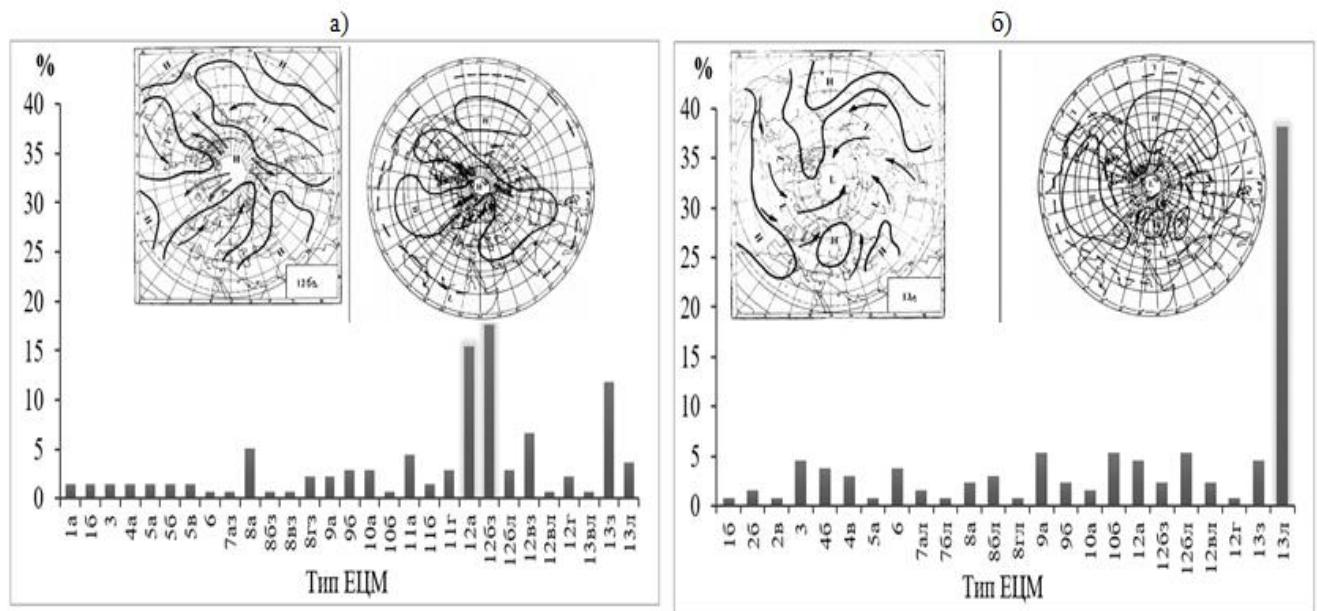


Рисунок 2.4 – Повторюваність (%) типів / підтипів синоптичних процесів при сильних опадах (а – дощ, б – сніг) за 1979-2019 рр. для території України

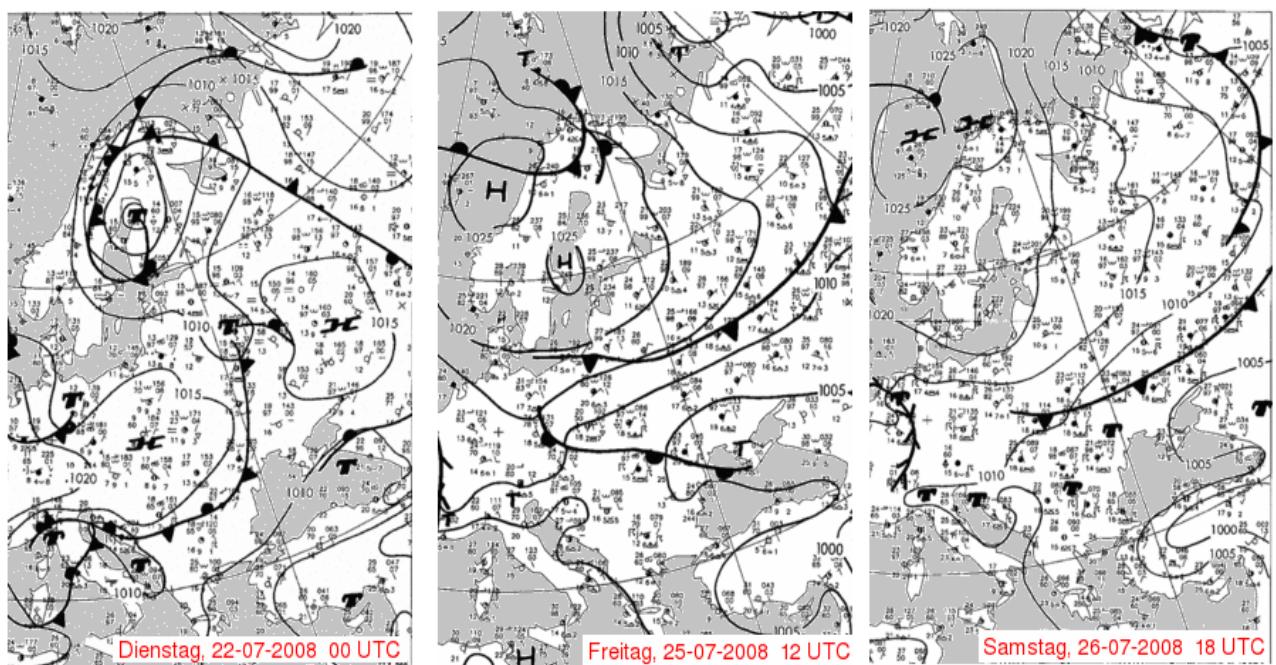


Рисунок 2.5 - Приземний аналіз за 22-26 липня 2008 р.

Баричне поле визначалося улоговиною малорухомого циклону над з центром над Чорним морем (мінімальний тиск у центрі 1000-1005 гПа) та збе-

реженням інтенсивного антициклону (максимальний тиск у центрі 1025-1030 гПа) над Скандинавським півостровом. Так, над Україною утворилася перевідна зона між баричними утвореннями різного знаку з великими баричними та термічними градієнтами, а також виник висотний циклон над західними областями (рис. 2.5б).

## **2.2 Характеристика терmodинамічних умов утворення та прогноз надзвичайних опадів за допомогою індексів конвекції у Закарпатської області**

Сучасна практика прогнозування виникнення небезпечних явищ погоди, зумовлених розвитком конвекції, використовує значення індексів, що характеризують конвекцію за низкою параметрів [63, 64]. Кількісні значення індексів нестійкості, що розраховані на основі даних радіозондування або моделювання, дозволяють визначити потужність конвекції і, як наслідок, ймовірність розвитку небезпечної конвективного явища [65, 66].

При значному посиленні опадів у тепле півріччя (з квітня по жовтень) вагомим чинником процесу є термічна конвекція, тому для аналізу терmodинамічного стану атмосфери над Закарпаттям під час виникнення надзвичайних опадів були розраховані основні індекси конвекції над станцією або постом за даними глобальної моделі GFS [67] з кроком 50 км зі стартом реалізації у найближчий стандартний термін до початку опадів на 0 або 3 години вперед у тепле півріччя 2016-2019 рр.

Також у якості показника розвитку конвективної марності, що надає опади, залучили температуру верхньої межі хмари або температуру конвекції (Тконв), яку визначали за архівом продуктів наукастингу [68], тому що ця характеристика демонструє температуру на висоті, де порівнюється температура частинок хмари з зовнішнім повітрям, та припиняється розвиток купчастої хмари.

Виявилося, що енергія нестійкості, яка розраховувалася для частинки повітря, яка піднімалася від поверхні землі (Surface Based CAPE, SB CAPE) при надзвичайних опадах над станціями Закарпаття з 2017 по 2019 рр. становила у середньому 1200 Дж/кг, що вказувало на помірну нестійкість та можливість розвитку купчасто-дощової хмарності зі зливами та грозами. Двічі цей індекс досягав 2600 та 2700 Дж/кг, коли випало 78,3 мм/12 год. на ГП Вилок та 50,0 мм/12год на ГП Тячів, але п'ять разів SB CAPE приймав значення від 200 до 500 Дж/кг за наявності опадів СМЯ III. Як видно з гістограми емпіричного розподілу (рис. 2.6) індекс CAPE частіше приймав значення 700-1200 Дж/кг, а коефіцієнт кореляції його значень з кількістю опадів за 12 год становив лише 0,21, отже суттєво не впливатиме на посилення опадів.

Наступний показник, який показує кількість енергії, що потрібна частці повітря для подолання інверсії температури у нижній тропосфері при вертикальному підйомі, в середньому приймав значення CIN = -44 Дж/кг, що вказує на можливість подолання затримуючих шарів, але переважно він приймав значення -30...-10 Дж/кг, що наявно показано на рис. 4.9, а коефіцієнт кореляції з сумою опадів також низький – 0,19.

Додатні значення індексу підйому (Lifted index), які передбачають наявність інверсії температури, коли атмосфера дуже стійка та є розвинені низхідні рухи повітря, над станціями Закарпатської області не виявилися, середнє значення було  $-3,25^{\circ}\text{C}$ , а переважне значення Li складало  $-5,2\dots-2,8^{\circ}\text{C}$ , що відповідало розвитку помірної нестійкості з сильними грозами, але на жаль кореляція з кількістю опадів невелика:  $r = -0,23$ .

Число Вайтинга або  $K_i$  демонструє готовність атмосфери до виникнення гроз та злив у всіх випадках, тому що жодного разу він не опускався нижче  $20^{\circ}\text{C}$ , його середнє значення було  $30,5^{\circ}\text{C}$ , а найбільш імовірні  $27\text{-}36^{\circ}\text{C}$ . Коефіцієнт кореляції значень  $K_i$  з кількістю опадів за 12 год становив 0,54, що не вказує на тісний зв'язок, але перевищує попередні результати.

Відносна завихреність штурму (SRH), тобто показник спроможності (потенціалу) циклонічного обертання висхідних потоків для розвитку грози, який

розраховувався до висоти 3 км, лише одного разу знизився до  $80 \text{ м}^2/\text{с}^2$ , що вказує на можливість виникнення штормів з обертанням. Середнє значення склало  $150 \text{ м}^2/\text{с}^2$ , а більшість випадків попадало у градацію  $150\text{-}250 \text{ м}^2/\text{с}^2$ . Коефіцієнт кореляції з опадами досить значний – 0,59.

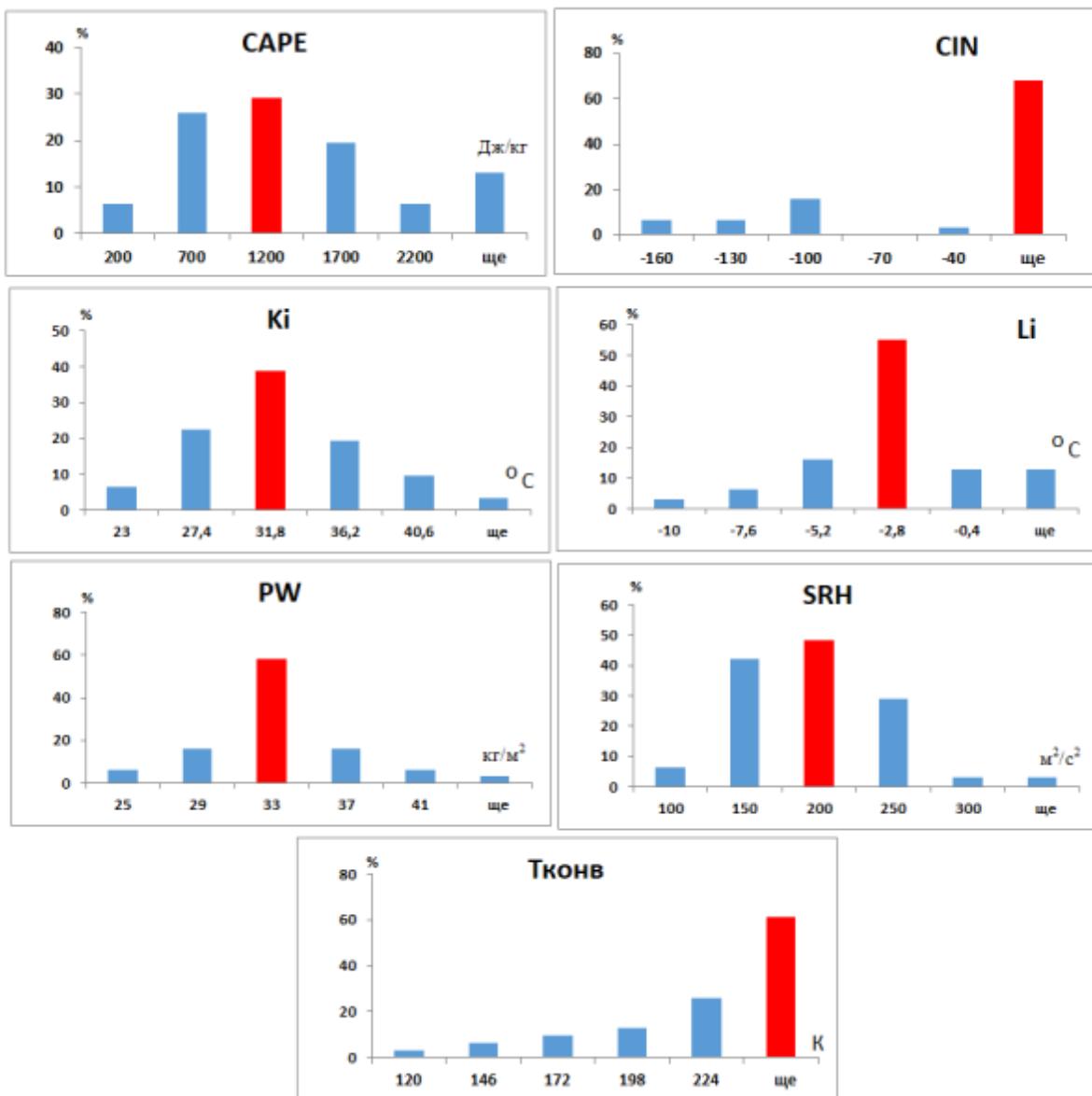


Рисунок 2.6 - Повторюваність значень індексів конвекції над станціями Закарпатської області під час утворення надзвичайних опадів

Наступний показник індекс PW був розрахований до рівня конвекції, тобто враховував вологоміст всієї купчастої хмари. В середньому він дорівнював  $33,7 \text{ кг}/\text{м}^2$ , а переважно приймав значення від 29 до  $37 \text{ кг}/\text{м}^2$ . На відміну від по-передніх показників цей індекс краще корелює з кількістю сильних опадів –

0,76, що підтверджує правильність його розрахунку. Кореляційний зв'язок з температурою конвекції ще більш тісний (-0,82), тому що вона вказує безпосередньо на потужність хмари – чим нижча ця температура, тим вища хмарна вертикального розвитку.

Таким чином, вдалося отримати стійкий кореляційний зв'язок між кількістю опадів (RR, мм) та індексами PW, Ki і SRH, та на підставі цього отримати рівняння регресії (рис. 2.7) з високим коефіцієнтом детермінації або достовірності –  $R^2 = 0,747$ , що означає що значення предиктанту на 74,7% визначається впливом предикторів. Справдженість на залежному матеріалі цього рівняння – 80%.

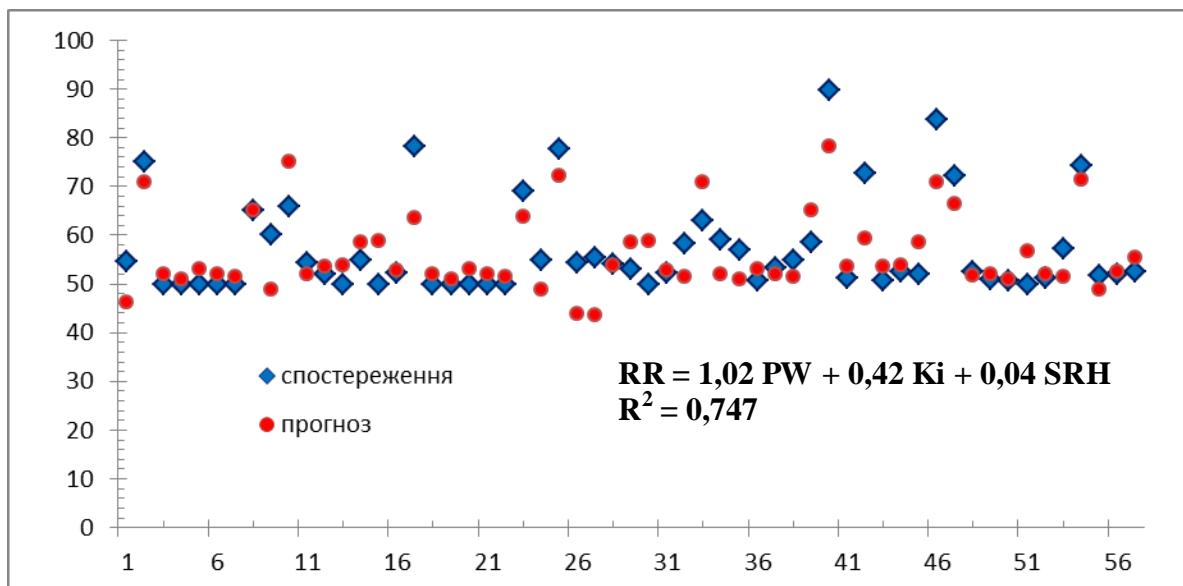


Рисунок 2.7 - Результати розрахунків кількості опадів (RR, мм) за рівнянням регресії

Отже, при виникненні надзвичайних опадів над Закарпатською областю у теплий період 2017-2019 рр. розрахунок індексів конвекції вказує на високий потенціал конвективної нестійкості тропосфери, але для оцінки можливості посилення опадів доцільно застосовувати число Вайтинга, індекси SRH і PW.

## 2.3 Вплив адвективних змін вологи на утворення грози

У попередніх розділах зазначалося, що вологість повітря є одним з основних чинників, які впливають на формування конвективних явищ. Проте її «моментальна» оцінка (наприклад, за даними радіозондування) у більшості випадків не буде показовою, оскільки перш за все не характеризуватиме тенденцію її змін, що є важливим у процесі формування того чи іншого типу конвекції. У цьому сенсі у якості показової величини доцільно залучити інтенсивність адвекції вологості, яка за прогностичними даними може бути розрахована за формулою:

$$A_f = - \left( u \frac{\delta q}{\delta x} + v \frac{\delta q}{\delta y} \right) \quad (2.1)$$

де  $q$  – питома вологість,  $v$  та  $u$  – меридіональна та зональне значення вектора швидкості вітру.

Відомо також, що інтенсивне надходження вологи на нижніх рівнях є одним з тригерних механізмів конвекції, який дозволяє подолати тепловому і вологому повітрю шари з від'ємними значеннями енергії плавучості. Особливо важливим діагноз вертикальної структури адвекції вологи є в період інтенсивного денного прогріву підстильної поверхні.

На рис. 2.8 та рис. 2.9 наведені прогностичні дані про інтенсивність адвекції вологи на основних ізобаричних поверхнях для вузла регулярної сітки з координатами  $50,5^\circ$  пн.ш  $30,5^\circ$  сх.д.

Гроза на ст.Київ відзначалася за строки 14, 17 та 20 СГЧ. У цей період структура адвекції вологи характеризувалася її позитивними значеннями на рівнях 1000 та 925 гПа. Надходження вологи на цих рівнях триває з 15 до 22 СГЧ.

Це підтверджується вертикальним профілем адвекції вологи за 18 СГЧ, з якого видно, що нижній шар охоплений її додатними значеннями, максимальне значення адвекції в цей день на зазначених рівнях не перевищувало 0,3 г/кг с.

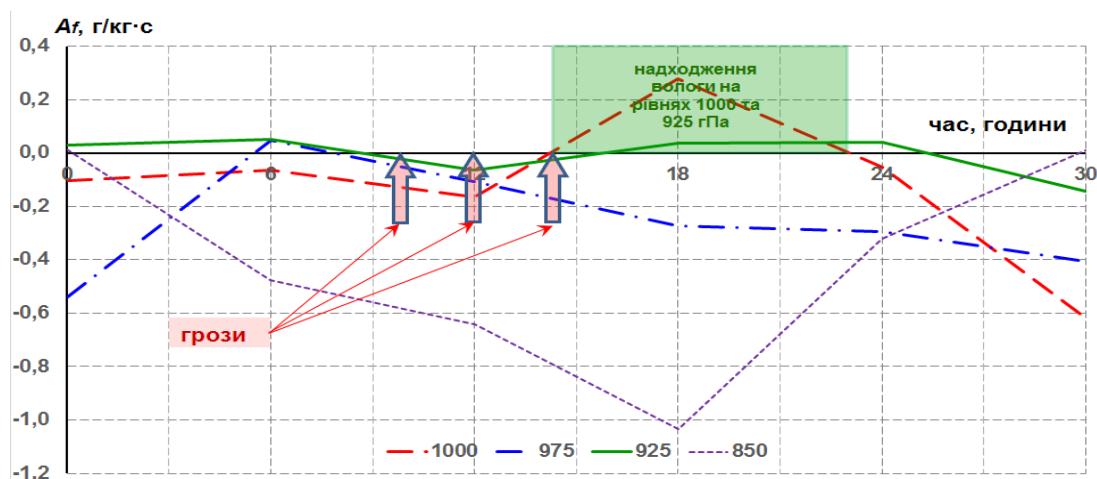


Рисунок 2.8 – Часовий хід адвекції питомої вологи ( $A \times 10^{-4}$  г/кг·с) за 27.07.2017 р. на станції Київ (за даними вузла РСТ з координатами 50,5° пн.ш 30,5° сх.д.)

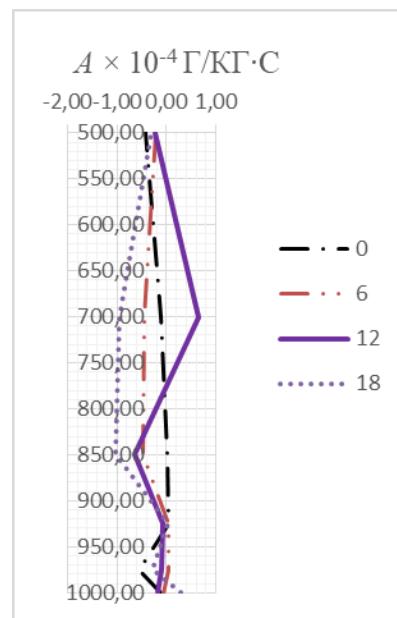


Рисунок 2.9 - Вертикальні профілі адвекції питомої вологи ( $A \times 10^{-4}$  г/кг·с) за 00, 06, 12, 18 UTC 27.07.2017 р. на стандартних ізобаричних поверхнях по станції Київ

Аналогічна ситуація спостерігалася і 28.06.2016 р. Грози в цей день відмічалися в 11, 14, 17 та 20 СГЧ. З наведеного рис. 2.10 видно, що нарощання адвекції вологи спостерігалося в шарі земля – 925 гПа з 6 год до 18 та до 20 год.

на поверхнях 975 та 925 гПа. Тобто, накопичення вологи відбувалося перед початком грозової активності і закінчувалося після її припинення. При цьому, максимальні значення адвекції вологи коливалися в межах від 0,8 до 2,5 г/кг с.

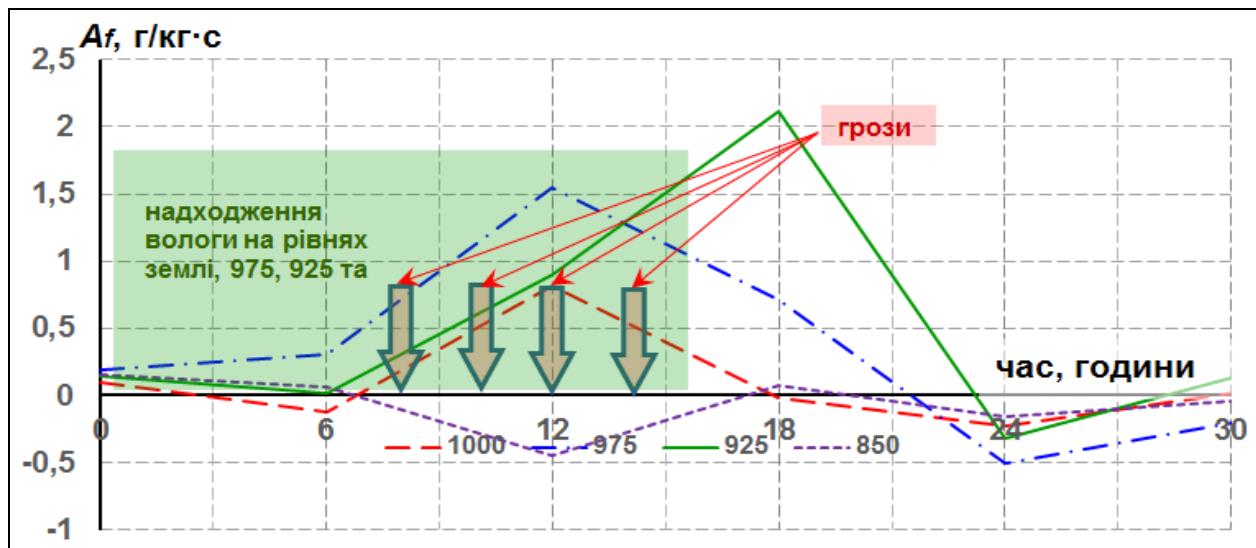


Рисунок 2.10 – Часовий хід адвекції питомої вологи ( $A \times 10^{-4}$  г/кг·с) за 28.06.2017 р. на станції Київ

Вертикальні профілі адвекції вологи на стандартних ізобаричних поверхнях (рис. 2.11) показали, що найбільш активне їх зростання з висотою спостерігалося о 6 год. З 12 год. адвекція вологи з висотою вже зменшувалася але в наступні 15, 21, 24 год, за фактичними даними, також спостерігалася гроза.

Як було зазначено в попередньому розділі, згідно аерологічної діаграми тип стратифікації атмосфери був нестійким, але CAPE показав досить невеликі свої значення (408 Дж/кг), в зазначеній день також спостерігався шар CIN, але достатньо потужний (-61 Дж/кг) та для його руйнування необхідний виключно сильний тригеринг. В нашому випадку ним виявилося «змущення» синоптичного масштабу (проходження атмосферного фронту через станцію) та адвекція вологи в нижньому шарі атмосфери.

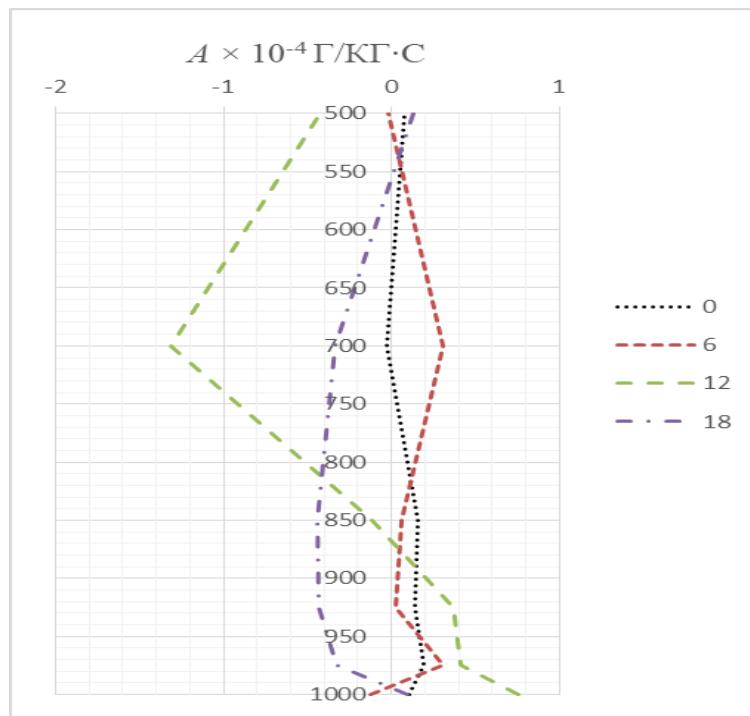


Рисунок 2.11 – Вертикальні профілі адвекції питомої вологи ( $A \times 10^{-4} \text{ г}/\text{кг}\cdot\text{s}$ ) за 0, 6, 12, 18 UTC 28.06.2017 р. на стандартних ізобаричних поверхнях по станції Київ

30.05.2017 р. гроза відмічалася об 11 СГЧ. Із представленого рисунку (рис. 2.12) можна побачити, що надходження вологи відмічається в шарі 975 – 925 гПа з 00 до 11 СГЧ, після чого надходження вологи на всіх рівнях припиняється. Слід відмітити, що максимальне значення адвекції, що спостерігалося в цей період складало приблизно 0,3 г/кг с.

В той же час, якщо розглянути графік зміни адвекції вологи з висотою (рис. 2.13) в кожний із строків спостереження, то можна побачити, що достатньо активне збільшення адвективної вологи з висотою спостерігалося з 0 до 6 год. від поверхні землі до рівня 975 гПа. О 12 год. адвективні зміни вологості на цих рівнях припинилися.

Тобто, як і в попередніх випадках, перед початком грози спостерігалася адвекція вологого повітря з рівня землі до 975 гПа. При цьому часовий хід адвекції вологи в даному випадку, не показав чітко виражених максимумів, як це бу-

ло в попередніх випадках, що говорить про те, що приплив вологого повітря із зовні в цю добу був слабким.

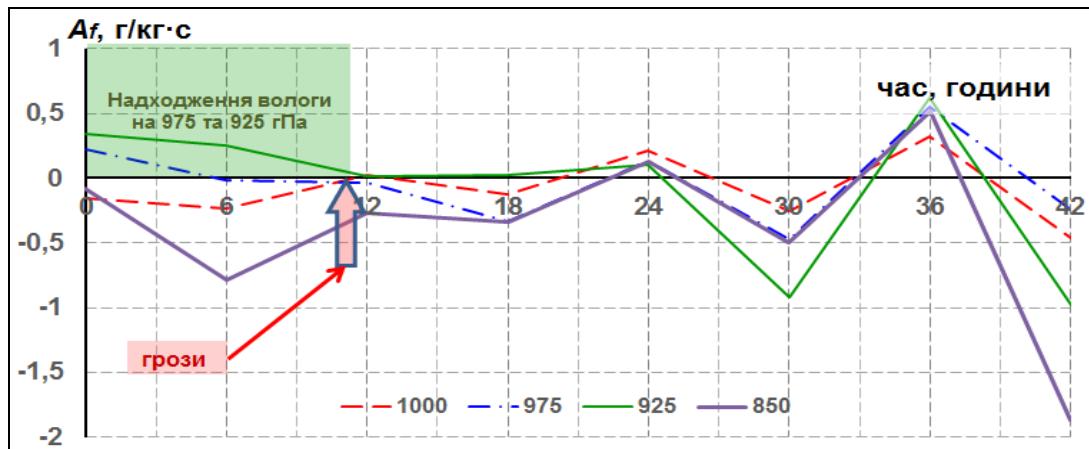


Рисунок 2.12 – Часовий хід адвекції питомої вологи ( $A \times 10^{-4}$  г/кг·с) за 30.05.2017 р. на станції Київ

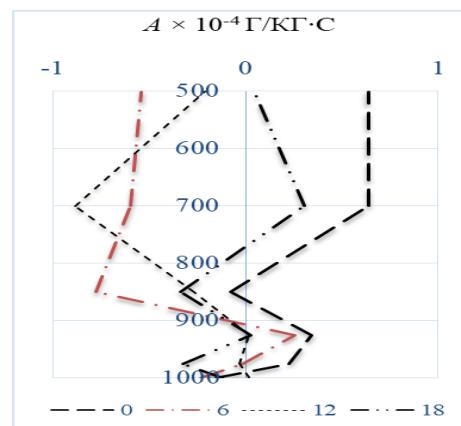


Рисунок 2.13 – Вертикальні профілі адвекції питомої вологи ( $A \times 10^{-4}$  г/кг·с) за 00, 06, 12, 18 UTC 30.05.2017 р. на стандартних ізобаричних поверхнях по станції Київ

Отже, стратифікація о 12 год. хоча і була нестійкою, такі параметри нестійкості атмосфери як CAPE (752 Дж/кг), NCAPE (0,07) показали невелику нестійкість з можливістю  $C_i$ ,  $C_b$  та слабкими зливовими опадами, CIN взагалі відсутній. Таким чином, умови що створювалися до 11 год були недостатніми для утворення грози.

## ВИСНОВКИ

В процесі виконання науково-дослідної роботи одержані такі результати за окремими розділами.

### Розділ 1

1. Виявлено, що у 2015-2019 рр. над Північно-Західним Причорномор'ям швидкість вітру перевищувала 15 м/с найчастіше при вторгненні циклонів і проходженні атмосферних фронтів (75,2 %), а також в штормовий зоні, яка виникає над регіоном під взаємодією південно-східній периферії антициклону, розташованому над Україною, з Чорноморської депресією (24,8 %).

2. Встановлено, що над Одеською областю сильний вітер виникав переважно над Білгород-Дністровським, Чорноморськом та Одеса-АМСЦ при циклонічній циркуляції з великим баричними градієнтами (82,1 %). Напередодні утворення сильного вітру впродовж доби над пунктами спостережень Одеської області у шарі від поверхні землі до рівня 925 гПа переважало стійко стратифіковане повітря з помірними зсуви вітру, а з висотою термічна та динамічна стійкість зростала.

3. Визначено, що у Одеській області з 2014 по 2018 рр. найчастіше хуртовини спостерігалися на станції Любашівка у 2016-2017 рр., а найрідше вони відзначалися на станціях Роздільна і Білгород-Дністровський. Порівняння з 1961-1990 рр. виявило зниження кількості хуртовин на півдні області за останні п'ять років в 2-3 рази, але на півночі Одещини (ст. Любашівка) вона практично не змінилася. Відносно більш тривалі хуртовини утворювалися в Ізмаїлі і Любашівці. Сильні хуртовини на території Одеської області виникали при температурі повітря  $-16,9 \dots -0,4^{\circ}\text{C}$ , швидкості приземного вітру 2-17 м/с, при північному, північно-східному або північно-західному напрямку вітру.

4. Виявлено, що з листопада до березня у 2010-2019 рр. на території України переважали додатні аномалії середньомісячної температури повітря, але в окремі роки (від 2 до 4-х) відзначалися значні від'ємні відхилення  $T_{\text{см}}$  від 1961-1990 рр. Виділяється суттєве зростання температури повітря у зимові

місяці, найбільше у грудні та лютому. Основний вплив на температурне поле мали масштабні циркуляційні процеси, що визначали погодні умови на великих територіях, а не місцеві умови.

## Розділ 2

1. Визначена з даними атмосферного реаналізу ERA5 за 1979-2019 рр. наявність тенденції до збільшення кількості сильних снігопадів та зменшення сильних дощів за останні 40 років в Україні. Сезонний хід утворення сильних та надзвичайних дощів за даними реаналізу характеризувався максимумом у липні та серпні (31 та 27 %), а снігопадів – у січні та листопаді (21 та 19 %), що істотно не відрізняється від кліматичних норм за даними метеорологічних спостережень. Просторовий розподіл кількості днів та максимальної інтенсивності сильних опадів у вузлах регулярної сітки суттєво не відрізняється від кліматичних закономірностей для метеорологічних спостережень.

2. Виявлено, що опади у вигляді дощу та снігу переважно посилювались під впливом ЕЦМ 13л та 12бз синоптичної класифікації атмосферних процесів Б.Л. Дзердзеєвського.

3. При виникненні надзвичайних опадів над Закарпатською областю у теплий період 2016-2019 рр. розрахунок індексів конвекції вказує на високий потенціал конвективної нестійкості тропосфери, але для оцінки можливості посилення опадів доцільно застосовувати число Вайтинга, індекс SRH і PW.

4. Встановлено, для розглянутих випадків утворення грози на ст. Київ характерною ознакою є адвекція вологи на нижніх рівнях (земля-925 гПа), яка є одним з тригерних механізмів реалізації доступної потенціальної енергії атмосфери.

5. Використання прогностичних даних адвекції вологи у граничному шарі атмосфери дозволяє завчасно діагностувати вищезазначений процес, що разом з даними температурно-вітрового зондування атмосфери збільшує ефективність прогнозу грози.

## ПЕРЕЛІК ДЖЕРЕЛ ПОСИЛАННЯ

1. Семергей-Чумаченко А. Б. , Слободяник К. Л. Просторово-часовий розподіл сильних опадів над Україною протягом 1979-2019 рр. за даними реаналізу ERA5 // Український гідрометеорологічний журнал, 2020, № 26.
2. Семергей-Чумаченко А.Б., Озимко Р.Р. Динаміка виникнення стихійних опадів на території Закарпатської області з 1990 по 2019 рр. // International Academy Journal «Web of Scholar». 5(47), 2020, Р. 23-26.  
[https://doi.org/10.31435/rsglobal\\_wos/31052020/7090](https://doi.org/10.31435/rsglobal_wos/31052020/7090)
3. Семергей–Чумаченко А. Б., Озимко Р. Р. Розподіл стихійних дощів в Закарпатській області за останнє двадцятиріччя (1999-2018 рр.) // Український географічний журнал, 2019, № 4. С.11-17.
4. Івус Г.П., Озимко Р.Р., Агайар Е.В., Міщенко Н.М., Семергей–Чумаченко А.Б. Циркуляційні умови формування сильних опадів на Закарпатті взимку // Український гідрометеорологічний журнал, 2018. № 22. С. 28-35.
5. Agayar E.V., Semerhei-Chumachenko A.B., Zubkovych S.O. Applying prediction models for short-term hail forecasting in southern Ukraine // Вісник Харківського національного університету імені В.Н. Каразіна, серія «Геологія. Географія. Екологія», 2020, № 53 <https://doi.org/10.26565/2410-7360-2020-53-XX>
6. Нажмудінова О.М. Температурні аномалії холодного періоду на території України у 2010-2019 рр. Фізична географія та геоморфологія. 2020. Київ. Вип. 3–4 (101–102)
7. Міщенко Н.М., Панова Я.Л., Грушевський О.М. Нижньорівнева адвекція вологи як тригерний механізм атмосферної конвекції та предиктор її прогнозу // Український гідрометеорологічний журнал, 2020, № 25, С. 28-37.  
<https://doi.org/10.31481/uhmj.25.2020.03>
8. Ivus G P, Ahayar E V, Hurska L M, Semerhey-Chumachenko A B, Zubkovych S O. Komparativne karakteristike mikrocirkulacijskih procesa sjeverozapadne oblasti Crnomorske regije koje doprinose pojačanju prizemnog vjetra (The comparative characteristic of macrocirculation processes of the Northwest Black

Sea region, which contribute to surface wind strengthening) // Hrvatski meteorološki časopis (Croatian Meteorological Journal), 52, 2018, P. 3-11.

9. Івус Г. П., Агайар Е. В., Гурська Л. М., Семергей-Чумаченко А. Б. Циркуляційні умови виникнення сильного та стихійного вітру над Південним Заходом України. Український гідрометеорологічний журнал, 2016. № 17. С.38-48.

10. Івус Г. П., Мартазінова В. Ф. Короткий огляд метеорологічних досліджень в кінці ХХ-початку ХХІ століття в Україні // Український гідрометеорологічний журнал, 2017. № 19. С. 19-25.

11. Клімат України. К.: Видавництво Раєвського, 2003. 343 с.

12. Стихійні метеорологічні явища на території України за останнє двадцятиріччя (1986-2005 рр.) / За ред. В. М. Ліпінського, В. І. Осадчого, В. М. Бабіченко. К.: Ніка-Центр, 2006. 312 с.

13. Балабух В. А., Лавриненко О. М., Ягодинець С. М., Малицька Л. В., Базалеєва Ю. О. Зміна інтенсивності, повторюваності та локалізації небезпечних явищ погоди в Україні та їх регіональні особливості // Системи контролю навколошнього середовища: Збірник наукових праць МГІ НАН України. 2013. № 19. С. 189-198.

14. Balabukh V., Trofimova I., Malytska L., Krakovska S., Palamarchuk L., Gnatius N. Background information on climate change. Ukraine's Greenhouse Gas Inventory 1990-2015. Annual National Inventory Report for Submission under the United Nations Framework Convention on Climate Change and the Kyoto Protocol. 2017

15. Озимко Р.Р., Семергей-Чумаченко А.Б. Просторово-часовий розподіл сильних та стихійних опадів над Закарпаттям // Матеріали XIX наукової конференції молодих вчених ОДЕКУ, 25-29 травня. Одеса: ОДЕКУ, 2020. С. 296-297.

16. Слободяник, К. Л., Семергей-Чумаченко, А. Б. Сильні опади над Україною протягом 1979-2019 рр. за даними реаналізу Era5 // Матеріали XIX наукової конференції молодих вчених ОДЕКУ, 25-29 травня. Одеса: ОДЕКУ, 2020. С. 301-302.

17. Слободяник К. Л., Семергей-Чумаченко А. Б. Аналіз сильних опадів над Україною протягом 1979-2019 рр. // Матеріали IV-го Всеукраїнського пленера з питань природничих наук. Одеса, 19.06.2020. С. 83-85

18. Алі Салех Алі Абдодовах, Агайар Е.В. Вітровий режим Лівії // Матеріали XIX наукової конференції молодих вчених ОДЕКУ, 25-29 травня. Одеса: ОДЕКУ, 2020. С. 265-266.
19. Антонюк Я.І., Нажмудінова О.М. Урагани північної Атлантики // Матеріали XIX наукової конференції молодих вчених ОДЕКУ, 25-29 травня. Одеса: ОДЕКУ, 2020. С. 267.
20. Бучко І.Р., Нажмудінова О.М. Процеси пилової адвекції в Європі у 2019 р. // Матеріали XIX наукової конференції молодих вчених ОДЕКУ, 25-29 травня. Одеса: ОДЕКУ, 2020. С. 274.
21. Вершиніна І.В., Міщенко Н.М. Термодинамічний аналіз атмосферних фронтів південних циклонів // Матеріали XIX наукової конференції молодих вчених ОДЕКУ, 25-29 травня. Одеса: ОДЕКУ, 2020. С. 275-276.
22. Глушкова, А. В., Семергей-Чумаченко, А. Б. Режим та циркуляційні умови посилення вітру у Харківській області // Матеріали XIX наукової конференції молодих вчених ОДЕКУ, 25-29 травня. Одеса: ОДЕКУ, 2020. С. 280-281.
23. Лаврушина А. С., Агайар Е. В. Синоптичні та метеорологічні умови утворення хуртовин на Україні. // Матеріали XIX наукової конференції молодих вчених ОДЕКУ, 25-29 травня. Одеса: ОДЕКУ, 2020. С. 288-289.
24. Ліхачев А. Д., Агайар Е. В. Умови формування сильного вітру над Північно-Західним Причорномор'ям 2015-2019 рр. // Матеріали XIX наукової конференції молодих вчених ОДЕКУ, 25-29 травня. Одеса: ОДЕКУ, 2020. С. 292-293.
25. Масловський, Є. О., Семергей-Чумаченко, А. Б. Утворення смерчів над Одеською областю у 2018 та 2019 рр. // Матеріали XIX наукової конференції молодих вчених ОДЕКУ, 25-29 травня. Одеса: ОДЕКУ, 2020. С. 294-295.
26. Погорелова М.М., Міщенко Н.М. Визначення параметрів нестійкості атмосфери, що є найбільш показовими при прогнозуванні грозової активності // Матеріали XIX наукової конференції молодих вчених ОДЕКУ, 25-29 травня. Одеса: ОДЕКУ, 2020. С. 299-300.

27. Султан, Ю. С., Семергей-Чумаченко, А. Б. Синоптичні умови виникнення сильних та надзвичайних опадів на ст. Одеса-ГМО // Матеріали XIX наукової конференції молодих вчених ОДЕКУ, 25-29 травня. Одеса: ОДЕКУ, 2020. С. 303-304.
28. Івус Г. П., Семергей-Чумаченко А. Б., Агайар Е. В., Ваховська Г.А. Еволюція режиму приземного вітру в районі Севастополя за двадцятирічний період / Вестник ГМЦ ЧАМ, 2010. № 1 (11). С. 76-86.
29. Stuart, N. A., and R. Grumm Using Wind Anomalies to Forecast East Coast Winter Storms // Bull. Amer. Meteor. Soc., 2006. V. 21. PP. 952-968,
30. Кононова Н. К. Классификация циркуляционных механизмов Северного полушария по Б. Л. Дзердзеевскому //отв. ред. А. Б. Шмакин, Российская акад. наук, Ин-т географии. М. : Воентехиздат. 2009. 372 с.
31. Клименко Л. В. Синоптико-климатическая типизация атмосферных процессов и её каталог // М: МГУ им. М. В. Ломоносова. 1976. 106 с.
32. Кац А. Л. Индекс циркуляции как показатель зональных и меридиональных синоптических процессов// Метеорология и гидрология. 1959. № 5. С. 3.
33. Івус Г. П., Агайар Э.В. Фізико-статистичний аналіз і прогноз слабкого вітру та інверсій температури над територією Північно-Західного Причорномор'я. Одеса: ТЕС. 2018. 201 с.
34. [http://rp5.ua/Погода в мире \(дата звернення 1.12.2020 р.\).](http://rp5.ua/Погода в мире (дата звернення 1.12.2020 р.).)
35. Івус Г. П. Спеціалізовані прогнози погоди. Одеса: ТЕС, 2012. 407 с
36. Ивус Г. П., Семергей-Чумаченко А. Б. Струйные течения нижних уровней атмосферы: Монография. Одеса:ОДЕКУ, 2018. 156 с.
37. Смекалова Л.К., Швер Ц.А. Климат Одессы. Л.: Гидрометеоиздат, 1986. 174 с.
38. Кліматичний кадастр України (стандартні кліматичні норми за період 1961–1990 pp.)/ Державна гідрометеорологічна служба та ін. – УНДГМІ – ЦГО, Київ, 2006. [Електронний ресурс].
39. ДСТУ 3992:2000. Видання. Кліматологія. Терміни та визначення основних понять. Київ, 2001. 40 с.

40. Морозова С.В. Статистическое исследование волн тепла и холода в Северо-Западном регионе зимой и летом (на примере Санкт-Петербурга) // Ученые записки РГГМУ, 2014. Вып. 36. С.50-53.
41. Слизька К.П. Підходи до вивчення високих температур повітря на території України. Фізична географія та геоморфологія. К.: ВГЛ “Обрій”, 2013. Вип. 4 (72). С.136-142.
42. Мартазинова В.Ф., Остапчук В.В. Взаимосвязь процессов циркуляции в тропосфере и стратосфере при кратковременных и длительных потеплениях и похолоданиях в Украине // Наукові праці УкрНДГМІ. 2004. Вып. 253. С.27-36.
43. Лялько В.І., Єлістратова Л.О., Кульбіда М.І., Апостолов О.А., Барабаш М.Б. Особливості змін клімату в Україні на кінець ХХ – початок ХХІ ст. за наземними та супутниковими даними // Український журнал дистанційного зондування Землі. 2015. Вип.6. С.33-84.
44. Остапчук В. Сучасні особливості циркуляційних умов формування термічного режиму на території України // Наукові записки ТНПУ ім. В. Гнатюка. Серія: Географія. 2018. № 2. С.54-61.
45. Кульбіда М.І., Єлістратова Л.О., Барабаш М.Б. Сучасний стан клімату України // Проблеми охорони навколошнього природного середовища та екологічної безпеки. 2013. Вип. 35. С.118-130.
46. Бабіченко В.Н., Осадчий В.І., Температура повітря на території України в сучасних умовах клімату // Укр. геогр. журн. 2013. № 4. С.32-39.
47. Щеглов О.А. Зимові синоптичні процеси, що формують значні за площею осередки з аномально високою температурою повітря в Східній Європі. Науковий вісник Херсонського держ. ун-ту. Серія: Географічні науки. 2018. Вип. 9. С.194-200.
48. Щеглов О.А. Зимові синоптичні процеси, що формують значні за площею осередки з аномально-низькою температурою повітря у Східній Європі. Вісник ХНУ ім. В.Н. Каразіна, серія: “Геологія. Географія. Екологія”. 2018. № 49. С.169-176.

49. Шерстюков Б.Г. Изменения, изменчивость и колебания климата. Изд. ФГБУ “ВНИИГМИ-МЦД”, Обнинск. 2011, 293 с.
50. <https://iridl.ldeo.columbia.edu/> (дата звернення 10.11.2020 р.).
51. Climate Change 2014: Impacts, Adaptation, and Vulnerability. Part B: Regional Aspects. Contribution of Working Group II to the Fifth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change. Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA: IPCC, 2014.
52. Державна служба України з надзвичайних ситуацій. URL: <https://www.dsns.gov.ua/ua/Dovidka-za-dobu/111143.html> (дата звернення: 11.09.2020).
53. Хохлов В. М., Уманська О. В., Ель Хадрі Юсеф та ін. Виявлення можливості застосування даних реаналізу в наукових дослідженнях. Тези доповідей I Всеукр. гідрометеорологічного з’їзду з міжнародною участю, 22-23 березня. Одеса : TEC, 2017. С. 235-236.
54. European Centre for Medium-Range Weather Forecasts (ECMWF). URL: <https://www.ecmwf.int/> (дата звернення: 10.03.2020).
55. Copernicus Climate Data Store. ERA5 hourly data on single levels from 1979 to present. URL: <https://cds.climate.copernicus.eu/cdsapp#!/dataset/reanalysis-era5-single-levels?tab=form> (дата звернення 10.03.20 p.).
56. Miguel Nogueira. Inter-comparison of ERA-5, ERA-interim and GPCP rainfall over the last 40 years: Process-based analysis of systematic and random differences. Journal of Hydrology. 2020. Vol. 583. Pp. 1-17 <https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2020.124632>
57. Tymofeyev V. E., Scheglov A., Skorotyana Yu. On the extreme summer precipitation in Ukraine over the last decades. Proceedings of the 7<sup>th</sup> European Conference on Severe Storms (ECSS2013), 3-7 June. Helsinki, Finland, 2013. URL: <https://www.essl.org/ECSS/2013/programme/abstracts/144.pdf>
58. Guide to Climatological Practices. WMO. 2018. No. 100, pp. 89-91. URL: [https://library.wmo.int/doc\\_num.php?explnum\\_id=9868](https://library.wmo.int/doc_num.php?explnum_id=9868) (дата звернення: 15.09.2020).

59. Balabukh V. O. et al. Extreme weather events in Ukraine: occurrence and changes. *Extreme Weather* / Edited by P. J. Sallis. London, UK: IntechOpen, 2018. Pp. 85-106.
60. Настанова з метеорологічного прогнозування / Гумоненко Л. В., Жук Н. Г, Савченко Л. І. та ін. Київ, 2019. 35 с.
61. Осадчий В. І., Бабіченко В. М. Динаміка стихійних метеорологічних явищ в Україні. Український географічний журнал. 2012. №4. С. 8-14. URL: [https://ukrgeojournal.org.ua/sites/default/files/UGJ-2012-4-08\\_0.pdf](https://ukrgeojournal.org.ua/sites/default/files/UGJ-2012-4-08_0.pdf)
62. Календарь последовательной смены ЭЦМ по периодам. URL: <http://atmospheric-circulation.ru> (дата звернення: 20.04.2020).
63. Индексы неустойчивости. URL: [http://flymeteo.org/stat/indexneust .php](http://flymeteo.org/stat/indexneust.php) (дата звернення 25.05.2020).
64. Jurgen Gracier. Convection parameters. URL: <http://www.juergengrieser.de/ConvectionParameters/> [ConvectionParameters.pdf](#) (дата звернення: 20.02.2020).
65. Калинин Н. А. Условия формирования и прогноз сильных осадков с помощью индексов неустойчивости атмосферы на территории Уральского Прикамья. Географический вестник. 2019. № 4 (51). С. 96-112.
66. Міщенко Н. М., Панова Я. Л., Грушевський О. М. Нижньорівнева адвекція вологи як тригерний механізм атмосферної конвекції та предиктор її прогнозу. Український гідрометеорологічний журнал. 2020. Вип. 25. С. 28-37.
67. NOAA: National centers for environmental information. URL: [ftp://nomads.ncdc.noaa.gov/GFS/analysis\\_only](ftp://nomads.ncdc.noaa.gov/GFS/analysis_only) (дата звернення: 11.04.2020).
68. EUMETSAT NWC SAF. URL: <http://www.nwcsaf.org/web/guest/nec /geo-geostationary-archive> (дата звернення: 11.04.2020).