

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-р. геогр. наук, с.н.с.**

**Ю.С. Тучковенко**

**ЗВІТ**

**ПРО НАУКОВО-ДОСЛІДНУ РОБОТУ**

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

**(проміжний)**

Науковий керівник НДР  
канд. геогр. наук, доцент

**А.Б. Семергей-Чумаченко**

(підпис)

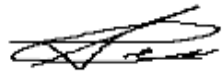
21.12.2023 р.

2023

Результати роботи розглянути на засіданні НТР ОДЕКУ  
протокол № 6 від 21.12.2023 р.

## СПИСОК АВТОРІВ

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

  
08.12.2023

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

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

  
08.12.2023


Е.В. Агайар  
(розділи 2 )

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

  
08.12.2023


Г.О. Боровська  
(розділ 2)

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

  
08.12.2023

О.В. Волошина  
(розділ 1)

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

  
08.12.2023

Н.М. Міщенко  
(розділ 1)

Доцент кафедри  
метеорології та кліматології,  
канд. геогр. наук

  
08.12.2023

О.М. Нажмудінова  
(розділ 2)

Нормоконтролер

  
08.12.2023

Л.І. Моренець-  
Кубанська

## РЕФЕРАТ

Звіт з НДР: 60 с., 21 рис., 12 табл., 77 джерел.

НИЗЬКА ХМАРНІСТЬ, АДВЕКЦІЯ ТЕМПЕРАТУРИ, ТУМАН, ГРОЗА, ГРОЗОВИЙ ОСЕРЕДОК, ІНДЕКСИ КОНВЕКЦІЇ, ГРАД, ЕКСТРЕМАЛЬНІ ОПАДИ, ДЖЕРЕЛА ВОЛОГИ.

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.

Визначені адвективні зміни температури та вологості повітря напередодні утворення низької хмарності на станції Одеса. Надана оцінка ефективності методів прогнозу туману у Херсоні та виявлені причини невдалих прогнозів.

Встановлені сучасний просторо-часовий розподіл, циркуляційні та термодинамічні чинники виникнення гроз на станціях Одеської області. Визначена ефективність розрахункових методів прогнозу гроз на АМСЦ Київ (Жуляни). Виявлені географічний розподіл активності процесів градоутворення на території України та синоптичні умови випадіння сильного граду.

В результаті дослідження з використанням даних атмосферного реаналізу ERA5 визначений характер циркуляції, термодинамічний стан тропосфери та джерела атмосферної вологи під час екстремальних опадів в Україні.

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

## ЗМІСТ

Вступ .....	5
1 Умови утворення та оцінка якості прогнозу низької хмарності та туману на півдні України .....	6
1.1 Адвективні зміни температури та вологості повітря на станції Одеса у дні формування низької хмарності у 2018-2021 рр. ....	6
1.2 Оцінка ефективності методів прогнозу адвективного туману Кошеленко І.В. та радіаційного туману Зверева О.С. на АМСЦ Херсон взимку 2018-2021 рр. ....	10
2 НЕБЕЗПЕЧНІ КОНВЕКТИВНІ ЯВИЩА НА ТЕРИТОРІЇ УКРАЇНИ .....	15
2.1 Просторово-часовий розподіл, циркуляційні та термодинамічні умови грозової діяльності в Одеській області у 2005-2022 рр. ....	15
2.2 Виявлення та прогноз розвитку грозових осередків на АМСЦ Київ у 2011-2020 рр. ....	24
2.3 Утворення граду влітку 2023 року на території України .....	33
2.4 Характеристика атмосферної циркуляції та джерел вологи під час екстремальних опадів на території України з 1979 по 2019 рр. ....	42
ВИСНОВКИ .....	49
РОЗДІЛ 1 .....	49
РОЗДІЛ 2 .....	49
ПЕРЕЛІК ДЖЕРЕЛ ПОСИЛАННЯ .....	52

## ВСТУП

Даний звіт містить результати дослідження сучасних циркуляційних та термодинамічних умов виникнення небезпечних та стихійних метеорологічних явищ на території України і оцінку ефективності методів їх прогнозу, а саме низької хмарності в Одесі, сильного туману в Херсоні, грозової діяльності в Одеській області [1] і Києві, граду влітку над всією територією України, екстремальних опадів в Україні [2, 3] під час змін клімату [4, 5].

Актуальність дослідження визначає зростання за останні десятиріччя на території України [6-22] та у світі [23-26] кількості виникнення небезпечних та стихійних метеорологічних явищ (СМЯ).

Вихідні матеріали дослідження – електронні щоденники метеорологічних спостережень [27], дані радіозондування [28], електронний архів аеросиноптичного матеріалу та штормові попередження пакету АРМСин та ресурси [29, 30], дані об'єктивного аналізу NCEP-NCAR [31], дані моделі GFS [32] та атмосферного реаналізу ERA5 [33].

У розробці наукової тематики приймали участь аспіранти Жук Д.О. [1, 12, 14], Осокін О.В. [34] та Шепель В.В., магістри гр. МЗМ-22: Єжова В.А., Ветушинська О.В., Ланова Ю.С., Маркіна А.О., Сівак В.О. [35-38]; магістри гр. МНЗ-22М Желізко А.В., Міхеєва О.О. та Смалюх Д.О. [39-41], магістр гр. МВМ-22 Рязанов К.С. [42]; магістри гр. МЗМ-23 Дзінюк Д.С. та Черняк С.П. [43, 44], студенти гр. МКА-19 Візнюк Р.О. [1] та МКА-20 Маланічев М.Ю. [45].

Авторський колектив висловлює щире подяку начальнику Гідрометцентра Чорного та Азовського морів к.геогр.н., доц. Ситову В.М та завідувачці відділом метеорологічних прогнозів Тарнавської О.В., а також завідувачці Центру стану навколишнього середовища ОДЕКУ Уманської О.В. за вчасне і беззаперечне забезпечення необхідною метеорологічною інформацією протягом всього циклу робіт.

# **1 УМОВИ УТВОРЕННЯ ТА ОЦІНКА ЯКОСТІ ПРОГНОЗУ НИЗЬКОЇ ХМАРНОСТІ ТА ТУМАНУ НА ПІВДНІ УКРАЇНИ**

## **1.1 Адвективні зміни температури та вологості повітря на станції Одеса у дні формування низької хмарності у 2018-2021 рр.**

Низька хмарність має великий вплив на польоти літальних апаратів [46, 47], стан аеродромів, експлуатацію авіаційної техніки і засобів забезпечення польотів, в деяких випадках унеможлиблює виконання певних завдань. Тому для оновлення та доповнення існуючих методів прогнозу низької хмарності [9] визначені умови утворення низької хмарності на станції Одеса з використанням доступних у оперативній роботі метеоролога даних про адвективні зміни вологості та температури.

В якості вихідних даних для проведення дослідження використовувалися дані чисельної моделі GFS [32] перед утворенням низької хмарності на станції Одеса за 2018-2021 рр. Зокрема, проводився відбір прогностичних даних адвекції вологості та температури повітря на основних ізобаричних поверхнях (1000, 975, 925, 850 гПа) з горизонтальною роздільною здатністю регулярної сітки точок (PCT)  $0,25^\circ \times 0,25^\circ$ . Після завантаження даних адвекцій температури та вологості повітря за строки 00, 06, 12, 18 год будувалися графіки послідовного ходу цих параметрів перед утворенням низької хмарності, в період її існування та деякий час після її деградації на всіх вищевказаних ізобаричних рівнях.

Аналіз адвективних змін температури та вологості перед формуванням низької хмарності та туману по типовим випадкам 2018-2021 рр., на вищезазначених рівнях (рис. 1.1-1.4) виявив виявили певні закономірності в розподілі адвективних змін температури та вологості повітря.

Так, наявність значних сплесків адвективних змін температури та вологості на приземному рівні (рис. 1.1) спостерігається з завчасністю від 6 до 12 годин до початку формування низької хмарності на станції Одеса.

Для формування низької хмарності в найближчі 6 годин в Одесі сприятливою умовою було наявність на приземному рівні адвекції вологи  $\geq 1$  г/(кг/с) (в окремих випадках без різких змін адвекції вологості) та адвекції температури повітря  $\geq 0,7$  К/с.

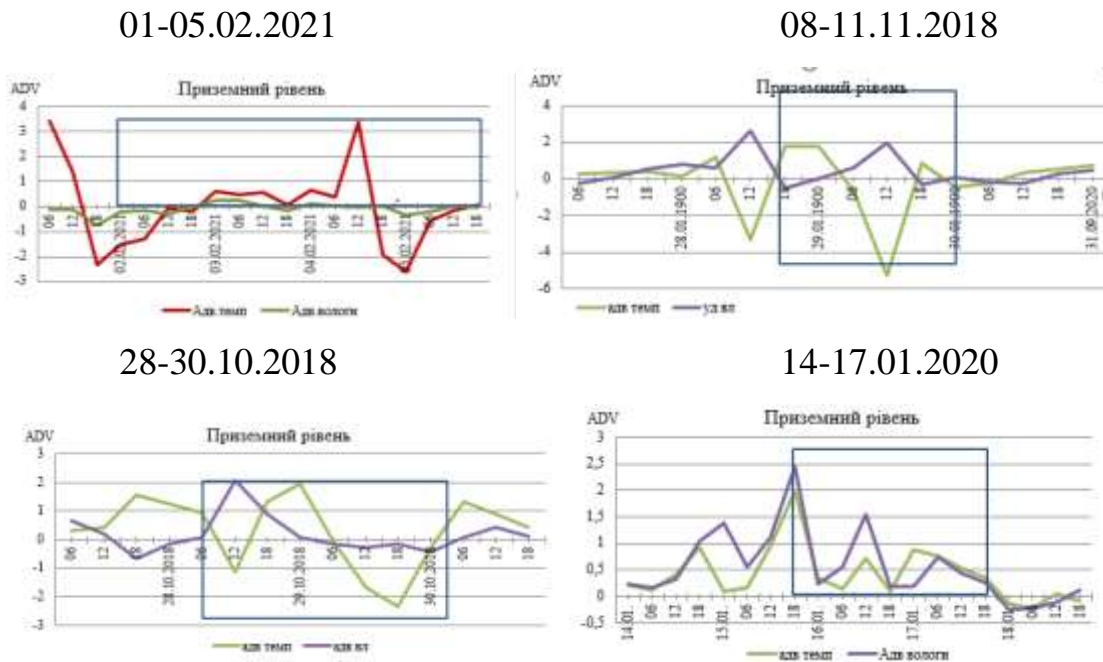


Рисунок 1.1 – Графіки адвективних змін температури та вологості повітря біля поверхні землі перед формуванням низької хмарності та в період її існування (блакитний прямокутник)

Загальної рисою адвективних змін температури та вологості на рівні 975 гПа було поступове зростання адвективних змін температури за 6 годин та більш повільне зростання адвекції вологості за 12-18 год до утворення низької хмарності.

Тому різкі зміни адвекції вологості та адвекції температури спостерігаються перед утворенням низької хмарності з середньою завчасністю від 12 годин, а для формування низької хмарності в найближчі 12 годин, сприятливою умовою на рівні 975 гПа (рис. 1.2) було наявність адвекції вологи від  $\geq 0,8$  г/(кг/с) та адвекції температури  $\geq 0,7$  К/с.

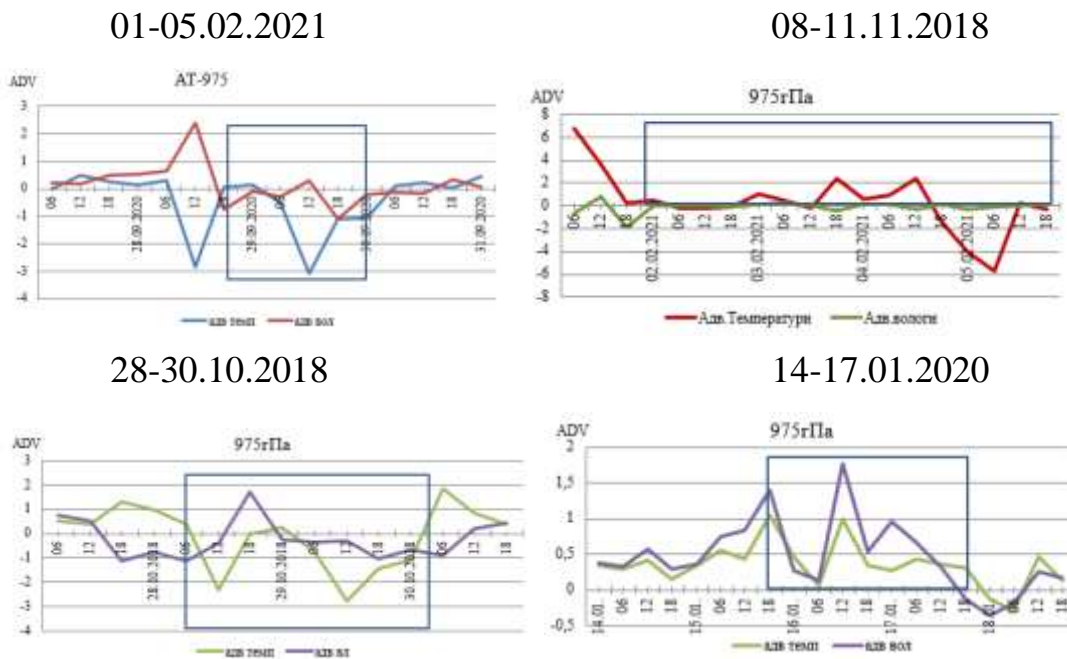


Рисунок 1.2 – Графіки адвективних змін температури та вологості повітря на рівні 975 гПа перед формуванням низької хмарності та в період її існування (блакитний прямокутник)

На рівні 925 гПа поступове зростання адвекцій температури та вологості відмічалось більш синхронно, але з різною інтенсивністю з загальною завчасністю від 6 годин. Виявлено (рис. 1.3), що саме на цьому рівні спостерігаються пікові значення адвекції, а різкі зміни адвекції вологості та адвекції температури спостерігаються перед утворенням низької хмарності з середньою завчасністю від 6 годин. Для формування низької хмарності в найближчі 6 годин, сприятливою умовою на рівні 925 гПа було наявність адвекції вологи  $\geq 0,4$  г/(кг/с) та адвекції температури  $\geq 0,9$  К/с.

Загальною рисою адвективних змін температури та вологості була їх наявність на рівні 850 гПа (рис. 1.4) з завчасністю 12-19 годин. В середньому за 16 годин до утворення низької хмарності відмічається збільшення адвективних змін температури та вологості, а пікові значення адвекції спостерігаються в середньому за 6-12 годин до утворення низької хмарності. Для формування низької хмарності в найближчі 12 годин, сприятливою умовою на рівні 850 гПа було наявність адвекції вологи  $\geq 0,6$  г/(кг/с) та адвекції температури  $\geq 0,4$  К/с



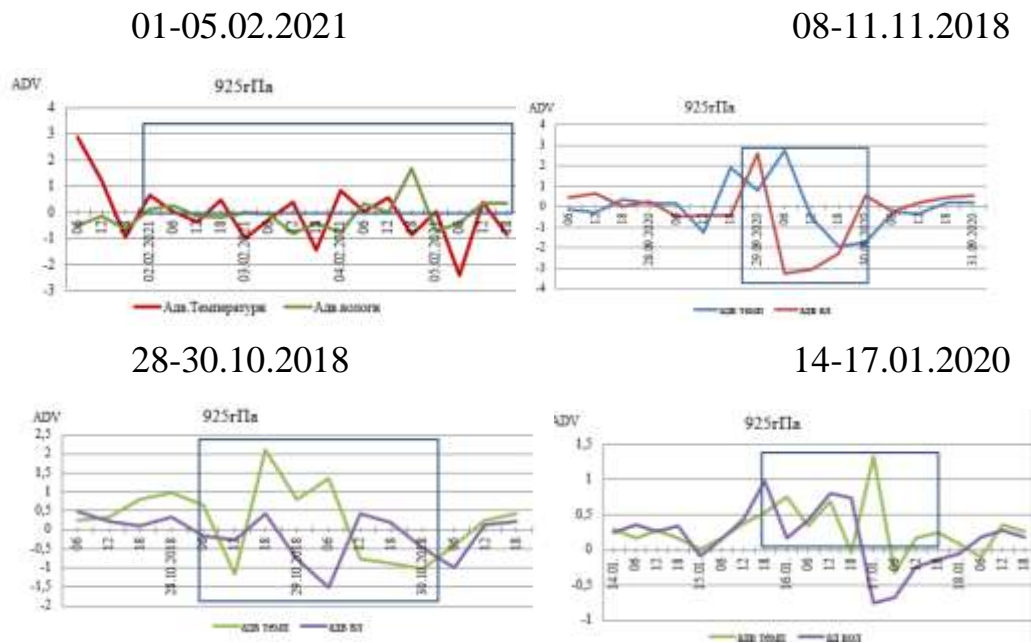


Рисунок 1.3 – Графіки адвективних змін температури та вологості повітря на рівні 925 гПа перед формуванням низької хмарності та в період її існування (блакитний прямокутник)

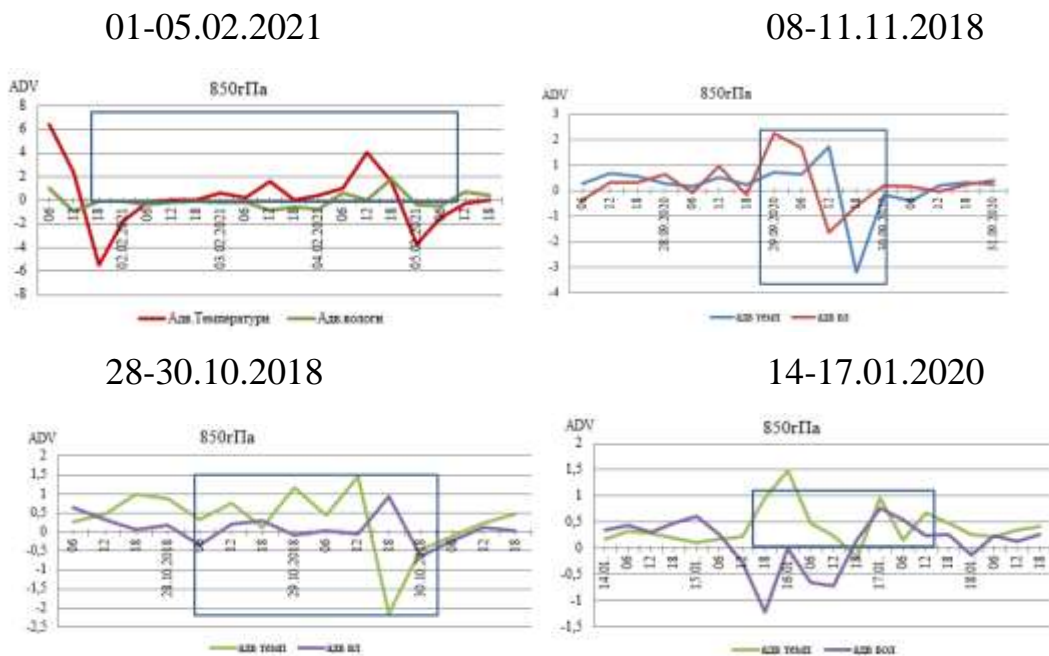


Рисунок 1.4 – Графіки адвективних змін температури та вологості повітря на рівні 850 гПа перед формуванням низької хмарності та в період її існування (блакитний прямокутник)

Таким чином напередодні утворенням низької хмарності в Одесі пікові значення адвекції температури та вологості спостерігаються спочатку на одному з рівнів граничного шару атмосфери, а потім послідовно поширюються на інші, на відміну від [8]. Різкі зміни адвекції вологості спостерігаються перед утворенням низької хмарності з завчасністю від 12 годин, а адвекції вологи спочатку на рівні 850 гПа –12 годин, а далі на інших рівнях від 6 годин та менше. Для формування низької хмарності в найближчі 12 годин над Одесою характерна наявність адвекції вологи на рівні 850 гПа та біля землі  $\geq 0,6$  та  $\geq 1,0$  г/(кг/с), відповідно, а також наявність адвекції температури на рівні 850 та 925 гПа  $\geq 0,4$  та  $0,9$  К/с, відповідно.

## **1.2 Оцінка ефективності методів прогнозу адвективного туману Кошеленко І.В. та радіаційного туману Зверева О.С. на АМСЦ Херсон взимку 2018-2021 рр.**

Туман суттєво ускладнює роботу авіації через зменшення видимості нижче 1000 м, а в умовах сильного туману видимість може погіршитися нижче мінімумів погоди [46, 47] та не дозволити безпечно виконати посадку (зліт) у складних метеорологічних умовах на відповідному типі повітряного судна.

Прогнозування туманів є важливим аспектом для забезпечення безпеки автомобільного і морського транспорту, а також для охорони здоров'я метеочутливих людей. Точні прогнози туманів дозволяють вживати вчасних заходів для уникнення небезпеки та мінімізації можливих негативних наслідків. Існує кілька традиційних методів і способів прогнозування туманів, які постійно вдосконалюються і розширюються.

На сьогодні прогнозування туманів на АМСЦ Херсон виконується за методами Кошеленко І.В. (для адвективного туману) та за Зверева О.С. (для радіаційного туману).

Враховуючи, що найчастіше тумани на АМСЦ Херсон спостерігаються взимку [6, 7], тому була проведена оцінка ефективності прогнозу туманів за методами Кошеленко І.В. та Зверева О.С. на авіаційній метеостанції Херсон за три зимові періоди: 2018-2019 рр., 2019-2020 рр. та 2020-2021 рр.

Розрахунки справджуваності прогнозу туманів на АМСЦ Херсон за методом Зверева О.С. та Кошеленко І.В. представлені у табл. 1.1.

Так, метод Зверева О.С. для обраного періоду мав також досить високу справджуваність, але дещо нижче, ніж метод Кошеленко І.В. Найнижча ефективність прогнозу радіаційних туманів виявилася у січні та грудні 2020 року – 68 %, а найвища - у лютому 2021 року (93 %). Прогноз адвективних туманів на аеродромі Херсон за методом Кошеленко І.В. мав достатньо високу справджуваність – від 84 до 96%.

Таблиця 1.1 – Справджуваність прогнозу туманів за методом Зверева О.С. ( $P_{зв}$ , %) та Кошеленко І.В. ( $P_{кош}$ , %) на АМСЦ Херсон взимку 2018-2021 рр.

Період, рр.	Місяць	$P_{зв}$ , %	$P_{кош}$ , %
2018-2019	Грудень	78	93
	Січень	84	93
	Лютий	72	86
2019-2020	Грудень	84	93
	Січень	68	96
	Лютий	90	96
2020-2021	Грудень	68	84
	Січень	90	96
	Лютий	93	93
Середнє за весь період		<b>80,7</b>	<b>92,2</b>

Для виявлення причин помилок прогнозу детально проаналізовані випадки, коли прогноз радіаційного та адвективного туману на аеродромі Херсон не виправдався.

Так, прогноз наявності радіаційного туману від 16 грудня 2020 на АМСЦ Херсон не справджувався. Як видно з рис. 1.5, 16 грудня 2020 року о 18 UTC пі-

вденна частина України знаходилась розмитому полі підвищеного тиску, на Закарпатті відмічався серпанок при температурі повітря  $-2,0\text{ }^{\circ}\text{C}$  та точці роси  $-3,0\text{ }^{\circ}\text{C}$ . На початку наступної доби, 17 грудня о 00 та 06 UTC, не відбулося істотних змін у синоптичній ситуації, проте поле підвищеного тиску поширилося далі на захід, а фронт оклюзій з південних районів ЄТР змістився на південь, тобто на північні області України. На рівні 850 гПа 16 грудня о 18 UTC температура над півднем України становила  $0...2\text{ }^{\circ}\text{C}$ , а вже 17 грудня (00 UTC) зроста до  $3...4\text{ }^{\circ}\text{C}$ , тобто відбулася адвекція тепла на цьому рівні.

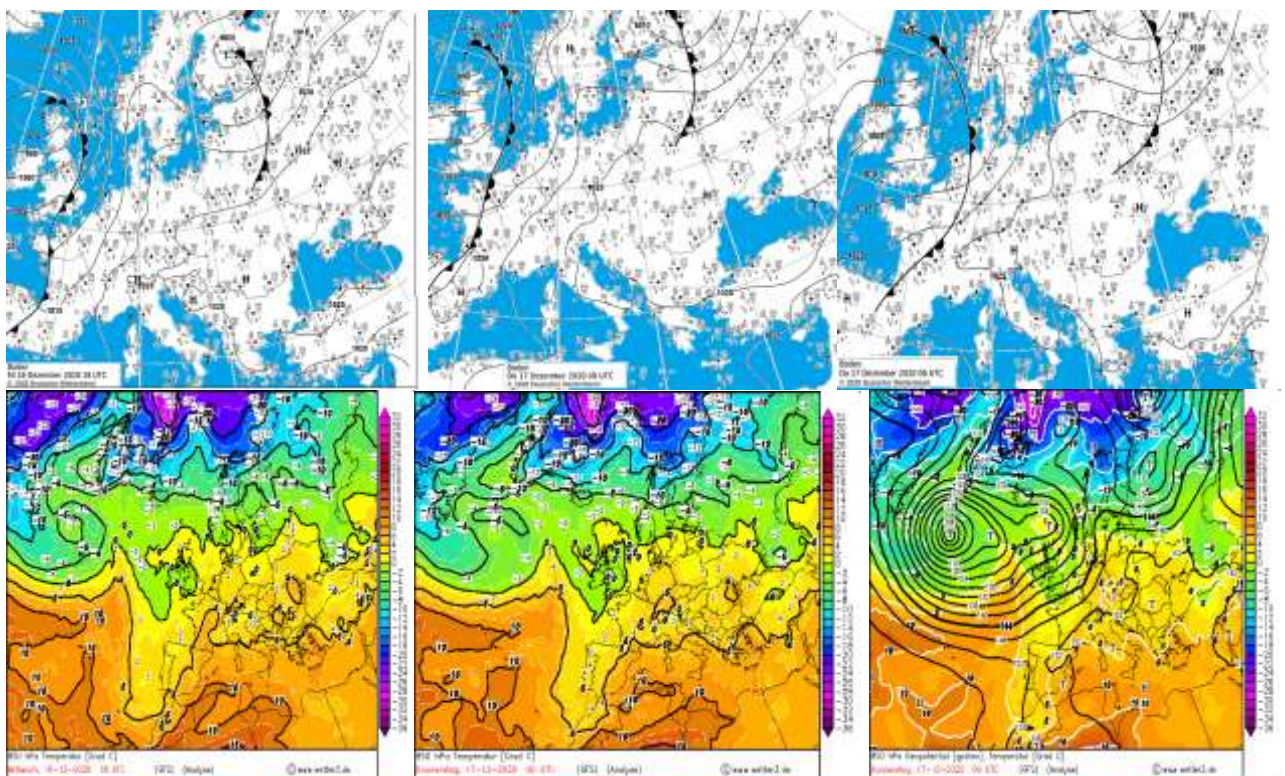


Рисунок 1.5– Приземні карти та АТ-850 за 16 грудня 2020 (18 UTC) та 17 грудня 2020 (00 та 06 UTC)

Хоча по розрахунках за методом Зверева О.С. очікувалося утворення туману, але на АМСЦ Херсон спостерігався серпанок при відносній вологості 94 % та температурі повітря  $-0,1\text{ }^{\circ}\text{C}$ .

Фактичні дані погоди, що використовувались при прогнозі радіаційного туману 16 грудня 2020 року наведені у табл. 1.2.

Таблиця 1.2 – Фактичні дані для прогнозу радіаційного туману на АМСЦ Херсон по методу Зверева О.С. за 16 грудня 2020 року (16:00 год)

Дата	Стан ґрунту	$T_0, ^\circ\text{C}$	$T_d, ^\circ\text{C}$	$U, \%$	$a, \text{г/м}^3$
16.12.2020	Сухий	0,9	-0,9	88	10,4

Для прогнозу радіаційного туману за методом Зверева О.С. визначають температуру туманоутворення за формулою:

$$T_T = T_d - \Delta T_d,$$

де:  $T_d$  – температура точки роси в строк, близький до заходу сонця;  $\Delta T_d$  – можливе зниження температури точки роси протягом ночі від початкового терміну до моменту утворення туману.

Мінімальну температуру повітря біля поверхні землі прогнозують по формулі:

$$T_{min} = T_0 - \Delta T,$$

де  $T_0$  – температура повітря в вечірній строк спостереження (18 год);  $\Delta T$  – очікуване охолодження повітря при ясному небі.

Визначають можливість утворення туману: при  $T_{min} < T_T$  слід очікувати туман (сильний туман), при  $T_{min} \geq T_T$  туман не передбачається.

За розрахунками отримали наступне:  $T_{min} = -6,4^\circ\text{C} < T_T = -1,7^\circ\text{C}$ , отже, туман слід очікувати. У табл. 1.3 наведені розрахункові дані.

Таблиця 1.3 – Прогностичні дані, розраховані для прогнозу радіаційного туману на АМСЦ Херсон по методу Зверева О.С. за 16 грудня 2020 року

Прогноз		$\Delta T_d, ^\circ\text{C}$	$T_T, ^\circ\text{C}$	$E_0, \text{кВт/м}^2$	$\Delta T, ^\circ\text{C}$	$T_{min}, ^\circ\text{C}$
V, м/с	Хмар.					
3	6	0,8	-1,7	0,12	7,3	-6,4

Таким чином, через адвекцію тепла на рівні 850 гПа не відбулося очікуваного зниження температури повітря (табл. 1.4) та не було достатньо вологи для утворення туману, але спостерігався серпанок при відносній вологості повітря 94-96%.

Таблиця 1.4 – Фактична погода на АМСЦ Херсон за 17 грудня 2020 року

Час, год	$V$ , м/с	$T$ , °C	$T_d$ , °C	$U$ ,%	Явище
00	1 м/с	-0,1	-1,0	94	Серпанок
06	2 м/с	-0,4	-1,0	96	Серпанок

Таким чином, на АМСЦ Херсон взимку 2018-2021 рр. обидва методи прогнозу туману продемонстрували високу справджуваність, але ефективність прогнозу адвективних туманів методом Кошеленко І.В. (92 %) виявилася більш високою у порівнянні з прогнозом радіаційних туманів за методом Зверева О.С. (81 %) через помилку у прогнозі приземної температури.

## **2 НЕБЕЗПЕЧНІ КОНВЕКТИВНІ ЯВИЩА НА ТЕРИТОРІЇ УКРАЇНИ**

### **2.1 Просторово-часовий розподіл, циркуляційні та термодинамічні умови грозової діяльності в Одеській області у 2005-2022 рр.**

Активна грозова діяльність може бути небезпечною для різних галузей економіки, а саме для аграрного сектору через завдання значних збитків сільськогосподарським культурам, для енергетичної галузі пошкодження лінії електропередачі та підстанцій, а також неполадки в роботі енергетичних систем.

Просторовий розподіл числа днів із грозою за рік зумовлюється характером загальної циркуляції атмосфери та рельєфом місцевості. Так, у середньому за рік над рівнинними районами України спостерігалось до 27-30 днів з грозою [48, 49] у попередній кліматичний період 1961-1990 рр., а на узбережжях Чорного та Азовською морів число днів з грозою було значно менше (15-22) через вплив бризової циркуляції, добова періодичність якої гасила розвиток конвекції.

Згідно [50] будь-яка гроза формує жовтий рівень безпеки, тобто це небезпечне метеорологічне явище I рівня небезпечності (НМЯ I). Отже за характером впливу на життєдіяльність суспільства гроза є явищем погоди, яке створює певні незручності для населення та функціонування господарського комплексу.

Для характеристики сучасного режиму грозової діяльності над Одеською областю обраний період з 2005 по 2022 рр. а у якості вихідної інформації залучені дані метеорологічних спостережень [27] над 12 станціями Одеської області: з півночі на південь – Балта, Любашівка, Затишшя, Сербка, Роздільна, Одеса-ГМО, Чорноморськ, Білгород-Дністровський, Сарата, Болград, Вилкове, Дунайська ГМО (Ізмаїл).

За період дослідження над територією Одеської області спостерігалось 3826 випадків грози, а саме від 197 до 479 гроз, а в середньому 319 днів з грозою [1]. Частіше за все грози виникали в Сербці на південному сході області (479 днів), а також Любашівці, Ізмаїлі та Болграді – 394, 378 та 372 випадки від-



повідно. Мінімальна грозова активність відмічалася у Вилкове (197 днів), а також у Чорноморському та Білгород-Дністровському.

Період з 2005 по 2022 рр. характеризувався значним зменшенням середньої кількості гроз на рік над всіма пунктами дослідження у порівнянні з 1961-1990 рр. [49], що узгоджується з [51-53]. Менш за все грозова активність знизилася над узбережжям Чорного моря (рис. 2.1), а саме на ст. Одеса-ГМО – на 4,6 дні з грозою. Також відносно незначно (від 6 до 8 днів) зменшилася кількість днів з грозою на південним заходом (Ізмаїл), південним (Сербка) та північним (Любашівка) сходом області. Значніше знизилася середня річна активність грозової діяльності на станціях Затишшя та Болград (на 8,4 та 9,8 днів, відповідно). Ще сильніше (більш ніж на 12 днів) зменшення кількості гроз відбулося у Роздільній, Білгород-Дністровському, Сараті та Болграді.

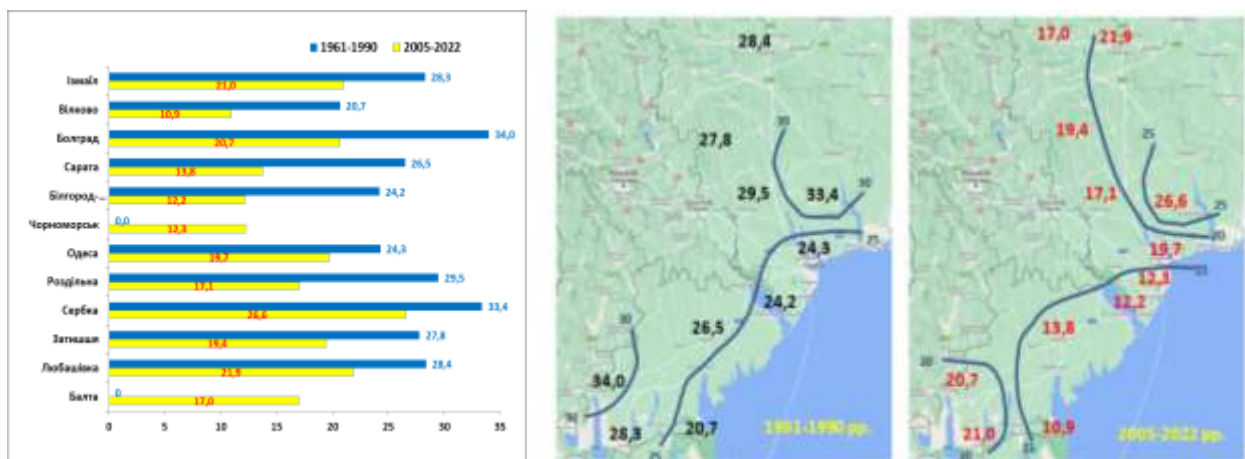


Рисунок 2.1 - Середня кількість днів з грозою над Одещиною у 1961-1990 [49] та 2005-2022 рр.

Максимальне зниження грозової активності у порівнянні з 1961-1990 рр. відбулося над Болградом – кількість днів з грозою зменшилася на 13,3 – від 34,0 до 20,7 днів. Порівнюючи характер географічного розподілу днів з грозою над регіоном обох періодів можна виявити збереження зони зниженої грозової активності над узбережжям півдня Одеської області та незначні зміни конфігурації зон максимумів в районі Болграда та Сербки.



Щодо річного ходу грозоутворення над регіоном, то 99,1 % гроз над регіоном спостерігалось у тепле піввірччя – з квітня по жовтень (табл. 2.1).

Таблиця 2.1 – Річний хід (%) кількості днів з грозою на станціях Одеської області у 2005-2022 рр.

Пункти	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII
Балта	0,0	0,0	0,0	3,3	23,2	32,7	23,2	12,4	4,2	1,0	0,0	0,0
Любашівка	0,0	0,3	0,5	3,6	19,3	32,5	23,6	13,2	5,8	0,8	0,3	0,3
Затишшя	0,0	0,3	0,6	2,9	20,9	32,0	22,3	14,3	5,7	0,9	0,0	0,3
Сербка	0,0	0,0	0,4	2,3	17,7	31,3	30,9	11,7	4,6	0,6	0,0	0,4
Роздільна	0,0	0,3	0,0	2,0	19,5	31,3	25,7	15,0	5,5	0,3	0,3	0,0
Одеса	0,0	0,0	0,9	1,8	13,1	29,4	26,7	16,7	8,6	2,7	0,0	0,0
Чорноморськ	0,0	0,0	0,6	2,3	13,0	28,7	25,6	20,3	6,2	2,3	0,8	0,3
Білгород-Дністровський	0,0	0,0	0,0	2,3	21,0	33,3	22,8	15,1	4,6	0,9	0,0	0,0
Сарата	0,0	0,0	0,0	3,2	15,7	33,5	29,8	12,9	4,0	0,8	0,0	0,0
Болград	0,0	0,0	0,3	5,1	17,5	32,5	23,9	14,2	4,0	1,3	0,8	0,3
Вілково	0,5	0,0	1,0	3,0	13,2	34,5	29,9	11,7	5,6	0,0	0,5	0,0
Гамалі	0,0	0,0	0,3	5,0	16,7	31,5	27,8	14,3	3,2	0,8	0,3	0,3

Над всіма станціями регіону його максимум припадає на червень, але в Сербці частка липня майже співпадає в червнем – різниця становить 0,4 %. Також незначна різниця спостерігалась між червнем та липнем спостерігалась в Одесі та Чорноморську (2,7 та 3,1 день.). Травневі грози частіше лунають у Сербці та на півночі Одещини (5 та 6-7 днів), а серпневі – в Одесі (5,0 днів).

Якщо проаналізувати особливості річного ходу кількості днів з грозою над Одеською областю, то на півдні області частіше ніж на півночі виникали у липні, а на півночі – у травні. Жодного випадку грози за межами теплого періоду не було над Білгород-Дністровським, Саратою та Балтою.

Для більш наочного представлення міжрічної мінливості кількості гроз створені карти кількості днів з грозою по роках та місяцях для кожного пункту дослідження (рис. 2.2), де можна виявити відносний максимум повторюваності гроз у 2011-2014 рр. та у 2021 р. над Сербкою та Затишшям. Над деякими станціями у різних частинах регіону (Балта, Затишшя, Білгород-Дністровський, Бол-

град, Вілково) у 2016 р. взагалі не фіксувалося жодної грози, над Чорноморськом та Саратою – по одному випадку у травні. Але над Любашівкою саме у 2016 р. спостерігалось максимальна кількість гроз на рік – 28 випадків. За весь період дослідження лише в Любашівці та Одесі не виявилось жодного місяця теплого півріччя без виникнення гроз, що підтверджує локальність розповсюдження цього явища.

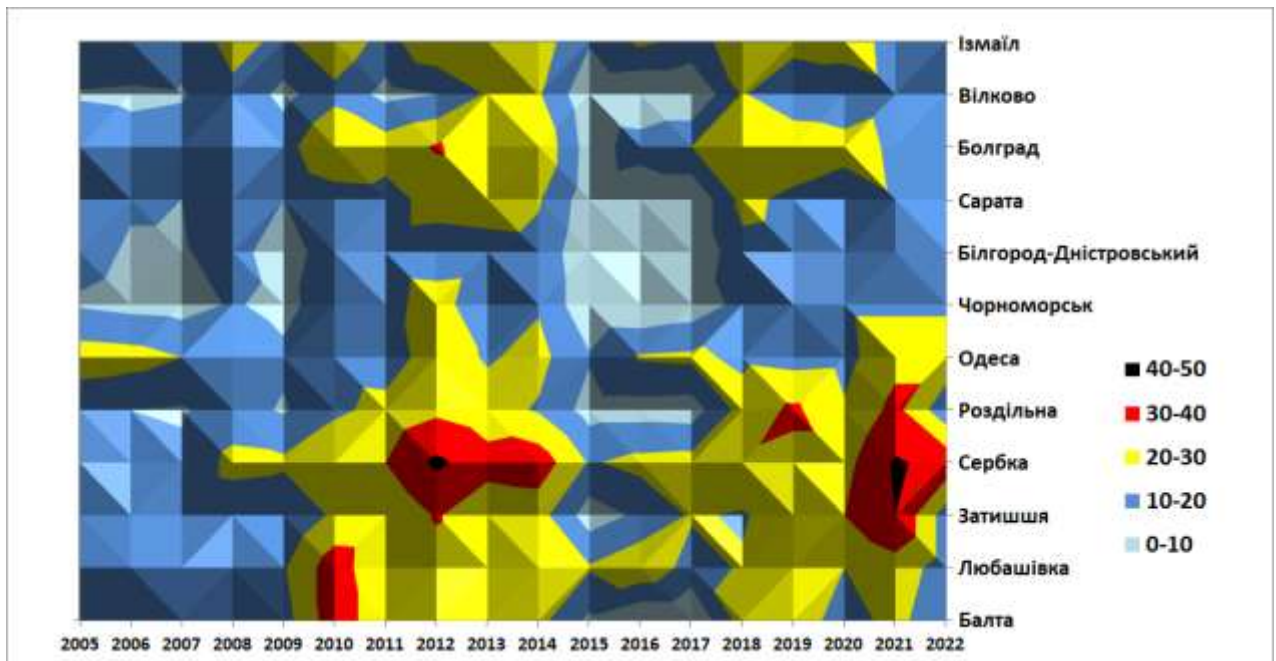


Рисунок 2.2 - Міжрічна мінливість кількості днів з грозою на станціях Одеської області у 2005-2022 рр.

Аналіз міжрічної мінливості виявив найбільшу грозову активність над регіоном у травні та червні 2013 р. та найменшу у 2016 р., коли над станціями Балта, Затишшя, Білгород-Дністровський, Болград та Вілково не було жодної грози.

Для визначення синоптичних умов виникнення гроз над Одеською областю обраний п'ятирічний період з 2018 по 2022 рр., під час якого грози переважно утворювалися у червні 2021 р. над північної частиною області.

За допомогою ресурсу [30] визначалася синоптична ситуація над південним заходом України для випадків утворення грози, уточнювали розташування атмосферних фронтів та вважалося, що гроза виникла при проходженні фронталь-

них розділів, якщо відстань між станцією та теплим фронтом становила не менш 250-300 км і 150-200 км між станцією та холодним фронтом або фронтом оклюзії. Виявлено, що частіше над Одещиною виникали внутрішньомасові грози (рис. 2.3) – 175 випадків або 34 %. Трохи менше гроз утворювалася при проходженні холодних фронтів – 154 грози або 30 % від їх загальної кількості. Трохи менше було пов'язано з діяльністю фронтів оклюзії - 139 гроз або 27 %, і найрідше грози траплялися на теплому фронті – лише 52 випадки (10 %).

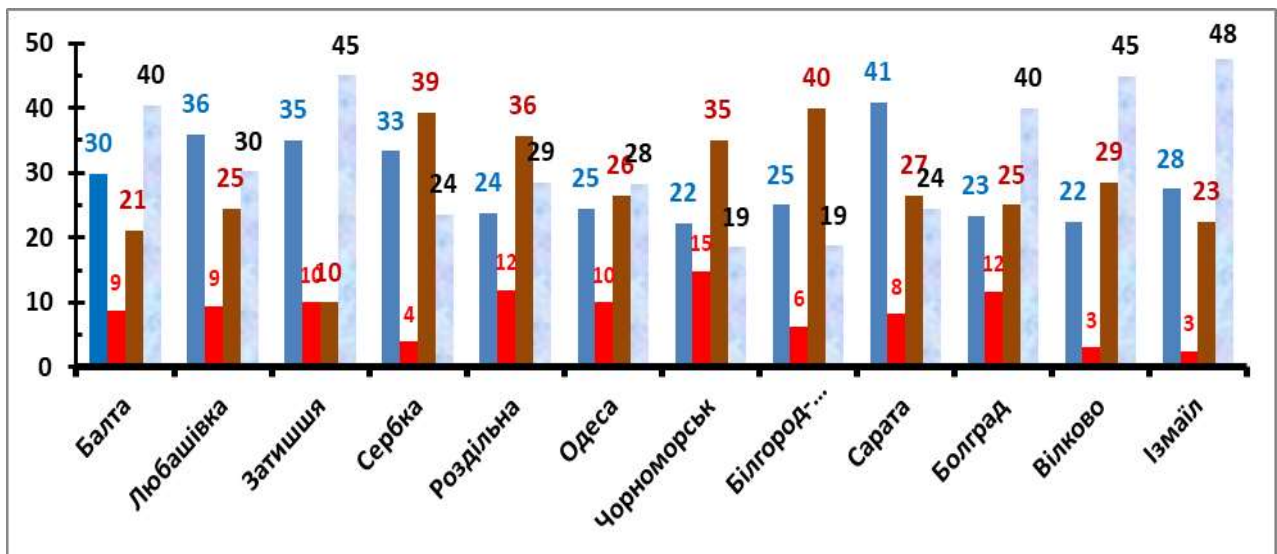


Рисунок 2.3 - Повторюваність (%) гроз на атмосферних фронтах та поза ними на станціях Одеської області 2018-2022 рр.

Над Ізмаїлом, Затішшям та Вілково майже половина гроз мала внутрішньомасове походження (48, 45 і 45 % відповідно), також їх частка була значною та перевищувала 40 % у Балті та Болграді, тобто на півдні та заході Одеської області. Найрідше грози поза впливом фронтів спостерігалися у Білгород-Дністровському та Чорноморську – 19 %.

Також значна частка гроз Одещини (29 %) розвивалася на основних холодних фронтах (рис. 2.4а), де вони були пов'язані з потужним витісненням теплої повітряної маси високого вологовмісту і нестійкої стратифікації уверх наступаючим валом холодного повітря. Найбільшою повторюваністю гроз на холодному фронті відрізнялися північні станції Сарата (41 %) та Любашівка, Затішшя,



Сербка (33-36 %). Відносно рідше грози виникали при проходженні холодної ділянки фронту на півдні – Болград та Вілково (22 та 23 %).

На фронтах оклюзії спостерігалось 28 % гроз, коли більш холодне повітря витісняє менш холодне, проникає під поверхню теплового фронту, піднімаючи наверх тепле повітря, і цим спричинює розвиток цілого валу купчасто-дощових хмар за лінією фронту (рис. 2.4б). Хмари у даному випадку дуже розвинуті вертикально, коли фронт оклюзії утворюється у центрі циклону.

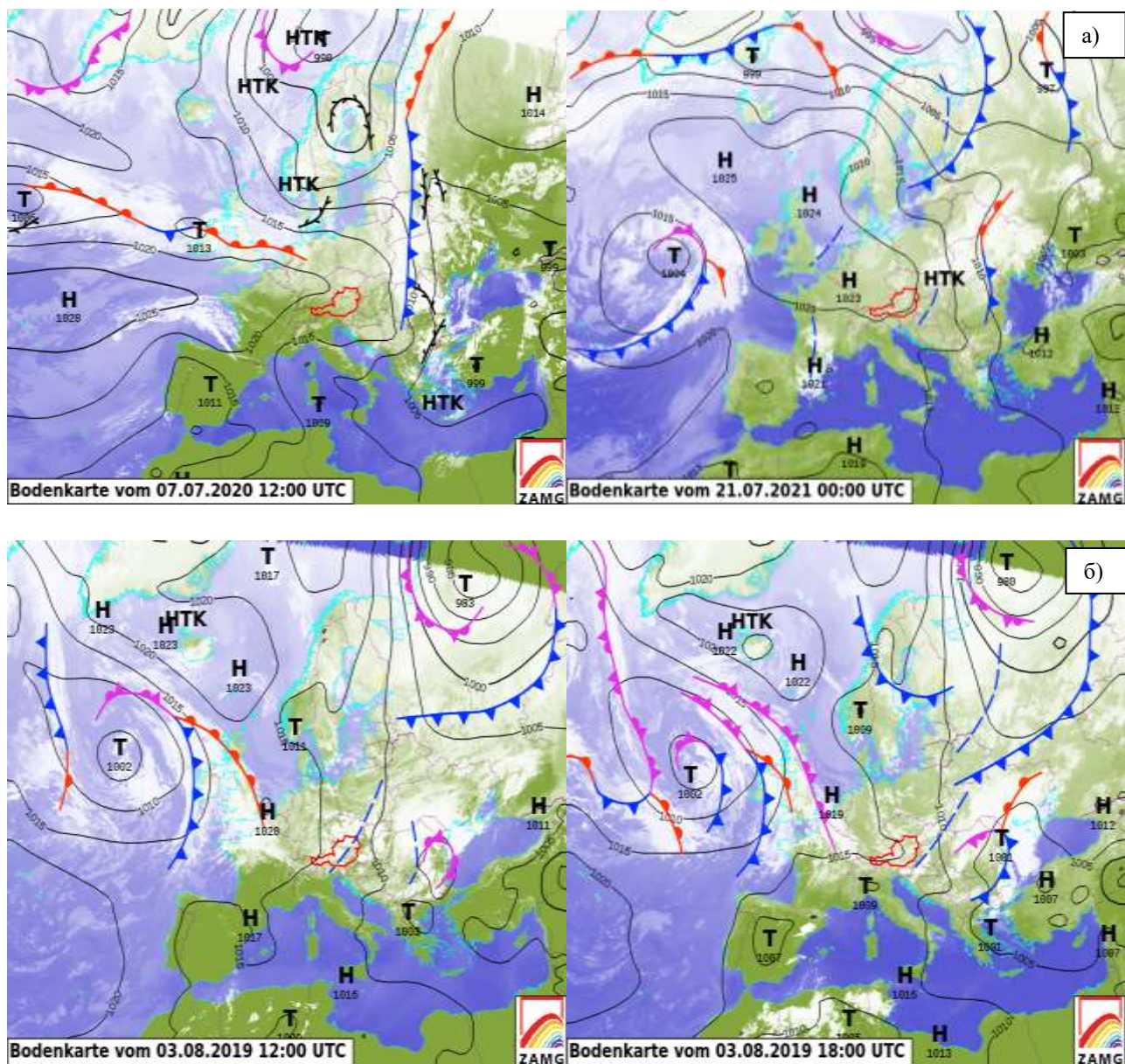


Рисунок 2.4 - Приземний аналіз та поле хмарності під час гроз на холодному фронті та на фронті оклюзії над Одещиною

Найчастіше грози при проходженні фронтів оклюзії виникали над Білгород-Дністровським та Сербкою (40 та 39 %), а менш за все такі грози утворювалися у Балті та Затишші – 21 і 10 % від загальної кількості гроз над Одещиною.

Значно менше гроз (8 %) розвивалося на теплому фронті, завдяки тому, що під час підймання над фронтальною поверхнею зростає нестійкість стратифікації теплого повітря, що спричинює розвиток конвекції. Найчастіше це буває тоді, коли теплі фронти пов'язані з циклонами та улоговинами, що заглиблюються.

Як звісно, над південним заходом України [48] переважають периферійні атмосферні процеси, але фронтальні грози утворюються при пересуванні над регіоном дослідження циклонів або при загостренні атмосферних фронтів на у перехідних зонах між баричними утвореннями різних знаку.

При прогнозуванні виникнення грози, граду, шквалу та інших небезпечних явищ погоди, які обумовлені розвитком конвекції, практикується використання значень індексів, що характеризують конвекцію за низкою параметрів. Для аналізу термодинамічного стану атмосфери над Одещиною за основними індексами конвекції обрані всі випадки гроз за 2021 р., для яких за даними глобальної моделі GFS [9] були розраховані основні індекси конвекції (табл. 2.2).

Одним з найбільш часто використовуваних індексів є така характеристика потужності нестійкого шару, як конвективна потенційна енергія. Її досить ефективно відображає індекс CAPE (Convective Available Potential Energy). Загальний запас енергії нестійкості в атмосфері CAPE знаходиться як алгебраїчна сума енергій нестійкості окремих шарів від рівня конденсації до рівня конвекції. Більш високі значення енергії нестійкості вказують на більш інтенсивну конвекцію в хмарі, тобто на більш небезпечні явища погоди. Енергія нестійкості або індекс CAPE є незмінним предиктором в прогнозі небезпечних явищ, пов'язаних з конвекцією. Енергія нестійкості або індекс CAPE при грозі над станцією в 2021 р. в середньому становила 450-800 Дж/кг з максимумом над Балтою, а максимум без грози спостерігався над Любашівкою. Розрахунок енергії нестійкості над станціями без гроз при наявності грози над областю показав значення від 200 до 400 Дж/кг, отже відсутність умов для розвитку грози.



Таблиця 2.2 – Значення індексів нестійкості атмосфери над Одещиною при грозі та без грози у 2021 р.

Пункти	CAPE				Ki			
	Сер. при грозі	Сер. без грози	Min	Max	Сер. при грозі	Сер. без грози	Сер. при грозі	Сер. без грози
Балта	784	376	0	2640	41	39	24	48
Любашівка	534	426	0	3080	41	37	19	47
Затишся	638	392	0	1760	39	39	26	51
Сербка	528	272	0	1870	40	36	20	50
Роздільна	649	406	0	2750	41	39	28	52
Одеса	593	244	0	1540	43	38	21	48
Чорноморськ	525	314	0	1540	42	40	22	57
Білгород-Дніст	544	297	0	1540	41	39	23	50
Сарата	450	265	0	1760	40	38	26	54
Болград	364	316	0	2090	40	38	24	46
Вілково	524	369	0	1650	42	37	24	48
Ізмаїл	400	382	0	2310	36	39	24	47

Пункти	VT				CT			
	Сер. при грозі	Сер. без грози	Min	Max	Сер. при грозі	Сер. без грози	Min	Max
Балта	32	31	15	35	35	34	23	41
Любашівка	32	32	19	35	35	33	24	41
Затишся	31	32	19	33	34	33	26	40
Сербка	32	32	20	35	34	32	18	40
Роздільна	32	32	19	36	34	34	24	43
Одеса	33	32	19	35	36	34	30	40
Чорноморськ	33	32	19	35	37	35	31	48
Білгород-Дніст	32	32	18	35	35	35	28	40
Сарата	32	32	18	42	33	32	23	41
Болград	32	31	18	33	33	32	23	41
Вілково	31	32	19	33	36	34	28	41
Ізмаїл	32	32	18	33	36	32	24	40

Пункти	TT				LI			
	Сер. при грозі	Сер. без грози	Min	Max	Сер. при грозі	Сер. без грози	Min	Max
Балта	57	53	38	68	-3	-1	-8	8
Любашівка	57	53	44	67	-3	-1	-9	8
Затишся	56	53	44	65	-2	-1	-6	7
Сербка	56	52	41	65	-2	-1	-7	6
Роздільна	57	53	44	69	-2	-1	-9	8
Одеса	59	54	45	65	-3	0	-6	7
Чорноморськ	60	55	46	69	-2	-1	-6	7
Білгород-Дніст	58	54	43	65	-2	0	-6	6
Сарата	55	52	41	72	-2	0	-6	8
Болград	55	52	39	63	-2	0	-7	9
Вілково	57	54	43	63	-2	0	-7	8
Ізмаїл	58	52	41	63	0	-1	-8	7

Пункти	TI			
	Сер. при грозі	Сер. без грози	Min	Max
Балта	49	45	22	64
Любашівка	50	45	25	64
Затишся	48	46	26	57
Сербка	47	44	31	59
Роздільна	48	46	25	64
Одеса	51	46	32	59
Чорноморськ	51	47	33	65
Білгород-Дніст	49	47	29	59
Сарата	46	44	25	58
Болград	47	44	23	59
Вілково	50	46	30	58
Ізмаїл	44	45	28	61

Індекс нестійкості  $K_i$  або число Вайтінга ( $W$ ) характеризує ступінь конвективної нестійкості повітряної маси, яка необхідна для виникнення і розвитку гроз. Розрахунок  $K_i$  заснований на вертикальному градієнті температури, вологості повітря в нижній тропосфері, а також враховує вертикальну протяжність вологого шару повітря. У 2021 році на станціях Одещини число Вайтінга або  $K_i$  index демонструє готовність атмосфери до виникнення розсіяних гроз по всій території Одеської області.

Вертикальний індекс перевищує у більшості випадків 26-28 °С, тобто тропосфера мала високий потенціал конвективної нестійкості, достатній для утворення гроз, але його значення на сусідніх станціях без гроз значно не відрізняються.

За значенням індексу СТ (Cross total), над Одещиною в атмосфері була присутня висока енергія нестійкості при якій можливі сильні грози 2 рази та дуже сильні грози теж 2 рази.

Підсумковий індекс (ТТ) на станціях Одещини свідчить про значну кількість вогнищ сильних гроз та можливі окремі осередки зі смерчем у 4 випадках. В одному випадку при  $ТТ < 44$  °С, тобто коли за вказаним індексом не очікується умов для грозової діяльності. Решта випадків – значна кількість гроз, окремі з яких сильні.

Індекс підйому  $Li$  (Lifted index) - це різниця температур навколишнього повітря і деякого одиничного обсягу, який піднявся адіабатично від поверхні землі (або з заданого рівня) до рівня 500 гПа.  $Li$  розраховується з урахуванням залучення навколишнього повітря. Індекс  $Li$  характеризує термічну стратифікацію атмосфери по відношенню до вертикальним переміщенням повітря. Якщо  $Li > 0$ , то атмосфера (у відповідному шарі) стійка. Якщо значення  $Li < 0$ , то атмосфера нестійка.

Додатні значення індексу підйому (Lifted index), які передбачають наявність інверсії температури, коли атмосфера дуже стійка та є розвинені низхідні рухи повітря, над станціями Одеської області в середньому не виявилися, але окремі випадки фіксувалися. Переважно середнє значення  $Li$  складало -2...-1 °С.

Таким чином, напередодні виникнення гроз над Одеською областю тропосфера мала високий потенціал конвективної нестійкості, але найчастіше перед грозою критичних критерії досягали індекси Вайтинга та Total Totals, тому що індекси конвекції по-різному відображають стан термічної стійкості.

## **2.2 Виявлення та прогноз розвитку грозових осередків на АМСЦ Київ у 2011-2020 рр.**

У світі широко застосовується практика реєстрації електричних розрядів атмосфери засобами грозопеленгації, що дозволяє слідкувати за грозами та їх переміщенням можна на ресурсах, де в реальному часі відображаються блискавки. Починаючи з 2001 р. функціонує міжрегіональна система грозопеленгації World Wide Lightning Location Network WWLLN під управлінням University of Washington, Seattle, USA. Датчики WWLLN можуть розташовуватися в тисячах кілометрах один від одного, тому ймовірність виявлення гроз і блискавок цією мережею становить близько 30%, а точність локації близько 50 км. Сьогодні в США діють кілька приватних та державних компаній, серед яких можна виділити WeatherBug Total Lightning Network (WTLN), National Lightning Detection Network (NLDN) та United States Precision Lightning Network (USPLN) [55]. У Європі крім національних систем, які працюють у межах окремих держав, є загальноєвропейська - EUCLID (EUropean Cooperation for Lightning Detection), яка об'єднує 147 датчиків грозопеленгації, розташованих у 27 країнах Європи.

У 2016 р. співробітники УкрНДГМІ створили Український сегмент мережі грозопеленгації компанії EarthNetworks [56], який став першою системою встановленою на території України, що дозволяє в реальному режимі часу визначати грозову активність. Датчики, що дозволяють з високою точністю фіксувати міжхмарні розряди і розряди земля-хмара, були встановлені на 12 метеорологічних станціях по території України (рис. 2.5а).

Система грозопеленгації надає інформацію про поточні грози та блискавки,



тому можна надати попередження про наближення грозового фронту та розробити систему автоматичного оповіщення вибраних районів про початок грози та інших небезпечних конвективних явищ [55].

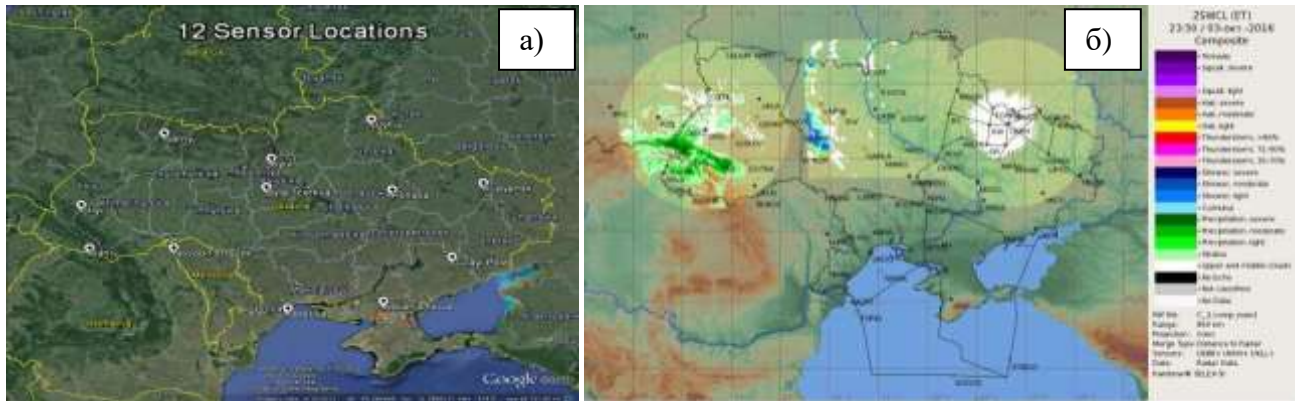


Рисунок 2.5 - Схема розміщення датчиків української системи грозопеленгації компанії EarthNetworks (а) та приклад її використання (б)

Дані української системи грозопеленгації та компанії «Earth Network» надходять до центру СЦМОА через FTP- сервер УкрДМІ та відображаються (рис. 2.5б) на веб-сайті Украероруху [57]. Встановлені на території України датчики системи грозопеленгації дозволяють точно фіксувати розряди блискавок в середині хмар та ударів електричних розрядів в землю із дискретністю від 1 хвилини, що надає можливість прогнозувати розвиток та напрямок переміщення грозових осередків та вчасно попереджати службу з надзвичайних ситуацій і споживачів про наближення грози.

Кількість інформації SIGMET, складеної органами метеорологічного стеження (ОМС) Украероруху на конвективні явища з використанням даних грозопеленгаторів збільшилося на 5%, справджуваність інформації SIGMET щодо прогнозованих гроз з використанням даних грозопеленгаторів, становила 99,5%.

Більшість метеорологічних станцій України фіксує початок та кінець грози «візуально-слуховим методом» через брак охоплення інструментальним грозопеленгуванням. На рис. 2.6 наведений приклад розбіжності зон зливових опадів з інформацією, отриманою за допомогою системи грозопеленгації та знімками метеорологічних супутників.



Рисунок 2.6 – Приклад розбіжності зон опадів за даними метеорологічних станцій і системою грозопеленгації та знімками метеорологічних супутників

Зараз в роботі синоптика інформація МРЛ про хмари, опади та небезпечні явища використовується разом зі звичайною аеросиноптичною інформацією та дозволяє синоптику більш оперативне та ретельно аналізувати синоптичні процеси, виділяючи небезпечні явища та потенційно небезпечні райони. Дані МРЛ фільтруються по параметру відстані від точки спостереження та поділяються на три категорії рівнів безпеки. Для грози це:

- жовтий - гроза в ближній зоні на відстані  $\leq 50$  км від станції,
- помаранчевий - гроза в околицях станції на відстані  $\leq 16$  км. Віддалення 16 км від станції відноситься до візуальних спостережень.
- червоний - гроза на аеродромі,  $\leq 8$  км від точки спостереження.

Також у візуальних спостереженнях за грозою використовують характеристику  $\leq 5$  км, але МРЛ такого фільтру вже немає.

Аналіз кількості грозових осередків на АМСЦ Київ (Жуляни) з 2011 по 2020 рр. на різних відстанях від станції виявив (табл. 2.3) суттєве зростання кількості строків спостереження за рік починаючи з 2018 р. Якщо на території обслуговування очікується одне з синоптичних умов виникнення злив, то це вказує на можливість появи і грозових хмар.

Основні факторами формування грозової діяльності:

- ступінь конвективної нестійкості атмосфери, що характеризується стратифікацією повітряної маси та інтенсивністю прогріву нижніх шарів повітря у денні години;

- кількість вологи, що надходить з нижніх рівнів у верхні шари атмосфери;
- розподіл вологості за висотою і ступінь насичення водяною парою верхніх шарів повітря.

Таблиця 2.3 – Кількість грозових осередків на АМСЦ Київ (Жуляни) у період 2011-2020 рр. на різних відстанях від станції

Роки	Жовтий			Помаранчевий			Червоний		
	гроза в ближній зоні			гроза в околицях			гроза на аеродромі		
	к.с.	%	макс.	к.с.	%	макс.	к.с.	%	макс.
2011	214	3	20	23	3	5	17	4	4
2012	391	6	21	55	8	9	43	10	7
2013	252	4	26	29	4	5	33	8	8
2014	475	8	45	100	14	17	40	9	8
2015	141	2	12	16	2	3	6	1	3
2016	331	5	29	54	7	10	26	6	10
2017	309	5	31	33	5	6	37	9	13
2018	1212	20	103	126	17	29	102	24	52
2019	1870	31	221	180	25	20	76	18	14
2020	920	15	99	108	15	30	51	12	30
2011-2020	6115	100	221	724	100	29	431	100	30

к.с. – кількість строків спостережень грози зафіксовані МРЛ в певній віддаленості від точки.

макс. – максимальне значення за день – максимальне значення кількості строків за день спостереження за певний рік.

В табл. 2.4 наведені результати оцінки розрахункових методів за допомогою автоматичної системи «Метеоексперт» на АМСЦ Київ (Жуляни) за 2014-2020 роки для порівняння справджуваності чотирьох методів прогнозування: метод Ягудіна, Вайтінга, Лебедевої та Седлецького.

Таблиця 2.4 – Результати оцінки розрахункових методів прогнозу гроз за допомогою автоматичної системи «Метеоексперт» 2014 – 2020 рр. на АМСЦ Київ (Жуляни)

№	Метод прогнозу грози	Справджуваність								
		загальна			наявність явища			відсутність явища		
		дано	спр.	%	дано	спр.	%	дано	спр.	%
2014 рік										
1.	Вайтінг	160	100	62,5	81	29	35,8	79	71	89,9
2.	Ягудін	160	131	81,8	21	11	52,4	139	120	86,3
3.	Лебедева	160	120	75,0	42	17	40,5	118	103	87,3
4.	Седлецький	160	132	82,5	14	7	50,0	146	125	85,6
2015 рік										
1.	Вайтінг	143	78	54,5	90	31	34,4	53	47	88,7
2.	Ягудін	143	109	76,2	16	9	56,2	127	100	78,7
3.	Лебедева	143	112	78,3	37	26	70,3	106	86	81,1
4.	Седлецький	143	105	73,4	20	9	45,0	123	96	78,0
2016 рік										
1.	Вайтінг	164	100	61,0	90	32	35,6	74	68	91,9
2.	Ягудін	164	133	81,1	32	20	62,5	132	113	85,6
3.	Лебедева	164	124	75,6	52	28	53,8	112	96	85,7
4.	Седлецький	164	132	80,5	23	15	65,2	141	117	83,0
2017 рік										
1.	Вайтінг	178	86	48,3	107	37	34,6	71	49	69,0
2.	Ягудін	178	125	70,2	36	16	44,4	142	109	76,8
3.	Лебедева	178	127	71,3	23	10	43,5	155	117	75,5
4.	Седлецький	178	119	66,9	43	16	37,2	135	103	76,3
2018 рік										
1.	Вайтінг	322	181	55,9	191	51	26,7	133	130	97,7
2.	Ягудін	322	257	79,8	37	13	35,1	285	244	85,6
3.	Лебедева	322	252	78,5	64	24	37,5	257	228	88,7
4.	Седлецький	322	260	80,7	19	5	26,3	303	255	84,2
2019 рік										
1.	Вайтінг	176	97	55,1	110	33	30	66	64	97
2.	Ягудін	176	143	81,2	20	10	50	156	133	85,2
3.	Лебедева	176	132	75	36	15	41,7	140	117	83,6
4.	Седлецький	176	143	81,2	17	9	52,9	159	134	84,3
2020 рік										
1.	Вайтінг	156	94	60,2	95	35	36,8	61	59	96,7
2.	Ягудін	156	124	79,5	27	13	48,1	129	111	86
3.	Лебедева	156	112	71,8	50	19	38	106	93	59,6
4.	Седлецький	156	126	80,8	12	6	50	144	120	83,3

У 2014-2020 рр. найбільшу справджуваність мали методи Р.А. Ягудіна і В.М. Седлецького. Найнижча справджуваність простежувалася при використанні методів прогнозування гроз Вайтинга і Лебедевій.

Для описання ступеню розвитку конвекції при час грозової діяльності відібрані індекси, що найбільш часто використовуються при прогнозах гроз. В першу чергу це індекс, що описує латентну нестабільність атмосфери (LIFT), що характеризує інтенсивність вертикальних рухів, обумовлених стратифікацією температури повітря.

Оскільки територія, яка охоплена грозовою діяльністю, може бути різною, то інформація була розділена на дві категорії:

- «окремі грози» - дні, коли грози спостерігались на однієї станції області;
- «повсюдні грози» - дні, коли грози відмічались на декількох станціях.

Порівнюючи статистичні характеристики термодинамічних параметрів атмосфери у дні, які віднесені до категорій «окремі грози» та «повсюдні грози» (табл. 2.5) можна зробити висновок, що значення індексів мають незначні (з ймовірністю 95%) розрізнення по критерію Пірсона. Під екстремумами приймаються мінімальні значення індексу LIFT та максимальні значення індексів SWEAT, KIND, TOTL та CAPE. Ці значення відібрані для аналізу, оскільки є показниками найвищого ступеню розвитку конвекції.

Потрібно визначити ступень розвитку конвекції, коли може бути злива у супроводі грози або злива, то необхідно визначити значення індексів у дні, віднесені до категорій «повсюдні грози», «окремі грози», «гроза із зливою» та «злива».

Порівнюючи значення індексів (табл. 2.6) «гроза із зливою» та «злива» визначили, що середні значення індексів KIND та TOTL, які характеризують термодинамічну нестійкість та вологість у шарі 700-850 гПа, значно не відрізняються, тобто атмосфера є нестійкою, і можуть спостерігатись зливи та грози;

Середнє значення індексу LIFT, який характеризує різницю температур навоколишнього середовища та частинки, що підіймається при стані «гроза із зливою» більше значення стану «злива», що повністю відповідає фізичним проце-

сам розвитку конвекції в атмосфері. При таких значеннях індексу можливі не тільки зливи, але й окремі грози;

Таблиця 2.5 - Інтервали значень індексів нестійкості для різних станів атмосфери

Стан атмосфери	Значення індексів				
	LIFT, °C	SWEAT	KIND, °C	TOTL, °C	CAPE, Дж/кг
Стиька	> 0	< 100	< 25	< 40	< 0
Слабо нестійка (наявність злив, окремі грози)	-3...0	100...200	25...30	40...45	0...1000
Нестійка (наявність злив, гроз)	-6...-3	200...300	30...35	45...50	1000...2000
Дуже нестійка (повсюдно грози, град, зливи)	-9...-6	300...400	35...40	50...55	2000...2500
Вкрай нестійка (гроза, град, шквал, смерч)	≥ 9	> 400	> 40	> 55	> 2500

Таблиця 2.6 - Статистичні характеристики термодинамічних параметрів для аеродрому Київ (Жуляни) при стані атмосфери по категоріям «повсюдні грози», «окремі грози», «гроза із зливою» та «злива» о 12:00 UTC

Індекс	Повсюдні грози			Окремі грози		
	середнє	$\delta$	екстрем.	середнє	$\delta$	екстрем.
LIFT, °C	-1,5	2,5	-7,7	-1,7	2,4	-8,8
SWEAT	195	68	454	207	77	466
KIND, °C	32	5	52	33	4	43
TOTL, °C	49	9	47	49	4	59
CAPE, Дж/кг	551	608	3502	620	682	3078
Індекс	Гроза із зливою			Злива		
	середнє	$\delta$	екстрем.	середнє	$\delta$	екстрем.
LIFT, °C	-1,6	2,4	-8,8	-0,3	2,5	-7,7
SWEAT	199	71	466	171	60	383
KIND, °C	32	5	52	30	5	50
TOTL, °C	49	4	59	47	4	56
CAPE, Дж/кг	577	642	3902	350	522	3528

Комплексний параметр SWEAT «гроза із зливою» приблизно на 30 одиниць перевищує той же параметр «злива», так як у грозових хмарах відмічаються великі швидкості вітру та значні зсуви вітру. Згідно з табл. 2.5 середні значення даного параметру також класифікують атмосферу як слабо нестійку з можливістю розвитку не тільки злив, але і окремих гроз;

Потенційна конвективна енергія атмосфери CAPE у дні з категорією «гроза із зливою» складає 572 Дж/кг, це у 1.5 рази більше значення індексу CAPE у дні з категорією «злива», тобто ймовірний тільки слабкий розвиток конвекції.

Аналізуючи результати аерологічного зондування та визначаючи ймовірність розвитку того або іншого небезпечного конвективного явища необхідно визначити інтервали значення індексів, що відповідають значенню ймовірності.

Із зменшенням значень індексу SWEAT нестійкість атмосфери збільшується. Кумулятивна крива (рис. 2.7а) дає наглядне уявлення, як змінюється накопичена відносна частота злив та гроз при зміні індексу SWEAT. При однакових значеннях індексів накопичена відносна частота злив та гроз неоднакова, отже й ймовірності виникнення цих явищ будуть відрізнятися (рис. 2.7б).

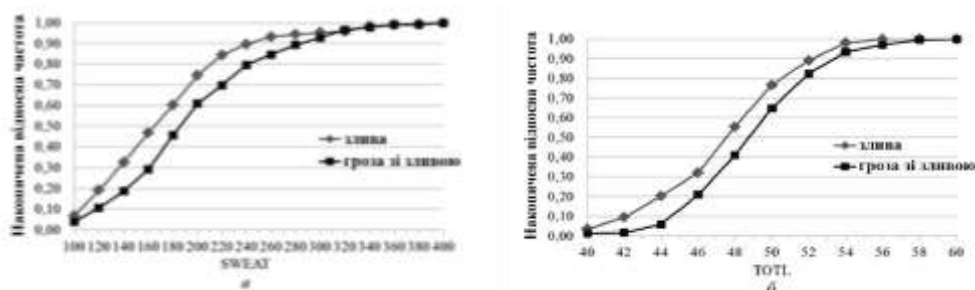


Рисунок 2.7 - Кумулятивна крива за термін 12 UTC індексів нестійкості SWEAT (а) та TOTL (б)

В результаті розрахунків індексів нестійкості визначені граничні значення індексів для різних ймовірностей злив та гроз (табл. 2.7) для аеродрому Київ.

Для порівняння наведемо результати обчислення параметрів нестійкості атмосфери ( $K_i$ ,  $V_T$ ,  $CT$ ,  $TT$ ) [58-60], які обчислювалися за даними аерологічних спостережень в дні з грозою на аеродромі Київ (Жуляни) (табл. 2.8).

Таблиця 2.7 - Граничні значення індексів для різної повторюваності гроз та злив на території аеродрому Київ/Жуляни

Індекс	Ймовірність		
	50%	70%	90%
<b>Гроза</b>			
LIFT	<-3	<-4	<-6
SWEAT	>190	>220	>280
KIND	>32	>35	>37
TOTL	>49	>51	>53
CAPE	>350	>700	>1300
<b>Злива</b>			
LIFT	<-1	<-2	<-4
SWEAT	>170	>200	>240
KIND	>31	>33	>36
TOTL	>48	>49	>52
CAPE	>200	>400	>900

Таблиця 2.8 – Результати обчислення параметрів нестійкості для станцій Київ (Жуляни) за фактичними даними у 2018 р.

Дата	<i>Ki</i>	<i>VT</i>	<i>CT</i>	<i>TT</i>	Дата	<i>Ki</i>	<i>VT</i>	<i>CT</i>	<i>TT</i>
26.04	<b>27.6</b>	<b>28.9</b>	18.9	<b>47.8</b>	20.07	<b>30.3</b>	<b>28.9</b>	<b>20.9</b>	<b>49.8</b>
07.05	<b>27.8</b>	<b>29.5</b>	19.5	<b>49</b>	21.07	<b>28.2</b>	24.9	<b>20.6</b>	<b>45.5</b>
14.05	<b>24.6</b>	<b>28.3</b>	<b>24.6</b>	<b>52.9</b>	23.07	<b>28.5</b>	23.9	<b>19.2</b>	43.1
18.05	<b>23.1</b>	<b>28.9</b>	17.9	<b>46.8</b>	27.07	<b>26.7</b>	26.5	<b>19.5</b>	<b>46</b>
26.05	<b>28.1</b>	27.1	<b>22.1</b>	<b>49.2</b>	25.07	<b>25.5</b>	26.7	<b>18.7</b>	<b>45.4</b>
14.06	<b>24.7</b>	24.5	17.5	42	28.07	<b>31.7</b>	25.1	<b>19.1</b>	<b>44.2</b>
19.06	<b>24.5</b>	26.3	<b>18.3</b>	<b>44.6</b>	05.08	<b>27.1</b>	27.9	17.9	<b>45.8</b>
22.06	<b>28.7</b>	<b>29.9</b>	<b>19.9</b>	<b>49.8</b>	18.08	<b>22.5</b>	26.7	16.7	43.4
28.06	<b>31.2</b>	27.1	<b>18.1</b>	<b>45.2</b>	19.08	<b>27.9</b>	26.7	<b>19.7</b>	<b>46.4</b>
30.06	<b>21.7</b>	24.3	17.3	41.6	10.09	19	21.9	<b>18.8</b>	40.7
10.07	<b>25.1</b>	24.7	17.7	42.4					
18.07	<b>24.3</b>	22.7	16.7	39.4					
19.07	<b>26.7</b>	24.1	<b>18.1</b>	42.2					



Напівжирним шрифтом виділено випадки збігу прогнозу з фактичними спостереженнями. Не виділені випадки, коли за фактом гроза була, але розрахунки її не показали. Із табл. 2.8 видно, що в деяких випадках грозу не вдалося спрогнозувати за всіма параметрами крім  $K_i$ .

Отже, за фактичними даними краще справдилися прогнози першого та останнього параметрів ( $K_i$ ,  $T_T$ ) та з деякими помилками  $V_T$  і  $CT$ . Справджуваність прогнозів грози за параметром  $K_i$  перевищила 96 %, за параметром  $T_T$  та  $CT$  – 65 та 61 % відповідно, а параметр  $V_T$  має найгірші показники 17 %.

### **2.3 Утворення граду влітку 2023 року на території України**

За своєю природою екстремальні явища події умовно поділити на дві групи. Перша - це екстремальні явища в масштабах синоптичних процесів, тобто, які мають порядок від годин до доби у часі, від десятків до сотень кілометрів на великих територіях. До них відносяться урагани, смерчі, паводки та інші локальні явища - це сильні зливи та дуже сильні дощі, дуже сильні снігопади, сильний вітер, шквали, великий град, сильні хуртовини, сильна ожеледь. Друга група - це екстремальні події у місячних часових і регіональних територіальних масштабах (сезонні засухи, аномальні холодні зими і т. п.).

Особливості географічного положення України, синоптичних процесів та велика різноманітність кліматичних умов сприяють частому виникненню стихійних метеорологічних явищ і зумовлюють надзвичайну складність їх у просторі і часі. Стихійні метеорологічні явища зазвичай спостерігаються у комплексі, що значно посилює їх негативний вплив. В період найбільш інтенсивного потепління відбулося зростання частоти стихійних явищ і у порівнянні з минулими роками змінилося співвідношення стихійних явищ. Так, кількість стихійних явищ за період 2006-2012 рр. збільшилась на 7-15% [61].

Зміни загальної циркуляції атмосфери, що проявляються у змінах траєкторій руху баричних утворень, їх активності, а також інтенсивність конвекції зумов-

лює перерозподіл випадіння граду. Важливим фактором є рельєф – найчастіше град випадає в гірській місцевості і, рідше, – на узбережжях морів [48].

Град, що завдає найбільших збитків різним галузям народного господарства, належить до III категорії стихійних метеорологічних явищ (СМЯ III) і має діаметр  $\geq 40$  мм [50]. Град локальне явище і його повторюваність по пункту незначна, оскільки просторовий масштаб градових процесів значно менше щільності мережі спостережень. Характеристика градонебезпечності території за даними метеостанцій, при існуючій щільності мережі, не може правильно відобразити частоту випадіння граду в даному регіоні. Дослідження характеристик градоутворення суттєво ускладнюється тим, що град – це одне з найменш тривалих явищ погоди, яке нерівномірно розподіляється по території й характеризується значною плямистістю. За таких умов град часто не фіксується станціями.

В Україні впродовж останніх десятиріч відмічається тенденція до збільшення повторюваності граду небезпечного і стихійного діаметру. Це зумовлено збільшенням інтенсивності конвективних процесів внаслідок суттєвого підвищення температури повітря у нижній тропосфері та максимальної приземної температури в теплий період, яке супроводжується збільшенням вологовмісту атмосфери. У теплий період року ріст температури повітря, особливо максимальної, та вологовмісту атмосфери зумовили в Україні збільшення інтенсивності конвекції - конвективно доступної потенційної енергії, швидкості висхідних рухів, зниження рівня конденсації і підвищення рівня конвекції і призвели до збільшення нестійкості атмосфери. Внаслідок таких змін збільшилась кількість та інтенсивність небезпечних і стихійних опадів, шквалів, граду. Інтенсивність конвективних рухів визначається температурною стратифікацією атмосфери, різницею температур повітряних часток, що приймають участь у конвективних рухах, структурою повітряних течій. Залежно від потужності шару конвекції виникають вертикальні рухи різного масштабу, які зумовлюють виникнення різних за масштабом конвективних явищ. Якщо товщина конвективного шару перевищує 5 км, виникають конвективні системи, які складаються з конвективних комірок різних розмірів. При цьому горизонтальна протяжність купчасто-

дощових хмар, що виникають, може змінюватись від декількох десятків до 100-200 км, а вертикальна потужність може сягати 10-15 км. Саме з такими системами і пов'язана більшість небезпечних та стихійних конвективних явищ погоди (НЯ та СМЯ) в Україні: злив, граду, гроз, шквалів, смерчів.

Аналіз параметрів конвекції у період, коли спостерігались стихійні метеорологічні явища, показав, що вони в Україні можуть утворюватися при незначній конвекції, як в атмосфері, так і в нижній тропосфері. Ймовірність появи крупного граду, сильного шквалу та смерчів збільшується із подальшим зростанням енергії нестійкості атмосфери. Так, якщо сильні зливи утворюються при конвективно доступній потенційній енергії (CAPE)  $611,7 \text{ Дж}\cdot\text{кг}^{-1}$ , то крупний град при CAPE  $863,9 \text{ Дж}\cdot\text{кг}^{-1}$ , при цьому в атмосфері спостерігається найвищий вологовміст, швидкість вертикальних рухів сягає 50м/с і конвекція розвивається майже до 250 гПа. Аналіз мінливості CAPE в Україні за даними мережі радіозондувань показав, що в країні спостерігається тенденція до зростання інтенсивності конвекції [62, 63].

В [64] зазначається, що на території України за 1991-2018 рр. зафіксовано 149 випадків крупного граду, у середньому за рік 5-6 випадків. Град спостерігався щорічно, але його кількість з року в рік суттєво змінювалася і варіювала у межах від 1 до 11 випадків. Крупний град спостерігався у 215 пунктах. В середньому у 8 пунктах за рік. В окремі часові періоди кількість випадків крупного граду дещо змінюється. Найбільше випадків (37) відмічалось у 1996-2000 рр., найменше (22) – у 1991-1995, та 2001-2005 рр. У 2006-2010 рр. кількість випадків крупного граду зросла до 33. Найбільша кількість випадків крупного граду за 1991-2018 рр. спостерігалася в АР Крим (21), Одеській (14), Миколаївській (12) областях. За весь період спостережень крупний град зовсім не спостерігався у двох областях (Рівненській та Чернівецькій). Розподіл числа днів з крупним градом по місяцях дещо змінився в останні роки. За період 2001-2018 рр. у травні кількість днів з градом суттєво зросла у порівнянні з 1991-2000 рр.

Розвиток градових хмар спричинений інтенсивними конвективними процесами на атмосферних фронтах. Термічна конвекція, яка виникає внаслідок не-

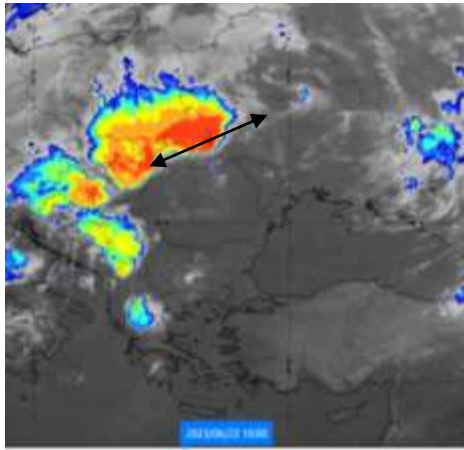
стійкої стратифікації атмосфери, також може зумовлюватися прогріванням повітряної маси від підстильної поверхні при внутрішньомасових атмосферних процесах. Найбільшої інтенсивності градоутворення досягає у тих випадках, коли ці процеси збігаються. Найбільша повторюваність граду пов'язана з проходженням холодних фронтів і фронтів оклюзії. Дещо менша - з внутрішньомасовими процесами.

Для аналізу потужної конвективної хмарності застосовують дані радіолокаторів [65, 66]. У разі сильно розвиненої конвекції поява Сб хмар з градом, смерчами, шквалами та стихійними опадами супроводжується збільшенням максимальної висоти радіолуни. Критерій грозонебезпеки, який використовують в оперативній практиці, визначає факт існування грози в інформаційній комірці  $30 \times 30$  км за максимальною висотою радіолуни  $H_{\max}$  і радіолокаційною відбивачністю  $\lg Z_3$  у шарі на  $2 \div 2,5$  км, який перевищує рівень нульової ізотерми. Існує критичне значення:  $H_{\max} \geq 13$  км, яке є з параметрів розпізнавання зон активної конвекції (ЗАК).

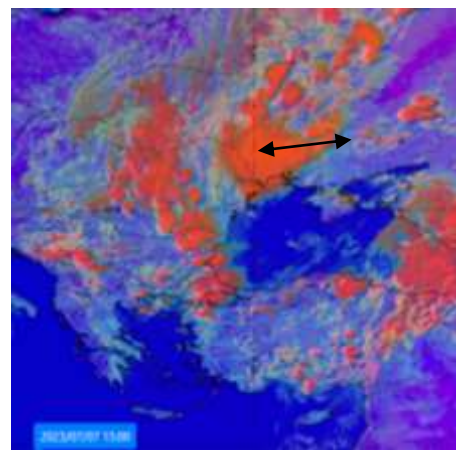
Суперкомірки розвиваються на холодних фронтах і фронтах оклюзії за типом холодного фронту при сильній статистичній нестійкості та великих зсувах вітру при його слабкому обертанні. Суперкомірки зустрічаються відносно рідко і складають до 10% усіх градових осередків. Це найбільш довгоживучі конвективні системи, із тривалістю існування до 4 год. Приклад зображення на знімках МШСЗ суперкоміркових хмар при формуванні граду представлено на рис.2.8.

Аналіз повторюваність граду влітку 2023 р. на території України виявив 31 випадок з градом, більшість (45 %) з яких спостерігалася у липні (14 випадків), червень та серпень близькі за частотою явища 9 та 8 відповідно. Двічі град відмічався на МС Івано-Франківськ, Нижні Ворота, Селятин та Сербка.

Всі випадки граду належали до категорії НЯ I рівня небезпеки – град діаметром 6-19 мм, а саме – 16 епізодів, всі інші випадки - дрібний град, діаметр до 6 мм. Град діаметром більше 10 мм спостерігався 5 разів, найкрупніший град влітку 2023 р. зафіксовано на МС Конотоп 2 липня – 16 мм.



23.06.2023 IR 10,8 mk enhanced,  
град на МС Долина



07.07.2023 Day Microphysics RGB,  
град на МС Роздільна

Рисунок 2.8 – Супутникові знімки MSG із зображенням суперкомірок у різних спектральних діапазонах

Усі випадки з градом супроводжувалися грозовим становищем, у 17 випадках – із сильним дощем чи зливою. Найсильніші опади спостерігалися при конвективному процесі на Одещині 7 липня – МС Роздільна, зливовий дощ сильний 35 мм за 1 год., сильний дощ 54 мм за 2 год., хоча град відмічався дрібний – діаметром лише 2 мм.

Також, у кількох випадках градові процеси поєднувалися із шквалоутворенням. Зокрема, найсильніший шквал зафіксовано на МС Сербка 31 липня –  $24 \text{ м} \cdot \text{с}^{-1}$ , НЯ I рівня небезпеки.

Представляє інтерес дослідити розподіл повторюваності граду територіально по регіонах України (рис. 2.9), що може показати зв'язок градоутворення з місцевими особливостями розташування метеостанцій (дані за східним і частково південним регіонами неповні).

Таким чином, зареєстровані випадки граду вказують на суттєве зростання повторюваності явища на заході України – 15 випадків з 31. Особливо виділяється посилення градоутворення у західному регіоні в червні – 7 випадків, в той же час в деяких інших регіонах град у червні не спостерігався. Деякий розподіл для липня – однакові позначки для заходу та півдня країни – по 5 випад-

ків. Цікавим є факт зростання частоти градоутворення у серпні для півночі країни – 4 епізоди, це найвищий показник регіонального розподілу явища у вересні.



Рисунок 2.9 – Територіальний розподіл граду влітку 2023 р. для України

Дуже низька повторюваність граду у досліджуваному сезоні була у центрі країни – лише 2 випадки, це дрібний град на МС Полтава 21 червня та МС Сміла 10 липня.

Як зазначалося, розподіл граду суттєво залежить від місцевих умов і за середніми кліматичними показниками найвища повторюваність граду припадає саме на західні області України. Проведене дослідження узгоджується з кліматичним розподілом явища [48]. Так, розглядаючи західний регіон, найчастіше град відмічався в Івано-Франківській області – 4 випадки, Закарпаття – 3, по 2 випадки на Львівщині, Рівненщині, Чернівецьчині та Волині. При цьому, в Тернопільській області град не зафіксовано.

Проте, цього сезону не лише місцеві особливості визначили посилення конвекції і формування граду на заході країни. Літо 2023 р. на території Європи характеризувалося посиленням антициклогенезом, який переривався при зміщенні із заходу та північного заходу фронтальних розділів, що впливали переважно на західні регіони України. На атмосферних фронтах формувалися зони активної конвекції (ЗАК) і комплекси небезпечних явищ погоди – злив, грози,

граду, шквалів. Над іншою територією країни здебільшого панувала спекотна суха погода (рис.2.10).

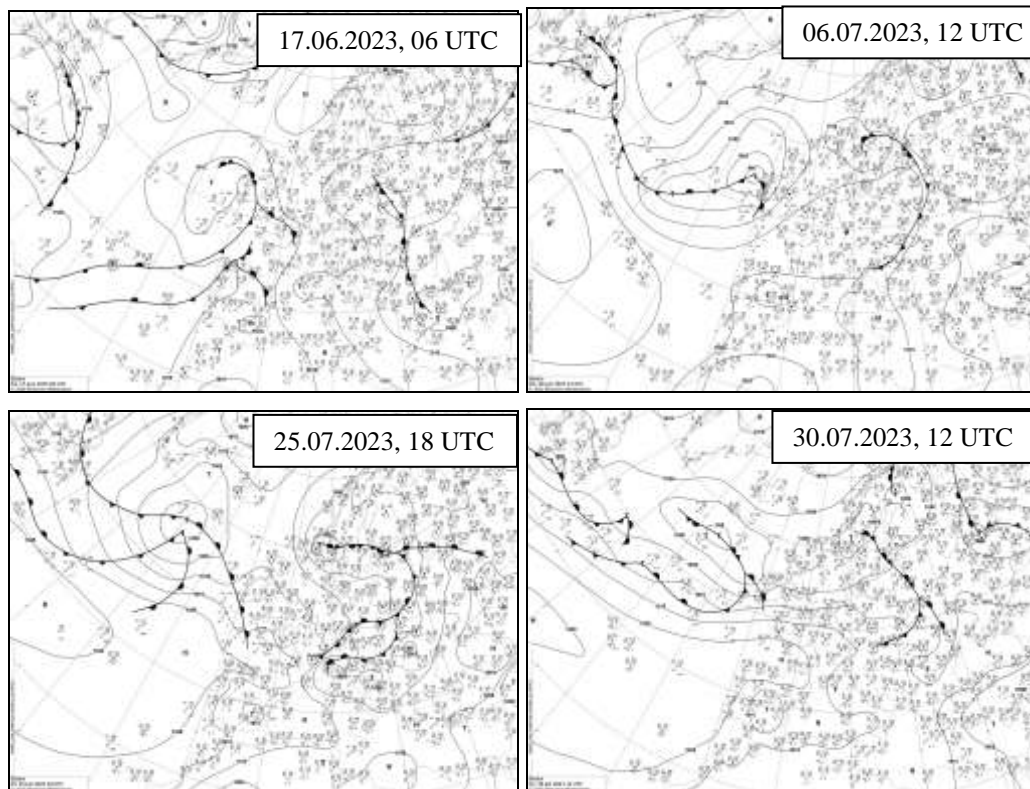


Рисунок 2.10 - Приземні карти погоди за червень та липень 2023 р.

Визначені циркуляційні процеси формування граду за синоптичною класифікацією поділу явища на фронтальний (АФ) та внутрішньомасовий (ВМ) град (рис. 2.11а). Найчастіше град формувався у системах холодних фронтів або на передфронтальних (перед ХФ) лініях нестійкості – ЛН (лініях шквалів ЛШ) – 18 випадків. Часто спостерігався внутрішньомасовий град – 13 випадків, при цьому формувалася потужна купчасто-дощова хмарність за типом суперкомірок.

Град на передфронтальних ЛН частіше формувався у червні, а в системах холодних фронтів – у липні. Внутрішньомасовий град мав однакову повторюваність у липні-серпні – по 5 випадків та 3 - у червні.

За середніми кліматичними показниками найбільша повторюваність граду припадає на після полуденні години (рис. 2.11б) при максимальному розвитку конвекції. За досліджуваний період найчастіше град формувався у період 12-15

годин – 15 випадків (48%). Однакова повторюваність граду у проміжки часу з 9 до 12 години та з 15 до 18 години (7). Рідко град спостерігався у надвечірні години – лише 2 випадки. З 21 години до 09 години град не відмічався.

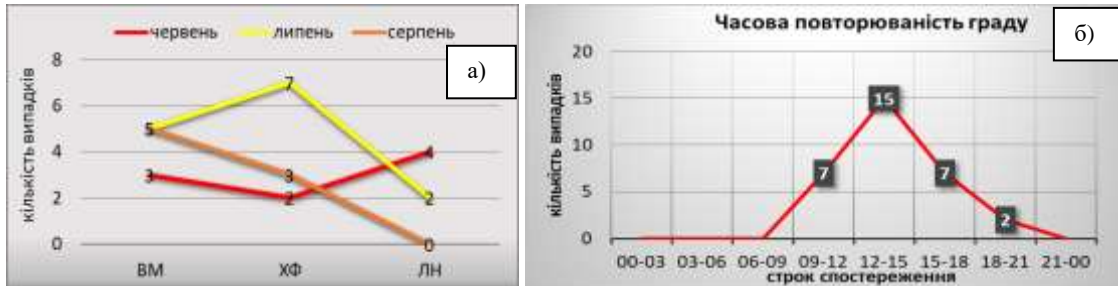


Рисунок 2.11 – Частота граду в залежності від синоптичного типу (а) та строку спостережень (б) влітку 2023 р. на території України

Найбільший діаметр граду влітку 2023 р. відмічався на МС Конотоп Сумської області, де 2 липня о 13:08 год. зафіксовано град 16 мм, який супроводжувався грозою, дуже сильним зливовим дощем – 25 мм денних опадів та поривами вітру  $16 \text{ м} \cdot \text{с}^{-1}$ .

Комплекс небезпечних конвективних явищ мав внутрішньомасове походження, Україна перебувала під впливом малоградієнтного поля у відрозі Азорського антициклону біля поверхні землі. Розглянемо синоптичну ситуацію за строк, близький до формування граду – 12 UTC (рис. 2.12).

Чорне море та Кавказ охоплює центр слабкого антициклону з  $p_{\text{max}} = 1010,7 \text{ гПа}$ , середній тиск над Україною в межах 1005-1007 гПа. Над Східноєвропейською рівниною знаходиться масштабний двоцентровий циклон із двома сполученими центрами ( $p_{\text{min}} \sim 990 \text{ гПа}$ ) – в районі Білого моря та над півднем Скандинавії. Атмосферні фронти пов'язані з центрами вихорів, видовжені в улоговині гілки холодних фронтів спрямовані до кордонів України, але на цей строк ще не впливають на погодні умови. А вже до вечірніх строків фронтальні розділи зміщуються із півночі та північного заходу до України. Відповідно до цього, найбільш несприятливі погодні умови (рис. 2.12) спостерігалися в двох основних районах - на заході та півночі країни.



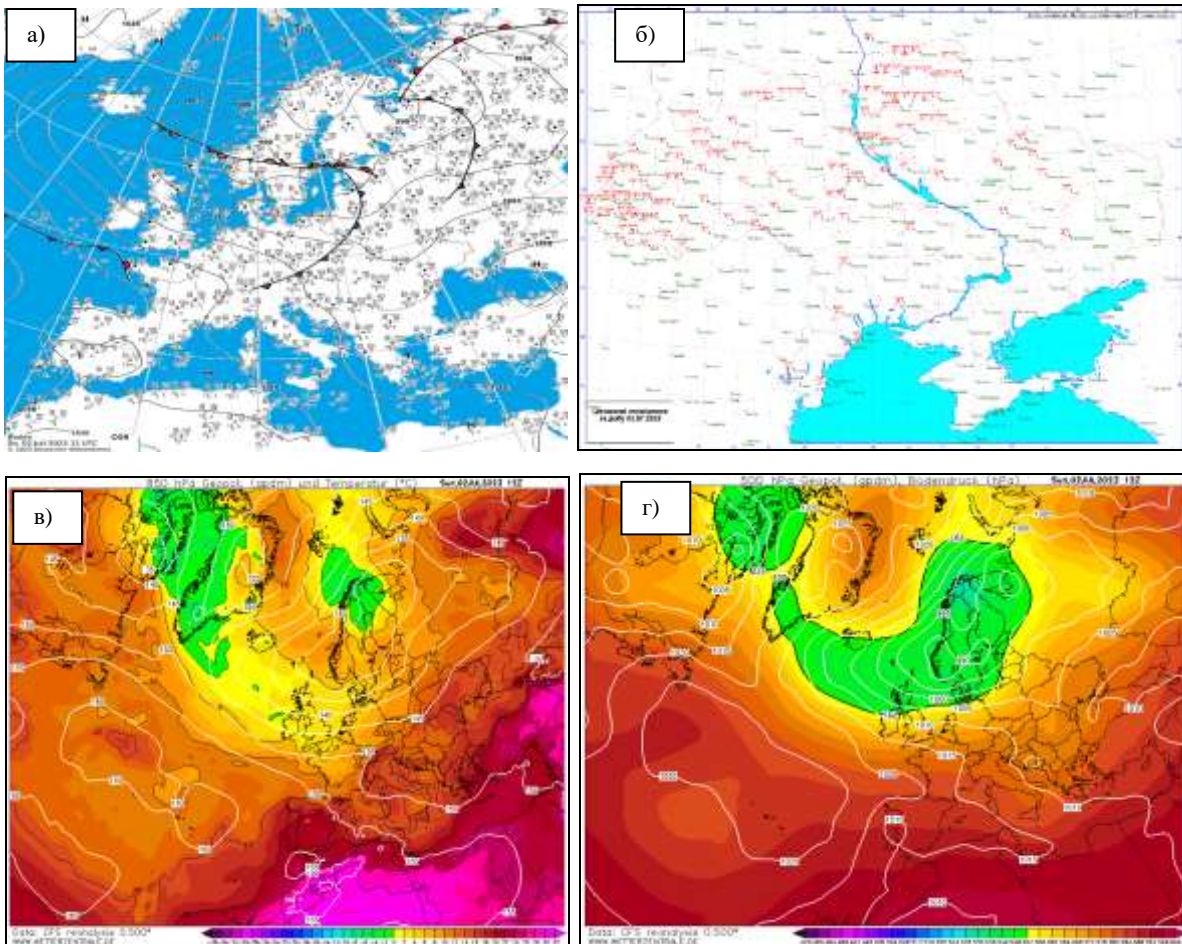


Рисунок 2.12 – Карти погоди 02.07.2023 р., 12 UTC: (а) – приземний аналіз; (б) – розподіл штормових явищ погоди; (в) – АТ-850; (г) – стикована карта АТ-500 і приземний тиск

На рівні 850 гПа температурне поле виділяє високі температури на переважній частині країни – до  $20^{\circ}$ , та до  $15^{\circ}$  – на півночі (рис. 2.12в). Таким чином, термічна конвекція сприяла розвитку сильних висхідних потоків і формуванню потужної хмарності. Біля поверхні землі температура повітря на 12 год. складала до  $24-26^{\circ}$ , а максимумами по країні сягали  $27-33^{\circ}$ . Максимальна температура у Конотопі склала  $27,7^{\circ}$ , вітер протягом доби південно-західний слабкий, на кінець доби поворот вітру на східний і послаблення до штилю.

Уточнення щодо походження граду надають супутникові знімки хмарності в різних спектральних діапазонах. Знімки дозволяють прослідкувати формування потужної внутрішньомасової купчасто-дощової хмарності за типом кластерів

на заході країни і потужної суперкомірки саме на півночі над Сумщиною та Чернігівщиною (рис.2.13). Інфрачервоний знімок з нанесенням температури верхньої межі хмар чітко показує розвиток по вертикалі купчасто-дощової хмарності зі зледенілими вершинами.

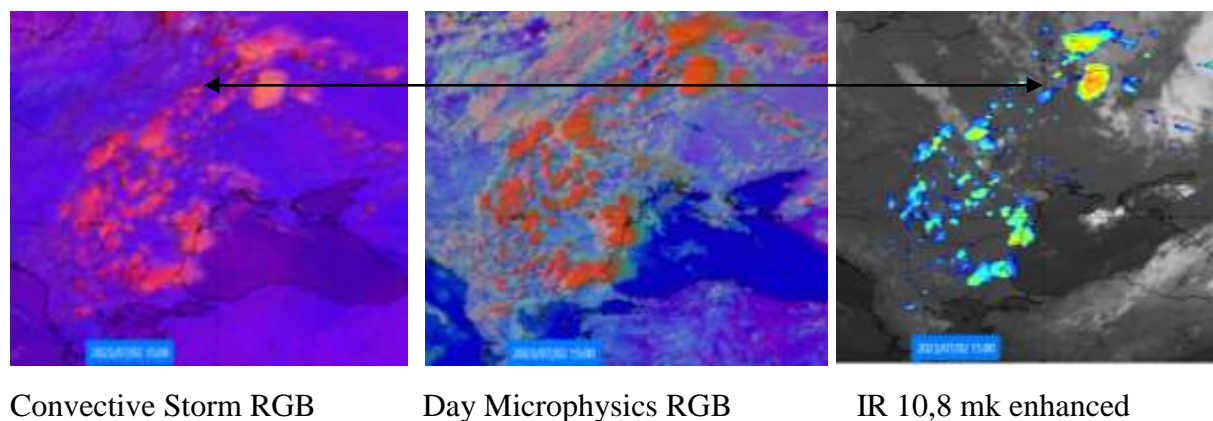


Рисунок 2.13 – Супутникові знімки хмарності EUMETSAT 02.07.2023

Зазначимо, що Сумський ЦГМ надав штормове попередження на цю добу щодо грози, граду шквалів (до СМЯ II). Через негоду місцями по області були руйнування, обриви електроліній, падіння дерев.

#### **2.4 Характеристика атмосферної циркуляції та джерел вологи під час екстремальних опадів на території України з 1979 по 2019 рр.**

Розуміння динамічних процесів утворення екстремальних опадів (Extreme Precipitation Events - EPE) і моделей транспортування вологи є важливим для пом'якшення ризиків, пов'язаних з EPE. Досліджуємо динаміку 75 ЕПЕ ( $\geq 100$  мм на добу) над територією України за 1979-2019 рр., більшість з яких припадає на літо. Ідентифікація ЕПЕ здійснюється за даними спостережень за опадами з 215 метеостанцій і постів України. Атмосферні змінні для аналізу конкретних випадків вибраних ЕПЕ та для кліматологічних композитів і розра-

хунків траєкторії були взяті з повторного аналізу ERA5 [33]. Джерела вологи, що сприяють ЕРЕ в Україні, ідентифікуються за допомогою кінематичних зворотних траєкторій і подальшого застосування схеми ідентифікації джерел вологи на основі бюджету маси вологи вздовж цих траєкторій. Великомасштабна атмосферна циркуляція, пов'язана з ЕРЕ, була вивчена для відбору репрезентативних ЕРЕ за всі сезони та за допомогою сукупності всіх подій за сезон.

Результати показують, що ЕРЕ влітку відбуваються по всій території України, але в інші пори року «гарячі точки» ЕРЕ знаходяться переважно в Карпатах та уздовж Чорного та Азовського морів. Усі ЕРЕ були пов'язані з тропосферними циклонами а більшість із улоговиною у верхній тропосфері, за винятком зимових подій, які відбувалися в ситуаціях з дуже сильними західними стременими течіями.

Аналіз джерел вологи виявив дуже сильну мінливість від випадку до випадку та часто поєднання місцевих і віддалених джерел. Океанічні джерела домінують взимку, але наземна евапотранспірація становить 60-80% вологи, яка випадає дощем в ЕРЕ в інші пори року. У сукупності ці висновки дають нове розуміння широкомасштабних характеристик ЕРЕ в Україні, в регіоні з унікальним географічним розташуванням і такими різноманітними джерелами вологи, як Ньюфаундленд, Азорські острови, Каспійське море та Північний Льодовитий океан.

Екстремальні опади (ЕРЕ) можуть призвести до серйозних соціально-економічних наслідків і, як очікується, змінять серйозність, частоту та тривалість через антропогенне глобальне потепління [67]. ЕРЕ становлять велику загрозу як тригер зсувів і повеней [68-73] для багатьох регіонів світу і Україна не є винятком. Нещодавні дослідження задокументували постійні кліматичні зміни в Україні за допомогою спостережень і чисельного моделювання [16, 61-63, 74].

Для виявлення ЕРЕ для території України використані дані метеорологічних спостережень за останні 40 років (1979-2019 рр.) та набір даних ERA5 [33]. Новизна полягає у застосуванні системного кліматологічного підходу до вивчення масштабних характеристик ЕРЕ та джерел їх зволоження. Враховуючи

географічне розташування України, її близькість до Чорного моря, східного Середземного моря, а також Балтійського та Каспійського морів, найважливіші джерела вологи не є очевидними та потребують ретельного аналізу. Використовуючи набір даних ERA5, можна ідентифікувати аномальні характеристики ситуації потоку, пов'язані з ЕРЕ, включаючи потенційну завихреність (PV) і швидкість вітру на різних рівнях у всі пори року.

З набору щоденних спостережень за накопиченими опадами з 215 гідрометеорологічних станцій і постів в Україні було ідентифіковано 75 ЕРЕ за 1979-2019 рр., використовуючи поріг 100 мм/24 год. Найбільше зареєстрованих опадів 278 мм на добу випало 2 вересня 1981 року в Карадазі (на південному сході Криму). Інша подія сталася в Ай-Петри на півдні Криму з 228 мм/24 год. 27-28 грудня 1999 року (накопичена за дві доби).

Для обчислення 10-денних траєкторій у зворотному напрямку з регіонів, уражених ЕРЕ використовувався інструмент аналізу Лагранжа LAGRANTO [75] і тривимірні поля вітру з ERA5. Для ідентифікації джерел вологи використовували метод, запропонований у [76], який спирається на еволюцію питомої вологості вздовж траєкторій. Регіони джерела вологи були визначені шляхом діагностики погодинних змін питомої вологості вздовж траєкторій повітряних посилок і припущення, що збільшення питомої вологості є результатом випаровування з поверхні та зменшення внаслідок опадів. Випаровування визначається там, де погодинний приріст питомої вологості перевищує  $0,025 \text{ г} \cdot \text{кг}^{-1} \cdot \text{год}^{-1}$ . Коли відбуваються опади (які визначаються як зниження питомої вологості), внесок попереднього поглинання дисконтуюється пропорційно до їх частки у втраті вологості [76]. Ця діагностика джерела вологи була застосована до погодинних траєкторій для всіх днів ЕРЕ, і карти поглинання вологи були розраховані для кожного ЕРЕ.

Щоб класифікувати та узагальнити внески різних джерел вологи від ЕРЕ в Україні, визначимо великомасштабні регіони джерел, окремо для океанічних і наземних джерел. До океанічних джерел вологи відносимо середні широти Північної Атлантики, Середземне море (західна і східна частини окремо), Чорне і

Азовське моря, Каспійське моря. Регіонами суші розглядаються Західна та Східна Європа, Італія та Балкани, Україна, Східноєвропейська рівнина, Африка та Азія (рис. 2.14а). На малюнках 2.14б і 2.14в представлено інформацію про відсотковий внесок різних джерел вологи для ЕРЕ у всі сезони, а сезонні композизи, що поглинають вологу, показані на рис. 2.15.

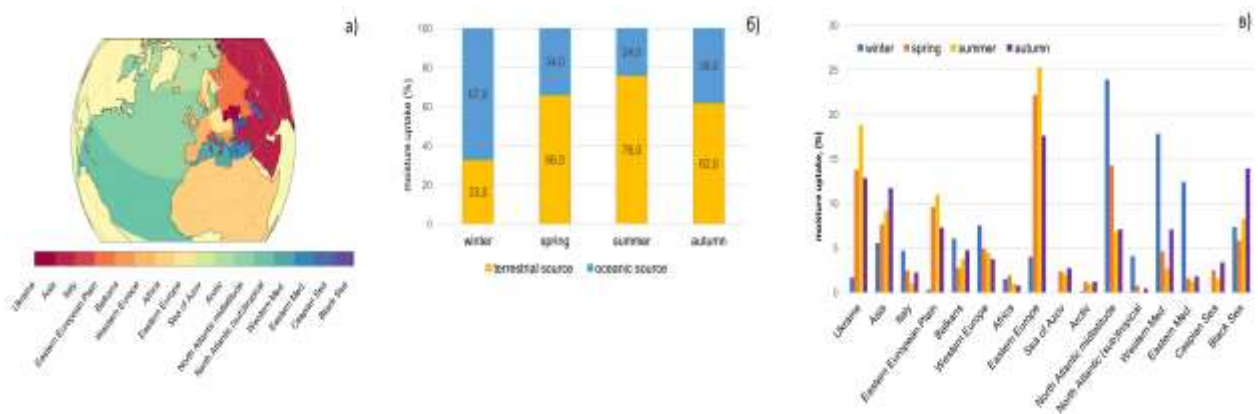


Рисунок 2.14 – Попередньо визначені регіони джерела вологи (а) за 1979-2019 рр., їх середній сезонний відносний внесок у дні ЕРЕ в Україні (в) та ці внески (б) в сукупності з наземними та океанічними джерелами

Взимку ЕРЕ в Україні мають переважно океанічне походження вологи (67%, рис. 2.14б). Подовжена зона поглинання розташована над середніми широтами Північної Атлантики (24 %), у західному (18 %) і східному Середземномор'ї (12 %) і Чорному морі (7 %), відповідно до сильно посиленого західного потоку. Частка наземних джерел (34%) менша, ніж океанських. Основними наземними джерелами є Західна Європа (8%), Балкани (6%) та Азія (6%). Максимальні джерела зволоження знаходяться над Північною Атлантикою, Середземним і Чорним морями.

В інші пори року джерела вологи переважають над сушею (рис. 2.14б). Навесні загальний внесок вологи з поверхонь суші зріс до 66%, з місцевими внесками 22% від Східної Європи та 14% від континентальної трансформації в Україні. Максимальне джерело зволоження знаходиться над півднем України та Приазов'ям (рис. 2.15). Значний східний слід також виходить із Східноєвропей-



ської рівнини та Азії з 17%. Внесок океану з Північної Атлантики становить 14% (порівняно з 24% взимку), а випаровування з Чорного моря забезпечує 6% (так само, як і взимку). На сході важливим джерелом зволоження стає Каспійське море з 3%. Деякі віддалені джерела також виявлені над Західною Європою, Італією та Балканами, але вони набагато слабші, ніж над Східною Європою та Україною.

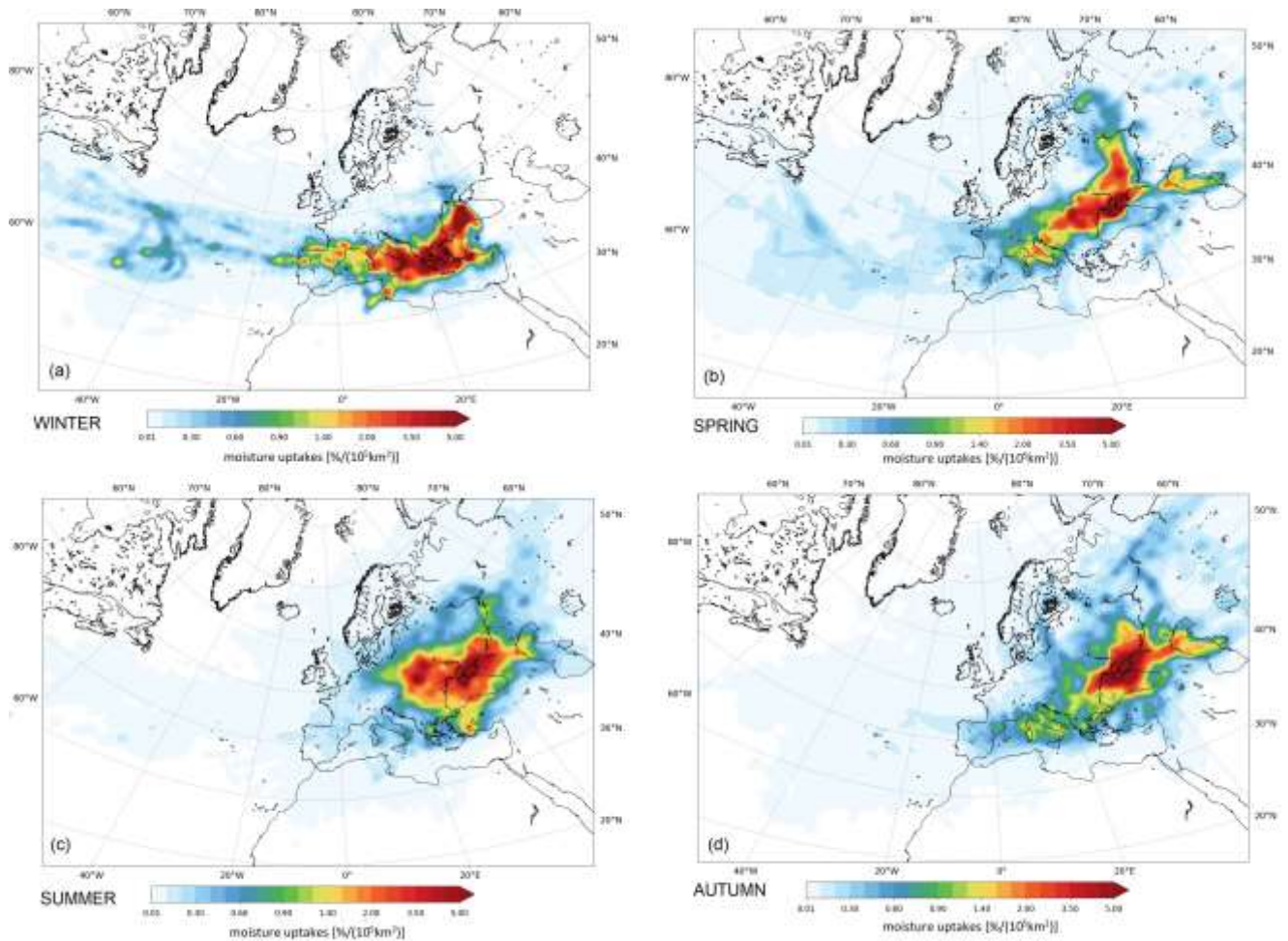


Рисунок 2.15 – Сезонні середні джерела вологи для екстремальних опадів (ЕРЕ) в Україні (% / 105 км<sup>2</sup>)

Влітку внесок віддалених джерел вологи в ЕРЕ в Україні значно знижується, а випаровування з суші явно є домінуючим джерелом із 76% (рис. 2.146). Основні місцеві внески походять зі Східної Європи (26%), України (19%) та Східноєвропейської рівнини (11%). 24% океанічних джерел вологи літніх ЕРЕ



були діагностовані з Чорного моря (8%), середніх широт Північної Атлантики (7%), Західного та Східного Середземномор'я (4%). Поглинання вологи з Каспійського моря було слабшим, ніж навесні та восени (2%). Осінні ЕРЕ також мають переважно континентальні джерела вологи (62 %), переважно зі Східної Європи (18 %), України (13 %) та Азії (12 %). Вплив океанічних джерел вологи із західного Середземномор'я дещо посилюється порівняно з літом. Чорне море стає дуже важливим джерелом вологи в цьому сезоні з 14% внеском. Крім того, значна континентальна рециркуляція вологи виявлена в цільовому регіоні ЕРЕ, тобто на півдні України. Максимальне поглинання знаходиться навколо Криму. І, нарешті, поглинання вологи з Каспійського моря було найбільшим порівняно з іншими сезонами (3%), що, швидше за все, узгоджується з адвекцією зі сходу, пов'язаною з сильно негативними аномаліями MSLP у східній Україні [2].

Отже, аналіз сезонних джерел вологи, які сприяють ЕРЕ в Україні, показує велику варіативність джерел, включаючи місцеву переробку та транспортування на великі відстані понад кілька 1000 км, наприклад, з центральної Північної Атлантики (взимку та навесні) та з Каспійського моря (з весни до осені). Взимку переважають океанічні джерела вологи, а в інші пори року – наземні. З огляду на те, що більшість ЕРЕ в Україні відбуваються влітку [2, 16], стає зрозуміло, що локальна рециркуляція в Україні та наземне випаровування над сусідніми регіонами (Східна Європа та Східноєвропейська рівнина) є дуже важливими для розуміння ЕРЕ в Україні. І влітку внески з Чорного моря важливіші, ніж із Середземного.

Один з випадків екстремальних опадів влітку спостерігався 1 липня 2011 року, коли опади поширювалися північчю України, а у Баришівці (Київська область) спостерігалось 130,5 мм за добу, та були пошкодження внаслідок підтоплення прибудинкових територій. Два слабких тропосферних розвинулися нижче висотної улоговини, що простягається з Північної Європи, один над північно-східною Україною, а інший на схід від Чорного моря, з центральними значеннями MSLP 1005 і 1010 гПа відповідно (рис. 2.16а). У північних областях України вздовж холодного фронту сформувався ЕРЕ.

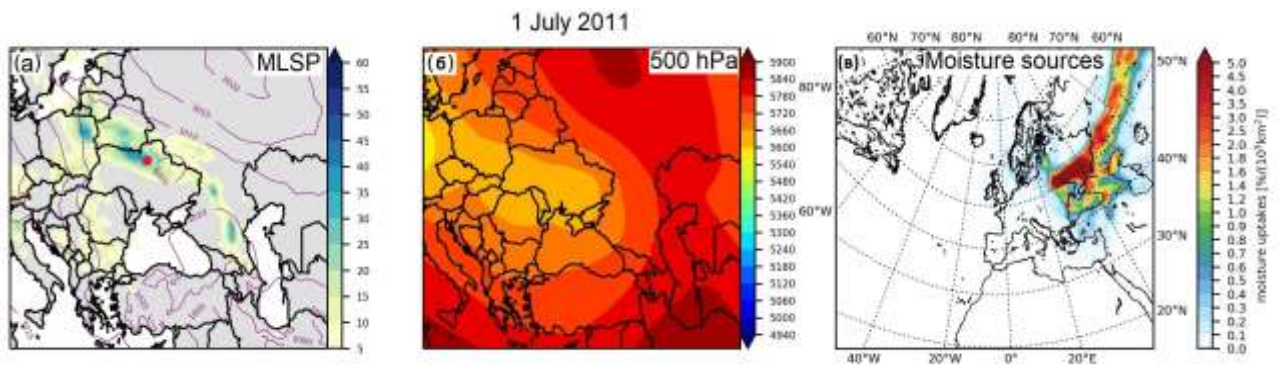


Рисунок 2.16 – Аналіз випадку екстремальних опадів 1 липня 2011 р. на основі ERA-5: атмосферний тиск на рівні моря (MSLP) о 21:00 UTC та щоденна накопичена загальна кількість опадів (мм), червона крапка вказує на станцію з опадами  $> 100$  мм/24 год.; геопотенціальна висота 500 гПа о 21:00 UTC (б) та області поглинання (% /  $10^5$  км<sup>2</sup>) вологи (в)

Знову блокуючий ефект мав великий антициклон над Східноєвропейською рівниною. На висотний гребінь, пов'язаний із цією тропосферною системою високого тиску, тягнеться від Близького Сходу та Центральної Азії на північ (рис. 2.16б). Перенесення вологи на великі відстані видно з трьох смуг джерел вологи (рис. 2.16в). Значна кількість земної вологи виникла над Азією (32%) і Східноєвропейською рівниною (29%). Дві інші, значно слабші, гілки утворилися над Каспійським морем (2%) і Чорноморським басейном (4%). Поглинання вологи над Україною становило 19%.

## ВИСНОВКИ

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

### Розділ 1

1. Напередодні утворенням низької хмарності в Одесі пікові значення адвекції температури та вологості спостерігаються спочатку на одному з рівнів граничного шару атмосфери, а потім послідовно поширюються на інші. Для формування низької хмарності в найближчі 12 годин над Одесою характерна наявність адвекції вологи на рівні 850 гПа та біля землі  $\geq 0,6$  та  $\geq 1,0$  г/(кг/с), відповідно, а також наявність адвекції температури на рівні 850 та 925 гПа  $\geq 0,4$  та  $0,9$  К/с, відповідно.

2. При прогнозі туману на АМСЦ Херсон взимку 2018-2021 рр. обидва методи прогнозу туману продемонстрували високу справджуваність, але ефективність прогнозу адвективних туманів методом Кошеленко І.В. (92 %) виявилася більш високою у порівнянні з прогнозом радіаційних туманів за методом Зверева О.С. (81 %) через помилку у прогнозі приземної температури.

### Розділ 2

1. Визначено, на станціях Одеської області грозова діяльність у 2005-2022 рр. стала менш активною у порівнянні з 1961-1990 рр., але географічний розподіл її інтенсивності не зазнав помітних змін, за виключенням Болград, де вона знизилася найсильніше. Найбільш активним грозоутворенням відзначилися травень та червень 2013 р. і червень 2021 р., а найменша активність припала на 2016 р. Виявлено, що у 2018-2022 рр. над Одещиною відносно частіше утворювалися внутрішньо-масові грози (33%) та грози на основних холодних фронтах (29%). Найчастіше перед грозою у 2021 р. критичних критерії досягали індекси Вайтинга та Total Totals.

2. Встановлено, що з 2011 по 2020 рр. на АМСЦ Київ (Жуляни) збільшилася кількість грозових осередків у 2-3 рази починаючи з 2018 р. незалежно від відстані від МРЛ. Оцінка ефективності розрахункових методів прогнозу грози за

допомогою автоматичної системи «Метеоексперт» на АМСЦ Київ (Жуляни) за 2014-2020 роки встановила більш високу загальну справджуваність прогнозів грози за методами Ягудіна Р.А. і Седлецького В.М. (70-80 %). Визначені граничні значення індексів LIFT, SWEAT, KIND, TOTL та CAPE для різних ймовірностей злив та гроз для аеродрому Київ. Встановлено, що справджуваність прогнозів грози за параметром Кі перевищила 96 %, за параметром ТТ та СТ – 65 та 61 % відповідно, а параметр VT має найгірші показники 17 %.

3. Виявлено, що влітку 2023 р. на території України найчастіше град спостерігався у липні (14 випадків з 31 за все літо) та у західних областях (48 %). Здебільшого град формувался у системах холодних фронтів або на передфронтальних лініях нестійкості (18 випадків), також часто спостерігався внутрішньомасовий град (13 випадків). Град категорії НЯ I рівня небезпеки (діаметр 6-19 мм) відмічався 16 разів. Найкрупніший град (16 мм на МС Конотоп 2 липня 2023 р.) мав внутрішньомасове походження і сформувався у системі потужної суперкоміркової купчасто дощової хмари на північному сході України.

4. Найчастіше екстремальні опади (ЕРЕ) у Україні спостерігалися у 1979-2019 рр. в районі Українських Карпати та Кримського півострова, тобто визначено дві «дві гарячі точки» частоти ЕРЕ в усі сезони. Влітку, у сезон максимальної повторюваності ЕРЕ, вони спостерігалися не лише в гірських районах, а й на більшості інших територій України. Восени ЕРЕ переважали на північно-західному та північно-східному узбережжях Чорного моря.

Результати діагностики джерел вологи Лагранжа на основі траєкторії показують, що ЕРЕ переважно взимку були пов'язані з переносом атмосферної вологи океанічного походження на великі відстані, який відбувався на південь від області максимальної позитивної PV аномалії. Регіонами поглинання вологи були субтропічні та середні широти Північної Атлантики та Середземномор'я. Однак протягом інших сезонів наземні джерела вологи домінували у внесенні ЕРЕ. Навесні та восени внески вологи з поверхонь суші являли собою в основному комбінацію різних місцевих джерел і додаткових віддалених джерел як з європейського континенту, так і з Азії. Випаровування з Північної Атлантики

навесні та з Середземного моря восени в поєднанні з транспортуванням з Каспійського моря забезпечувало вологу з океанських джерел протягом цих сезонів. Влітку першочерговим джерелом зволоження над Україною були сухопутні випаровування, переважно зі Східної Європи, України та Східноєвропейської рівнини, а область максимального зволоження практично перекривала область додатної PV. Варто відзначити внесок Чорного моря як місцевого джерела вологи, яке є важливим океанічним джерелом регіону, який забезпечував цілорічне зволоження EPE уздовж південного узбережжя, а також деяких континентальних регіонів України.

## ПЕРЕЛІК ДЖЕРЕЛ ПОСИЛАННЯ

1. Семергей-Чумаченко А. Б., Жук Д. О., Візнюк Р. О. Режим та умови утворення гроз в Одеській області // World Science No 4 (82), 2023, [https://doi.org/10.31435/rsglobal\\_ws/30122023/8080](https://doi.org/10.31435/rsglobal_ws/30122023/8080)
2. Agayar E. Precipitation extremes in the Ukraine: dynamical aspects, large-scale circulation and moisture sources, EGU General Assembly 2023, Vienna, Austria, 24–28 Apr 2023, EGU23-2647, <https://doi.org/10.5194/egusphere-egu23-2647>.
3. Ellina Agayar, Franziska Aemisegger, Moshe Armon, Alexander Scherrmann, and Heini Wernli. Precipitation extremes in Ukraine from 1979 to 2019: Climatology, large-scale flow conditions, and moisture sources // Natural Hazards and Earth System Sciences, 2023. <https://editor.copernicus.org/EGUsphere/ms-records/egusphere-2023-2594>
4. Боровська Г. О., Хохлов В. М. Climate data for Odesa, Ukraine in 2021–2050 based on EURO-CORDEX simulations // Geoscience Data Journal, 2023, 00. p. 1-12. <https://doi.org/10.1002/gdj3.197>
5. Нажмудінова О. М. Температурні аномалії жовтня 2023 р. в Україні // Фізична географія та геоморфологія. 2023. Київ. Вип. 46, С. 49-55.
6. Волошина О. В., Родінова І. О. Синоптичні умови утворення туманів на Херсонщині та оцінка ефективності методів прогнозування даного явища. Екологічні науки: науково-практичний журнал. Київ: Видавничий дім «Гельветика», 2022, № 3(42), С.117-122. <https://doi.org/10.32846/2306-9716/2022.eco.3-42.19>
7. Волошина О. В., Родінова І. О. Вплив сучасних кліматичних змін на авіацію на прикладі АМСЦ Херсон // Scientific monograph. The current state of fundamental and applied natural sciences research: Riga, Latvia: “Baltija Publishing”, 2022, pp. 29-45. <https://doi.org/10.30525/978-9934-26-212-8-2>
8. Міщенко Н. М, Ламанова А. Є. Режим низької хмарності над ст. Івано-Франківськ за останні п'ять років // Science and technology: problems, prospects

and innovations. Proceedings of the 1st International scientific and practical conference. CPN Publishing Group. Osaka, Japan. 2022. Pp. 126-130.

9. Уманська О. В. Міщенко Н. М. Аналіз методів прогнозу висоти нижньої межі хмарності для ст. Одеса // Innovations and prospects of world science. Proceedings of the 12th International scientific and practical conference. Perfect Publishing. Vancouver, Canada. 2022. Pp. 141-144. URL: <https://sci-conf.com.ua/xii-mizhnarodna-naukovo-praktichna-konferentsiya-innovations-and-prospects-of-world-science-20-22-07-2022-vankuver-kanada-arhiv/>.

10. Семергей-Чумаченко А. Б., Агайар Е. В., Біла В. С. Циркуляційні та термодинамічні умови утворення сильних снігопадів у Львівській області з 2011 по 2021 рр. // World Science No 6 (78), 2022, [https://doi.org/10.31435/rsglobal\\_ws/30122022/7908](https://doi.org/10.31435/rsglobal_ws/30122022/7908)

11. Семергей-Чумаченко А. Б., Агайар Е. В., Жук Д. О. Циркуляційні та термодинамічні умови посилення вітру в Одеській області // World Science No 6 (78), 2022, [https://doi.org/10.31435/rsglobal\\_ws/30122022/7907](https://doi.org/10.31435/rsglobal_ws/30122022/7907)

12. Агайар Е. В., Жук Д. О. Залежність виникнення поривів вітру від аномалій тиску та температури повітря на території Північно-Західного Причорномор'я // Фізична географія та геоморфологія, 2022, 45 (1), с. 31-38. <https://doi.org/10.17721/phgg.2022.1-6.04>

13. Ozymko, R., Semerhei-Chumachenko, A. Manivchuk, V. Spatiotemporal distribution of heavy and extreme snowfalls in the Transcarpathian region // Időjárás - Quarterly Journal of the Hungarian Meteorological Service (OMSZ), 2021, 125 (3), P. 477-490. <https://doi.org/10.28974/idojaras.2021.3.7>

14. Семергей-Чумаченко А. Б., Агайар Е. В., Жук Д. О. Просторово-часовий розподіл смерчів та шквалів у північно-західному Причорномор'ї з 2006 по 2020 рр. // World Science No 11 (72), 2021, [https://doi.org/10.31435/rsglobal\\_ws/30122021/7718](https://doi.org/10.31435/rsglobal_ws/30122021/7718)

15. Слободяник К. Л., Семергей-Чумаченко А. Б., Веретнова В. О. Виникнення сильних опадів на станції Херсон заданими реаналізу ERA5 та метеороло-



гічних спостережень // World Science No 11 (72), 2021, [https://doi.org/10.31435/rsglobal\\_ws/30122021/7720](https://doi.org/10.31435/rsglobal_ws/30122021/7720)

16. 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, С. 50-59. <https://doi.org/10.31481/uhmj.26.2020>

17. 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).

18. 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. <https://doi.org/10.15407/ugz2019.04.011>

19. 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.

20. 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, С. 72-82. <https://doi.org/10.26565/2410-7360-2020-53-05>

21. 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>

22. 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.

23. Copernicus: European State of the Climate 2022 Unprecedented extreme heat and widespread drought mark European climate in 2022. Retrieved from: <https://climate.copernicus.eu/copernicus-european-state-climate-2022-unprecedented-extreme-heat-and-widespread-drought-mark>.

24. Copernicus: Extreme heat, widespread drought typify European climate in 2022. Retrieved from: <https://climate.copernicus.eu/extreme-heat-widespread-drought-typify-european-climate-2022>

25. Balabukh V., Lavrynenko O., Bilaniuk V., Mykhnovych, A., Pylypovych O. Extreme Weather Events in Ukraine: Occurrence and Changes // Open access peer-reviewed chapter, 2018. <https://www.intechopen.com/chapters/61828/>.

26. Early Warnings for All in Focus: Hazard Monitoring and Forecasting // World Meteorological Organization, 2023. Retrieved from: <https://wmo.int/files/early-warnings-all-focus-hazard-monitoring-and-forecasting>

27. Archive of meteorological data. Retrieved from: <https://meteopost.com/weather/archive/> (дата звернення: 20.11.2023).

28. Дані радіозондування [https://flymeteo.org/sounding/arhiv\\_one\\_time.php](https://flymeteo.org/sounding/arhiv_one_time.php) (дата звернення: 25.11.2023).

29. The World in Weather Charts. Retrieved from: [Archive UKMET analysis charts. http://www1.wetter3.de/archiv\\_ukmet\\_dt.html](http://www1.wetter3.de/archiv_ukmet_dt.html) (дата звернення: 30.11.2023).

30. Zentralanstalt für Meteorologie und Geodynamik. Retrieved from: <https://www.zamg.ac.at/cms/de/wetter/wetterkarte> (дата звернення: 21.11.2023).

31. NCEP/NCAR Reanalysis: <https://psl.noaa.gov/data/gridded/data.ncep.reanalysis.html> (дата звернення: 17.11.2023).

32. Global Forecast System: <https://www.ncei.noaa.gov/products/weather-climate-models/global-forecast> (дата звернення 29.11.2023 р.).

33. Copernicus Climate Data Store. ERA5 hourly data on single levels from 1979 to present. Retrieved from: <https://cds.climate.copernicus.eu/cdsapp#!/dataset/reanalysis-era5-single-levels?tab=form> (дата звернення: 01.12.2023).

34. Осокін О. В., Боровська Г. О. Режимні характеристики туманів в морських портах Одещини // Матеріали наукової конференції молодих вчених ОДЕКУ 23-31 травня 2023 р., Одеса: ОДЕКУ, 2023, С. 262-263.

35. Єжова В. А., Шотова-Ніколенко Г. В., Міщенко Н. М. Thermodynamic structure of the atmosphere in the days of formation thunderstorm activity // Матеріали наукової конференції молодих вчених ОДЕКУ 23-31 травня 2023 р., Одеса: ОДЕКУ, 2023, С. 205-206.

36. Єжова В. А., Міщенко Н. М. Просторово-часовий розподіл розрахункових полів метеорологічних величин в період конвективної активності // Матеріали наукової конференції молодих вчених ОДЕКУ 23-31 травня 2023 р., Одеса: ОДЕКУ, 2023, С. 251-252.

37. Сівак В. О., Семергей-Чумаченко А. Б. Сильні опади у Вінницької області // Матеріали наукової конференції молодих вчених ОДЕКУ 23-31 травня 2023 р., Одеса: ОДЕКУ, 2023, С. 258-259.

38. Маркіна А. О., Волошина О. В. Особливості баричного режиму в районі Антарктичного півострова наприкінці ХХ-го та на початку ХХІ-го століття // Матеріали наукової конференції молодих вчених ОДЕКУ 23-31 травня 2023 р., Одеса: ОДЕКУ, 2023, С. 268-269.

39. Міхеєва О. О., Боровська Г. О. Сучасна зміна температурного режиму в східному лісостепу України // Матеріали наукової конференції молодих вчених ОДЕКУ 23-31 травня 2023 р., Одеса: ОДЕКУ, 2023, С. 260-261.

40. Желізко А. В., Боровська Г. О. Сильні та надзвичайні опади Житомирщини // Матеріали наукової конференції молодих вчених ОДЕКУ 23-31 травня 2023 р., Одеса: ОДЕКУ, 2023, С. 264-265.

41. Смалюх Д. О., Нажмудінова О. М. Характеристика опадів по території північної частини Львівської області (басейн західного Бугу) // Матеріали наукової конференції молодих вчених ОДЕКУ 23-31 травня 2023 р., Одеса: ОДЕКУ, 2023, С. 266-267.

42. Рязанов К. С., Міщенко Н. М. Аналіз температурно-вологісних характеристик низької хмарності на станції Одеса // Матеріали наукової конференції молодих вчених ОДЕКУ 23-31 травня 2023 р., Одеса: ОДЕКУ, 2023, С. 244-245.

43. Дзінюк Д. С. Семергей-Чумаченко А. Б. Динаміка опадоутворення на АМСЦ Вінниця // Матеріали Студентської наукової конференції ОДЕКУ, 10-17 травня 2023. Одеса: ОДЕКУ, 2023, С. 548-552.

44. Черняк С. П., Волошина О. В. Міжсезонна мінливість опадів на метеостанції Олевськ Житомирської області // Матеріали Студентської наукової конференції ОДЕКУ, 10-17 травня 2023. Одеса: ОДЕКУ, 2023, С. 577-578.

45. Маланічев М. Ю., Нажмудінова О. М. Процеси градоутворення на території України // Матеріали Студентської наукової конференції ОДЕКУ, 10-17 травня 2023. Одеса: ОДЕКУ, 2023, С. 556-560.

46. Грушевський О. М., Міщенко Н. М. Прогноз низької хмарності і туманів: навчальний посібник. Одеса: ОДЕКУ, 2023, 128 с.

47. Івус Г. П., Семергей-Чумаченко А. Б., Агайар Е. В. Авіаційні прогнози погоди: навчальний посібник. Одеса: ОДЕКУ, 2020. 136 с.

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

49. Кліматичний кадастр України (стандартні кліматичні норми за період 1961–1990 рр.) / Державна гідрометеорологічна служба та ін. УНДГМІ–ЦГО, Київ, 2006. [Електронний ресурс]

50. Гумоненко Л. В., Жук Н. Г., Савченко Л. І., Ткач В. О. Настанова з метеорологічного прогнозування. Київ: УкрГМЦ, 2019, 35 с.  
[https://meteo.gov.ua/files/content/docs/meteo\\_kerdoc/настанова%20з%20метеорологічного%20прогнозування.pdf](https://meteo.gov.ua/files/content/docs/meteo_kerdoc/настанова%20з%20метеорологічного%20прогнозування.pdf).

51. Недострелова Л. В., Чумаченко В. В., Недострелов В. В. Аналіз часового розподілу кількості випадків гроз на аеродромі Одеса // Фізична географія та геоморфологія. 2018. Вип. 1 (89). С. 105-109.

52. Недострелова Л. В., Чумаченко В. В. Часовий розподіл гроз на АМСЦ Одеса на початку ХХІ століття. Український гідрометеорологічний журнал, 2021, 27, 16-23. <https://doi.org/10.31481/uhmj.27.2021.02>

53. Мацук Ю. М. Зміни грозової активності на території України в ХХ та на початку ХХІ сторіччя. Вісник Харківського національного університету, №1084, Серія «геологія-географія-екологія». 2013. №39. С. 147-151.

54. Заболоцька Т. М., Підгурська В. М., Шпиталь Т. М. Грозова діяльність на території України. Наукові праці Укр. НДГМІ. 2007. № 256. С. 92-98.

55. Кривобок А. А., Кривошеин А. О., Коман М. М., Крупа Е. О. Український сегмент системи грозопеленгації ENTLN // Український гідрометеорологічний журнал, 2018, 21, с. 5-20.

56. Earth networks company. URL: <https://www.earthnetworks.com/> (accessed: 10.11.2023).

57. Державне підприємство обслуговування повітряного руху України <http://meteo.ukosatse.ua/fp/> (accessed: 15.11.2023).

58. Naklander A. J., Delden A. V. Thunderstorm predictors and their forecast skill for the Netherlands // Atmos. Res., 2003, 67–68, p. 273–299. [https://doi.org/10.1016/S0169-8095\(03\)00056-5](https://doi.org/10.1016/S0169-8095(03)00056-5)

59. Chaudhuri S., Middey A. A composite stability index for dichotomous forecast of thunderstorms // Theor Appl Climatol, 2012, 110(3), p. 457–469. <https://doi.org/10.1007/s00704-012-0640-z>

60. Bondyopadhyay S, Mohapatra M (2023) Determination of suitable thermodynamic indices and prediction of thunderstorm events for eastern India // Meteorol Atmos Phys, 2023, 135, 4. <https://link.springer.com/article/10.1007/s00703-022-00942-1>

61. 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.

62. Балабух В. А. Межгодовая изменчивость интенсивности конвекции в Украине // Глобальные и региональные изменения климата / под ред. В. И. Осадчего. Киев: Ника-Центр, 2011. С.150-159.

63. Балабух В. О., Лавриненко О. М., Ягодинець С. М., Малицька Л. В., Базалєєва Ю. О. Зміна інтенсивності, повторюваності та локалізації небезпеч-

них явищ погоди в Україні та їх регіональні особливості.// Збірник наукових праць МПІ НАН України, 2013, Вип. 19, с.189-198.

64. Татарчук О. Г., Корж Т. В. Особливості розподілу крупного граду в Україні на рубежі ХХ–ХХІ століть // Гідрологія, гідрохімія і гідроекологія, 2019, № 3 (54), с.159-160.

65. Грачова Н. І., Кузнєцова В. В., Романенко Л. Н., Самаріна Л. П. Дослідження радіолокаційних характеристик небезпечних явищ погоди на території України // Наук. праці УкрНДГМІ, 2015, Вип. 267, С.38-45.

66. Лєсков Б. Н., Носар С. В., Сирота М. В., Бондаренко А. В., Єгорова А. В. До питання про потужність градових процесів у літньому сезоні в Криму // Гідрологія, гідрохімія і гідроекологія. 2019. № 1 (52). С.97-108.

67. Climate change 2021: The physical science basis. Contribution of working group I to the sixth assessment report of the intergovernmental panel on climate change, IPCC, Cambridge University Press, 2021. <https://www.ipcc.ch/report/ar6/wg1/>.

68. Jonkman S.N. Global Perspectives on Loss of Human Life Caused by Floods // Nat. Hazards, 2005, 34, 151–175. <https://doi.org/10.1007/s11069-004-8891-3>.

69. Barton Y., Giannakaki P., von Waldow H., Chevalier C., Pfahl S. and Martius O. Clustering of regional-scale extreme precipitation events in southern Switzerland // Mon. Wea. Rev., 2016, 144, 347–369, <https://doi.org/10.1175/MWR-D-15-0205.1>

70. Jonkeren O., Rietveld P., van Ommeren J. and Linde A.: Climate change and economic consequences for inland waterway transport in Europe // Reg. Environ. Change, 2014, 953–965, <https://doi.org/10.1007/s10113-013-0441-7>.

71. Madsen H., Lawrence D., Lang M., Martinkova M., Kjeldsen T.R. Review of trend analysis and climate change projections of extreme precipitation and floods in Europe // J. Hydrol., 2014, 519, 3634–3650, <https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2014.11.003>

72. Moore B. J., Keyser D., Bosart, L. F. Linkages between extreme precipitation events in the central and eastern United States and Rossby wave breaking // Mon. Wea. Rev., 2019, 147, 3327–3349. <https://doi.org/10.1175/MWR-D-19-0047.1>.

73. Mastrantonas N., Magnusson L., Pappenberger F., Matschullat J. What do large-scale patterns teach us about extreme precipitation over the Mediterranean at medium- and extended-range forecasts? // *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, 2021, 148, 875-890. <https://doi.org/10.1002/qj.4236>

74. Martazinova, V., Shcheglov, A.: Nature of extreme precipitation over Ukraine in the 21st century // *Ukr. Hydromet. J.*, 2018, 22, 36-45, <https://doi.org/10.31481/uhmj.22.2018.04>.

75. Sprenger M., Wernli H. The LAGRANTO Lagrangian analysis tool – version 2.0 // *J. Geosci. Model Dev.*, 2015, 8, 2569–2586. <https://doi.org/10.5194/gmd-8-2569-2015>

76. Sodemann H., Schwierz C., Wernli H. Interannual variability of Greenland winter precipitation sources: Lagrangian moisture diagnostic and North Atlantic Oscillation influence // *J. Geophys. Res.*, 2008, 113, <https://doi.org/10.1029/2007JD008503>.

77. D'Errico1 M., Yiou1 P., Nardini C., Lunkeit F., Faranda D. A dynamical and thermodynamic mechanism to explain heavy snowfalls in current and future climate over Italy during cold spells // *Earth System Dynamics*, 2020, <https://doi.org/10.5194/esd-2020-61>, <https://esd.copernicus.org/preprints/esd-2020-61/esd-2020-61.pdf> .