

МІНІСТЕРСТВО ОСВІТИ І НАУКИ УКРАЇНИ
ОДЕСЬКИЙ ДЕРЖАВНИЙ ЕКОЛОГІЧНИЙ УНІВЕРСИТЕТ

Гідрометеорологічний інститут
Кафедра метеорології та кліматології

Магістерська кваліфікаційна робота

на тему: «Характеристика градоутворення над Південно-Західною Україною»

Виконав студент 2 курсу групи МЗМ-18
спеціальності 103 – «Науки про Землю»
Баліка Петро Анатолійович

Керівник к.геогр.н., доцент
Агайар Елліна Вікторівна

Рецензент к. ф.-м. н. доцент
Рубан Ігор Георгійович

Одеса 2019 р.

МІНІСТЕРСТВО ОСВІТИ І НАУКИ УКРАЇНИ
ОДЕСЬКИЙ ДЕРЖАВНИЙ ЕКОЛОГІЧНИЙ УНІВЕРСИТЕТ

Факультет гідрометеорологічний інститут
Кафедра метеорології та кліматології
Рівень вищої освіти магістр
Спеціальність 103 «Науки про Землю»
(шифр і назва)
Освітня програма Метеорологія

ЗАТВЕРДЖУЮ

в. о. зав. кафедри Прокоф'єв О. М.
«28» жовтня 2019 року

ЗАВДАННЯ
НА МАГІСТЕРСЬКУ КВАЛІФІКАЦІЙНУ РОБОТУ СТУДЕНТУ

Баліка Петру Анатолійовичу

(прізвище, ім'я, по батькові)

1. Тема роботи: «Характеристика градоутворення над Південно-Західною Україною»

керівник роботик. геогр.н., доц. Агайар Елліна Вікторівна

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

затверджені наказом вищого навчального закладу від №235, С" від 18.10.2019 р.

2. Строк подання студентом роботи 06 грудня 2019 року

3. Вихідні дані до роботи 1. Журнали штормових попереджень ГМЦ ЧАМ, інтерактивні бази даних сайту Європейської лабораторії сильних штормів (European Severe Storms Laboratory ESSL) та рр.5 2. Синоптичні карти з архіву пакету АРМСин та Wetterzentrale.

4. Зміст розрахунково-пояснювальної записки (перелік питань, які потрібно розробити) 1.Огляд сучасних літературних джерел за темою дослідження. 2.Характеристика динаміки формування крупного граду над південним заходом України у 2011- 2018 рр. 3. Аналіз синоптичних умов та методів прогнозу виникнення граду. 4. Оцінка можливості використання прогностичних моделей в випадках не передбачених прогнозом.

5. Перелік графічного матеріалу (з точним зазначенням обов'язкових креслень.) Рис. 1.1– Вигляд крупного граду;Рис. 1.2– Градова хмара на екрані монітора МРЛ; Рис. 2.1-2.6–Повторюваність і карта розповсюдження крупного граду над південним заходом України; Рис.3.1-3.2– Номограма для прогнозу гроз і граду за методом Г.Д. Решетова; Рис.4.1-4.13 аеросіноптичні дані за 20.05.2017 р. та 28.06. 2018 р.

6. Консультанти розділів роботи

Розділ	Прізвище, ініціали та посада Консультанта	Підпис, дата	
		завдання видав	завдання прийняв

7. Дата видачі завдання 28 жовтня 2019 р.**КАЛЕНДАРНИЙ ПЛАН**

№ з/п	Назва етапів магістерської роботи	Термін виконання етапів роботи	Оцінка виконання етапу	
			у %	за 4-х бальною шкалою
1.	<i>Вивчення літературних джерел за темою дослідження</i>	29.10.2019	95	відмінно
2.	<i>Збір та попередня обробка вихідної інформації, складання бази даних до дослідження</i>	листопад 2019	95	відмінно
3.	<i>Визначення характеристик динаміки формування крупного граду над південним заходом України у 2011- 2018 рр.</i>	листопад 2019	95	відмінно
4.	<i>Аналіз синоптичних процесів формування граду</i>	листопад 2019	95	відмінно
5.	<i>Аналіз методів прогнозу виникнення граду</i>	листопад 2019	95	відмінно
6.	<i>Оцінка можливості використання прогностичних моделей в випадках не передбачених прогнозом</i>	листопад 2019	95	відмінно
7.	Рубіжна атестація	18-23.11. 2019	95	відмінно
8.	<i>Підведення підсумків та підготовка рукопису до друку.</i>	25.11.2019	95	відмінно
9.	<i>Оформлення магістерської роботи.</i>	30.11.2019	95	відмінно
10.	<i>Підготовка комп'ютерної презентації та доповіді до захисту магістерської роботи.</i>	03.12.2019	95	відмінно
11.	<i>Перевірка на плагіат, підписання авторського договору</i>	6-9.12. 2019		
12.	<i>Попередній захист магістерської роботи.</i>	грудень 2019		
	Інтегральна оцінка виконання етапів календарного плану (як середня по етапам)		95	відмінно

Студент Баліка П. А.
(підпис) (прізвище та ініціали)Керівник роботи Агайар Е.В.
(підпис) (прізвище та ініціали)

Анотація

Тема: «Характеристика градоутворення над Південно-Західної Україною»

Автор: Баліка Петро Анатолійович

Актуальність. За останні роки у зв'язку зі значними флуктуаціями клімату частота екстремального стану погоди збільшилася. В окремих випадках стихійні метеорологічні явища мають катастрофічний характер та завдають значних збитків економіці та населенню. Тому є доцільним дослідити динаміку градоутворення на території Південно-Західної України на фоні кліматичних змін.

Метою даної роботи є оцінка динаміки розподілу крупного граду за період 2011 – 2018 рр. на території Одеської, Миколаївської та Херсонської областях, вивчення синоптичних та термодинамічних умов його виникнення, а також можливість використання прогностичних моделей для короткострокового прогнозу граду.

Відповідно до поставленої мети було розв'язано такі **задачі**:

- визначена динаміка та закономірності просторово-часового розподілу крупного граду за період 2011 – 2018 рр. на території Одеської, Миколаївської та Херсонської областей;
- виявлені синоптичних та термодинамічних умов виникнення граду;
- проведена оцінка можливості моделювання глибокої конвекції для короткострокового прогнозу граду.

Об'єкт дослідження – крупний град на території Південно-Західної України за період з 2011 по 2018 рр. а також характер синоптичних та термодинамічних умов його виникнення.

Предмет дослідження – регіональний статистичний режим градоутворення, а також використання прогностичних моделей для короткострокового прогнозу граду в сучасних циркуляційних умовах.

Методи дослідження –

- Просторово-тимчасове узагальнення даних
- Синоптико-кліматичний аналіз
- Статистичний аналіз

Наукова новизна отриманих результатів.

В даній роботі *вперше* для території Південно-Західної України:

- створена власна база даних розподілу крупного граду за період з 2011-2018 рр. та здійснено порівняльний аналіз отриманих результатів з даними попередніх періодів;
- встановлений характер змін просторово-часового розподілу крупного граду за період 2011 – 2018 рр. на території Одеської, Миколаївської та Херсонської областей;
- проведена оцінка можливості використання прогностичних моделей в випадках не передбачених прогнозом.

Практичне значення отриманих результатів. Використання прогностичних моделей з високим просторовим розділенням та даних об'єктивного аналізу GFS або інших глобальних баз метеорологічних спостережень, можуть допомогти поліпшити успішність прогнозу граду, який формується локально і носить «вибуховий» характер.

Магістерська робота в обсязі 56 сторінок складається з 4 розділів, висновків, переліку посилань з 41 джерел, двох додатків, містить 23 рисунки та 7 таблиць.

Ключові слова: прогноз граду, параметри нестійкості, GFS аналіз, Південно-Західна Україна, SWEAT

Abstract

Thesis Topic: « Characteristics of the hail formation over South-Western Ukraine »

Author: Balika Peter

Relevance: The frequency of extreme weather has increased in recent years caused to significant climate fluctuations. In some cases, natural disasters are catastrophic and cause significant damage to the economy and the population. Therefore, it is advisable to investigate the dynamics of hail formation over South-Western Ukraine against the background of climate change.

Aim of the Thesis is the evaluation of the distribution of large hail in the period 2011 - 2018 at the Odessa, Mykolayiv and Kherson regions, the study of synoptic and thermodynamic conditions of its occurrence, and the ability to use predictive models for short-term forecasting of hail.

In accordance with the set objective, the following **tasks** are solved:

- dynamics and patterns of spatial and temporal distribution of large hail in the period 2011 - 2018 rr. at the Odessa, Mykolayiv and Kherson regions are defined;
- synoptic and thermodynamic conditions of hail occurrence are revealed;
- estimation of deep convection modeling capabilities for short-term forecasting hail are conducted.

Object of the Study: large hail in South-Western Ukraine for the period from 2011 to 2018 and the nature of the synoptic and thermodynamic conditions of its occurrence.

Subject Matter of the Study: regional statistical regime of hail formation, as well as the use of predictive models for short-term hail forecasting in the current circulation conditions.

Methods of Research: space-time generalization of data, synoptic-climatic analysis and statistical analysis.

Scientific Novelty of the Obtained Results

In this thesis, for *the first time* for the territory of South-Western Ukraine:

- own database of large hail distribution for the period 2011-2018 is created and made a comparative analysis of the results with previous periods;
- the nature of changes in the spatio-temporal distribution of a large hail for the period 2011 - 2018 on the territory of Odessa, Mykolaiv and Kherson regions are established;
- estimation of the possibility of using predictive models in cases not covered by the forecast are conducted.

Practical Significance of the Obtained Results. The use of high spatial resolution forecasting models and objective GFS analysis data or other global meteorological observation databases can help improve the success of hail forecasting, which is formed locally and have "explosive" character.

The Master thesis has the volume of 56 pages, consists of 4 sections, conclusions, a list of references of 41 sources, 2 applications, contains 23 figures and 7 tables.

Keywords: hail forecast, instability parameters, GFS analysis data, South-Western Ukraine, SWEAT

ЗМІСТ

Вступ.....	8
1 Сучасний стан дослідження виникнення граду	10
1.1 Загальні відомості про град.....	10
1.2 Механізм і умови утворення граду в хмарах	11
1.3 Особливості розвитку градових хмар	13
2 Формування крупного граду над південним заходом України у 2011- 2018 рр	18
2.1 Географічний та сезонний розподіл явища над досліджуваної територією.....	18
2.2 Динаміка формування граду в південно-західних областях України з 2011 по 2018 рр	22
3 Методи прогнозу граду.....	27
3.1 Фізико-статистичні методи прогнозу граду	27
3.2 Розрахунок параметрів нестійкості атмосфери за даними об'єктивного аналізу глобальних моделей	30
3.3 Синоптичні умови виникнення градової хмарності.....	32
4 Аналіз умов виникнення крупного граду не передбаченого прогнозом.....	34
4.1 Циркуляційні та динамічні умови формування градової хмарності 20.05.2017 р.	34
4.2 Синоптичні і термодинамічні умови виникнення крупного граду 28 червня 2018 р.	41
Висновки	49
Перелік посилань.....	50
Додаток А.....	54
Додаток Б	56

ПЕРЕЛІК УМОВНИХ СКОРОЧЕНЬ

ГМЦ ЧАМ – Гідрометцентр Чорного та Азовського морів

МКК – мезомасштабний конвективний комплекс

МРЛ – метеорологічний радіолокатор

СГЯ – стихійних гідрометеорологічних явищ

ESSL (European Severe Storms Laboratory) – Європейська лабораторія сильних штормів

GFS – (Global Forecast System)

CFS – (Climatic Forecast System)

RAOB – RAwinsonde OBservation program

UTC – United Time Centered

ВСТУП

Особливості географічного положення України, синоптичних процесів і різноманітність кліматичних умов сприяють частому виникненню стихійних гідрометеорологічних явищ (СГЯ) і створюють надзвичайну складність розподілу їх у просторі та часі. За останні роки у зв'язку зі значними флуктуаціями клімату частота екстремального стану погоди збільшилася. В окремих випадках стихійні метеорологічні явища мають катастрофічний характер та завдають значних збитків економіці та населенню. СГЯ, зазвичай, спостерігаються у комплексі, що значно підсилює їх негативний вплив: зливові дощі супроводжуються штормовим вітром, грозою, градом.

Град завдає значних збитків багатьом галузям економіки, особливо сільському виробництву, пошкоджуючи зернові культури, виноградники, плодові дерева на великих площах. Величина збитків залежить від розміру градин, їх щільності, інтенсивності випадання. Для України у більшості випадків характерний дрібний інтенсивний град [19].

Підвищення справджуваності і завчасності штормових попереджень про виникнення граду є однією з основних та актуальних задач, що виникають при оперативному метеорологічному забезпеченні. Складність її вирішення обумовлена недостатньою точністю модельних прогнозів метеорологічних параметрів атмосфери, неточністю визначення часу і місця виникнення конвективних явищ, рідкісною мережею спостережень і відсутністю, в результаті цього, бази даних небезпечних явищ.

Метою магістерської роботи – є оцінка динаміки розподілу крупного граду за період 2011 – 2018 рр. на території Одеської, Миколаївської та Херсонської областях, вивчення синоптичних та термодинамічних умов його виникнення, а також можливість використання прогностичних моделей для короткострокового прогнозу граду.

Основними джерелами інформації є дані метеорологічних спостережень (АРМСин), Wetterzentrale [41], журнали штормових попереджень ГМЦ ЧАМ, інтерактивні бази даних сайту Європейської лабораторії сильних штормів

(European Severe Storms Laboratory ESSL) [36] та гр.5[37], за період 2011-2018 рр.

Об'єкт дослідження - град на території Південно-Західної України за період з 2011 по 2018 рр. а також характер синоптичних та термодинамічних умов його виникнення.

Предмет дослідження – регіональний статистичний режим градоутворення, а також використання прогностичних моделей для короткострокового прогнозу граду в сучасних циркуляційних умовах.

Методи дослідження – просторово-часове узагальнення метеорологічної інформації, синоптико-кліматичний та статистичний аналіз.

Кваліфікаційна робота складається з вступу, чотирьох розділів, висновків та переліку посилань.

У вступі формулюються мета та завдання роботи.

Перший розділ містить в собі інформацію про регіони дослідження і їх кліматичну характеристику.

Другий розділ присвячений географічному та сезонному розподілу явища над досліджуваною територією.

Третій розділ складається з характеристики синоптичних умов виникнення граду і методів його прогнозу.

У четвертому розділі розглядаються умови виникнення території Південно-Західної України крупного граду, та граду не передбаченого прогнозом.

У висновках представлені результати виконаної роботи.

Перелік посилань складається з 40 літературних джерел.

У додатках наведені допоміжні матеріали.

Кваліфікаційна магістерська робота виконана на кафедрі метеорології та кліматології ОДЕКУ під керівництвом к.геогр.н., доц.. Агайар Е. В. у рамках науково-дослідницької роботи «Прогнозування небезпечних метеорологічних явищ над південними районами України» (2015-2019 рр., ДР № 0115U006532)

1 СУЧАСНИЙ СТАН ДОСЛІДЖЕННЯ ВИНИКНЕННЯ ГРАДУ

1.1 Загальні відомості про град

Град – округлі або неправильної форми частинки льоду, що випадають в основному у теплий період року з потужних купчасто-дощових хмар, для яких характерний значний вертикальний рух і високий вміст вологи. Швидкість падіння градин досягає 25-27 м/с [18, 29]. Градоутворення зумовлено розвитком потужної конвективної хмарності, а також внутрішньомасовими процесами, які розвиваються внаслідок прогрівання повітряної маси від підстильної поверхні. У разі збігу термічної конвекції та внутрішньо масового прогрівання відбувається найінтенсивніше випадання граду (рис.1.1).



Рис.1.1. Розмір граду [38]

Град (для СГЯ – діаметр градин 20 мм і більше) – явище локальне, частіше за все він випадає окремими ізольованими плямами на площах від декількох десятків до декількох сотень квадратних кілометрів, рідше – у вигляді градових доріжок. Максимум повторюваності великого граду

припадає на літній сезон. Розмір збитку залежить від розміру градин, їх щільності, інтенсивності випадіння. Градини діаметром понад 30 мм можуть абсолютно знищити посіви, пошкодити дахи будівель, побити птахів та дрібну худобу. Для території України характерне випадіння невеликого інтенсивного граду. Великий град відмічається з кінця квітня до середини вересня. Частіше за все град спостерігається один день (55%). Іноді 2 – 3 доби. Збереження градової ситуації 5 діб і більше не перевищує 4 %. Випадіння граду виникає переважно в 15 – 18 ч. Найбільш схильні до випадання граду гірські і передгірні території Українських Карпат і Криму. Тут щорічно спостерігається град, а великий град 1 раз в 2,5 - 3 роки [17, 19].

1.2 Механізм і умови утворення граду в хмарах

Град являє собою льодяні частки сферичної або несферической форми. Їх діаметр змінюється від розміру середніх крапель дощу до 2,5 см і більше. Градини складаються з прозорого льоду або із чередуючихся слоїв прозорого і матового льоду. Найчастіше зустрічаються сферичні форми градин. Теоретичні та експериментальні дослідження розвитку градових хмар наведені в роботах [2, 4, 18, 21-24, 29, 30]. На початку 60-х років створено робочу модель градової хмари [18].

Тривалість випадання граду - від 10 до 45 хв. Медіанне значення тривалості випадання граду 5 хв, а найбільш часто зустрічаються значення 1-15 хв. Зв'язок між тривалістю і розміром випадючих градин не відзначається.

В даний час прийнято думка, що градини ростуть переважно за рахунок злиття з переохолодженими краплями води і що сублимація водяної пари грає другорядну роль [4, 30]. Фазовий стан накопичуваної вологи над рівнем максимальної швидкості залежить від температури повітря на цьому рівні. Зародками градин є замерзлі краплі. Щільність крижаних нашарувань градин залежить від термодинамічних умов зростання градин, в основному, від водності переохолодженої частини хмари, за рахунок якої зростає градина, від температури навколишнього повітря і розміру зростаючої градини.

Найбільш сприятлива для зростання градин температура повітря в переохолодженої частини хмари від - 10 до -25 °С.

Зона зародження і зростання граду в хмарі формується в області сильних висхідних потоків, швидкість яких може досягати 30 м/с і більше [12, 15, 18]. Температура природній кристалізації визначається не тільки температурою на верхній межі хмари, але і максимальною швидкістю висхідного потоку w_{max} .

Для випадання граду необхідно, щоб температура на верхній межі хмари (рівень конвекції) t_k і швидкість w_{max} сприяли кристалізації водяних крапель, а зона акумуляції розташовувалася в області переохолоджених крапель.

Потужні грозово-градові хмари розвиваються, коли зона зростання градин в хмарі при заданих w_{max} і t_k розташовані в області, де переважають переохоложені краплі, а значення температури на рівні конвекції t_k потрапляють в область, сприятливу для замерзання крапель - зону крупи.

Радіус градин можна визначити за формулою:

$$R_{гр} = \frac{\omega_{\text{Макс}}^2}{\gamma^2} \quad (1)$$

де $\gamma = 2,63 \cdot 10^3 \text{ см}^{-1}$ для градин з щільністю $\rho = 0,9 \text{ г/см}^3$.

Робоча формула для розрахунку радіусу градин в хмарі має вигляд:

$$R_{гр} = 0,9012 \omega_{\text{Макс}}^2 \quad (2)$$

де $R_{гр}$ в сантиметрах, $\omega_{\text{Макс}}^2$ - в м/с.

Град починає випадати після того, як швидкість його падіння перевищує максимальну швидкість висхідного потоку $\omega_{\text{Макс}}^2$. При падінні через теплу частину хмари градини тануть.

З формули (2) випливає, що град діаметром $d \geq 2 \text{ см}$ випадає при $\omega_{\text{Макс}}^2 \geq 30 \frac{\text{м}}{\text{с}}$ за інших сприятливих умовах, а діаметром $d \geq 1 \text{ см}$ випадає при $\omega_{\text{Макс}}^2 \geq 20 \frac{\text{м}}{\text{с}}$.

1.3 Особливості розвитку градових хмар

Відповідно до моделі утворення крупного граду [15], циркуляційна комірка, в якій утворюється град, тривалий час може існувати в квазістаціонарному стані. Такі хмари утворюються при великих зсувах вітру, що є причиною, яка впорядковує внутрішньохмарну циркуляцію завдяки розподілу висхідного і низхідного потоків. Градини, що складаються з суміші води і льоду, утворюються, коли приток тепла за рахунок замерзання захопленої води, конденсації або випаровування перевищує конвективний відтік з поверхні зростаючої градини і вода на поверхні градини замерзає в повному обсязі [15, 18]. При цьому якась частина вологи, не уносима з потоком з поверхні градини, утворює рідкі повільно замерзаючі включення. В результаті цього утворюється град з щільністю $0,92 \text{ г/см}^3$. Структура випавшого граду показує, що град, який приносить збитку посівам, утворюється при вологому режимі зростання і являє собою водно-льодяну суміш.

Розпізнавання характеру явищ, що супроводжують кучеводощові хмари (опади, грози, град), є одним з основних завдань МРЛ [1,8,14, 20]. Оскільки МРЛ не фіксує грозові розряди при звичайній реєстрації луна-сигналів, грозовий стан хмари визначають за непрямыми ознаками, базуючись на широко відомому факті, що найвища активність блискавок звичайно пов'язана з районом найбільшої активності опадів (рис. 1.2).

Радіолокаційні дослідження дозволили розділити градові процеси за структурою і динаміці розвитку на чотири основні типи:

- однокоміркові;
- многокоміркові неупорядковані;
- многокоміркові упорядковані;
- суперкоміркові

Однокоміркові градові хмари мають малий час існування (30 - 40 хв), малорухливі або переміщуються, підкоряючись орографії. Град випадає з них у вигляді окремих плям, що призводить до незначного збитку.

Многокоміркові невпорядковані хмари існують нетривалий час, мають середню інтенсивність розвитку. Град з них теж випадає плямами.

Суперкоміркові хмари існують тривалий час (50-80 хв). З ними, як правило, пов'язані істотної шкоди від градобою.

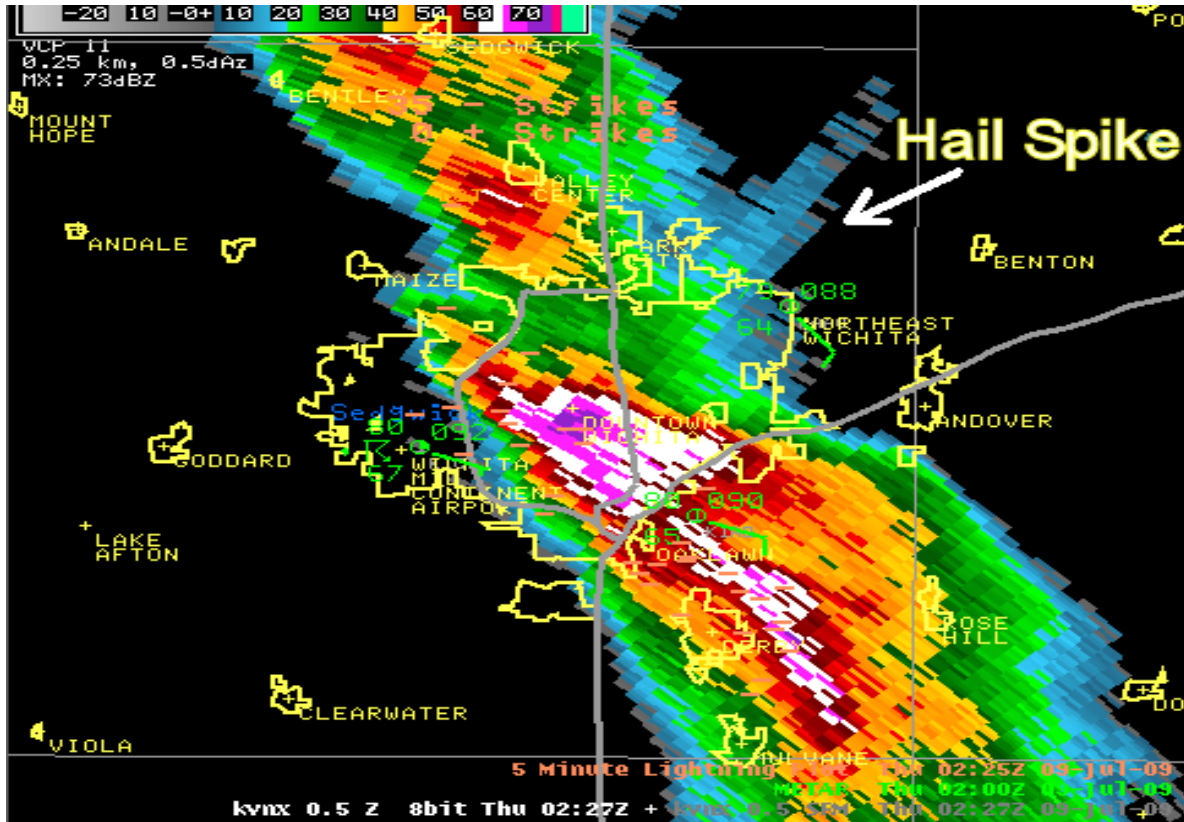


Рис. 1.2. Градова хмара на екрані монітора [39]

У більшості випадків, градові хмари мають многокоміркову структуру. Періодично ця структура перетворюється в одну надпотужну комірку. Найбільш стійкі швидкості для висхідного потоку інтенсивних хмар 20-30 м / с і більше. В результаті взаємодії макро- і мезопроецесов на ділянках довжиною до 100 км розвиваються системи комірок потужних градових штормів. Аналіз зондувань навколишньої атмосфери до моменту максимального розвитку конвекції виявляє наявність значної нестійкості в атмосфері в дні з сильними градовими штормами. Висота шару потенційної нестійкості атмосфери в середньому становить 4 км.

Нерівномірна інтенсивність термічної адвекції в інтенсивних бароклічних зонах, що поширюються на середніх рівнях (600-500 гПа), в

теплому секторі попереду положення холодного фронту біля поверхні Землі створює потужний шар потенційної нестійкості, що реалізується навіть при слабкому підйомі повітряних мас.

Разом з термічними факторами роль спускового механізму грає конвергенція в приземному шарі, з якою пов'язані сильні висхідні рухи в нижній тропосфері. Потужна конвергенція виникає у вузьких стійких агеострофічних зонах, розташованих попереду холодного фронту у Землі і утворюються завдяки наявності на нижніх рівнях контрасту теплового і вологого повітря.

Таким чином, для розвитку потужних градових хмар необхідні велика термодинамічна нестійкість в середньому шарі тропосфери і конвергенція в приземному шарі [9, 12, 29].

Згідно радіолокаційної класифікації явища, пов'язані з Сб, діляться на наступні групи:

I - градонебезпечні Сб і грозові хмари з градом;

II - грозонебезпечні хмари і зливовий дощ з грозою (▲);

III - негрозонебезпечні конвективні хмари і негрозові зливи;

Радіолокаційна інформація про небезпечні явища носить ймовірнісний характер, тобто не у всіх випадках грозовий стан, визначений за даними МРЛ, збігається з грозою, фіксуємою наземним спостерігачем. Це особливо справедливо для гроз невеликої вертикальної протяжності.

Підвищення електричної активності грозових хмар супроводжується збільшенням їх висот, розмірів площ та інтенсивності опадів. Всі ці параметри пов'язані між собою. Збільшення швидкості висхідних потоків в конвективній хмарі призводить до укрупнення частинок. Це в свою чергу збільшує відбиваємість Сб, яка тому є достатньо надійним, хоча і непрямим показником грозової активності кучево-дощової хмари [11, 20].

Місце розташування градових осередків в хмарах залежить від типу і структури процесів. В процесі зародження та росту града осередки розташовуються в центральній частині хмари, вище ізотерми -45°C , в стадії випадання граду, набувають вигляду вертикальних стовпів. У многоячейкових градових процесах осередки частіше (65% випадків) розташовані з навітряної сторони конвективної комірки, в 24% - в центрі неї і в 11% - з підвітряного. Відзначається також нахил градового осередку вперед

і вправо таким чином, що частина градового осередку нависає над зоною висхідних потоків, утворюючи вигин радіоеха. Зародження першого радіоеха градових осередків відзначається на висоті від 2 до 7,5 км. Існують такі закономірності, що характеризують градові процеси: для одноячейкових процесів характерно випадання граду локальними плямами; многоячейковим процесам відповідають смуги граду; кількість пікселів з градом - від 1 до 8; довжина вогнища змінюється від 4 до 48 км (в середньому 4-16 км), ширина - від 4 до 24 км при середньому значенні 4-12 км.

Дослідження потужного градового хмари показав, що значення Z_{\max} і H_{\max} вказують на наявність граду дещо пізніше інших характеристик. Верхня межа зони локалізації граду за 60 хв опускається до рівня нульової ізотерми, далі йде процес дисипації граду, зона росту граду відсутня, а значення Z_{\max} , w_{\max} , H_{\max} залишаються характерними для граду ще 30 хв. Різке зменшення зазначених параметрів свідчить про ослаблення градового процесу і припинення випадання граду за інформацією МРЛ. У розглянутих конвективних комірках велика частина зони з градом і сильним градом розташована в зоні росту відбиваності. Таким чином, посилення і ослаблення градової комірки краще характеризується параметрами області радіоеха з відбиваності більше 35 dBz. Найбільш інформативними є обсяги з максимальними водосодержанням і відбиваності, як зони зародження і зростання граду. Інтенсивність грози на МРЛ визначається за величиною відбиваності, в цифрах коду RADOB. Середнє значення відбиваємості $\overline{\lg Z_2}$ в грозах на території СРСР дорівнює 2,1, середня максимальна висота їх радіолуну $\overline{H_{\max \square}} = 9,1$ км, а середнє значення радіолокаційного критерію гроzoneбезпечності $\gamma = \overline{H_{\max \square}} \overline{\lg Z_2} = 19,1$.

Зона випадів на землю граду зазвичай займає надто малу площу, ймовірність її потрапляння безпосередньо на метеорологічну станцію невелика, в той час як МРЛ фіксує з більшою ймовірністю наявність граду в хмарі. Таким чином, при правильній експлуатації апаратури МРЛ достовірність радіолокаційної інформації про небезпечні явища, пов'язаних з Сб, досить висока і придатна для оперативного завдання штормового повідомлення в літній період. У зимовий період ефективність радіолокаційної інформації набагато нижче, ніж влітку. В даний час в роботі синоптика інформація МРЛ про хмари, опади і небезпечні явища

використовується як додаткова до звичайної аеросиноптичної інформації. Вона дозволяє синоптику більш оперативно і ретельно аналізувати синоптичні процеси, виділяючи небезпечні явища і потенційно небезпечні райони.

Дані метеорологічних супутників (МСЗ) важливі в аналізі і прогнозі метеорологічних полів, з їх допомогою відновлюються як фактичні, так і прогностичні параметри, такі як вид хмарності, висота верхньої межі, кількість і інтенсивність опадів, водність, водозапас хмар і метеорологічні явища. Але для супутникових даних необхідна ідентифікація (валідація), так як вимірювання є непрямыми і об'єкти дослідження (хмарність та метеорологічні явища) є нестійкими утвореннями в просторі і часі. Для підвищення достовірності супутникових вимірювань застосовуються додаткові засоби контролю (інформація МРЛ, станційні та аерологічні дані), щоб забезпечити отримання ідентичних характеристик і їх комплексний аналіз [6].

Діагноз і прогноз кількості та інтенсивності опадів залежить від виду та кількості хмарності, показників водності і водозапаса і ґрунтується на оцінці води, що міститься в хмарі. Інформативними параметрами є також форма і ширина хмарної системи, що визначають кількість опадів. Середня кількість опадів розраховується по полях радіояркостной температури, температури на верхній межі хмарності, використовується методика діагнозу і прогнозу кількості опадів на 12 і 36 ч за даними метеорологічних супутників [15]. За хмарним системам оцінюється інтенсивність опадів та небезпечних явищ в зоні циклону, пов'язаних з мезомасштабної збуреннями (фронти, комірки), що складно виявити за використанням станційних спостережень.

Для визначення форм хмарності і зон небезпечних явищ погоди використовуються характеристики яскравості супутникового зображення. Як визначено [1] температура в хмарах змінюється від +25 до -75 ° С, а величина яскравості - від 0 до 250 градацій, з використанням даної емпіричної залежності (градації) ідентифікуються комірки (пікселі) з сильними опадами, грозами та градом, хмари нижнього, середнього і верхнього ярусів, визначається рівень кристалізації з мінімальною температурою).

2 ФОРМУВАННЯ КРУПНОГО ГРАДУ НАД ПІВДЕННИМ ЗАХОДОМ УКРАЇНИ У 2011-2018 РР.

2.1 Географічний та сезонний розподіл явища над досліджуваної територією

Крупний град (діаметр градин 20 мм і більше) зазвичай завдає значної шкоди і його відносять до стихійного метеорологічного явища. Він не завжди може фіксуватися метеорологічною мережею станції і постів.

Кліматологією граду, його просторовому і тимчасовому розподілу на різних територіях присвячено багато робіт [31, 32, 34, 35].

На території України крупний град буває щорічно [19]. За період 1986- 2005 рр. зареєстровано 98 випадків такого граду. У середньому щорічно фіксується 5 випадків крупного граду. Найбільша їх кількість спостерігалась у 1989 р.. У цій рік крупний град випадав на території 8 областей (Чернігівська, Сумська, Волинська, Львівська, Харківська, Черкаська, Одеська, Запорізька). Найбільша кількість випадків крупного граду припадає на Одеську область (13), у Миколаївській и Херсонській вона дещо менша (7-9).

За період 2006-2010 рр. крупний град зареєстровано у 131 випадку, що становить 4% від загальної кількості СМЯ та 9% від кількості сильного дощу. У середньому за рік відмічається 5 випадків крупного граду. Він спостерігався у 287 пунктах 21 області та АРК [19].

Град на території України випадає нерівномірно, проте можна виділити три типи його розподілу.

Тип I. Град відмічається на невеликих площах, найчастіше в одній області. Такий тип є переважним.

Тип II. Градобій має плямистий характер. Плями бувають дуже різної форми. Їх площа варіює від кількох десятків до кількох сотень квадратних кілометрів. Такий градобій може спостерігатися одночасно у кількох областях як поруч розташованих, так і віддалених на значну відстань. У середині плям, як правило, відмічається максимальна величина граду.

Тип III. Град випадає у вигляді смуг, ширина яких змінюється від сотні метрів до кількох кілометрів. В окремих випадках смуги досягають кількох сотень кілометрів і характеризуються найбільшою інтенсивністю. Розміри градових смуг і плям та їх різні поєднання, а також інтенсивність граду визначається параметрами градового центру у грозовій хмарі, що залежить від активності процесів градоутворення, метеорологічними умовами у підхмарному шарі та характером підстильної поверхні. Завдяки неоднаковому прогріванню різних ділянок земної поверхні викликають висхідні (конвективні) потоки повітря, які сприяють утворенню градових хмар. Термічна конвекція зумовлена нестійкою стратифікацією атмосфери може розвиватися під час проходження фронтальних розділів. Найбільша інтенсивність розвитку градо-грозових центрів буває у разі збігання двох указаних процесів. Здебільшого град спостерігається у теплий період року. У річному ході максимум повторюваності крупного граду припадає на літній сезон (рис. 2.1).

Найбільша кількість граду спостерігалася в Одеській області в усі місяці теплого півріччя. Максимум градобійних ситуацій виникло в липні.

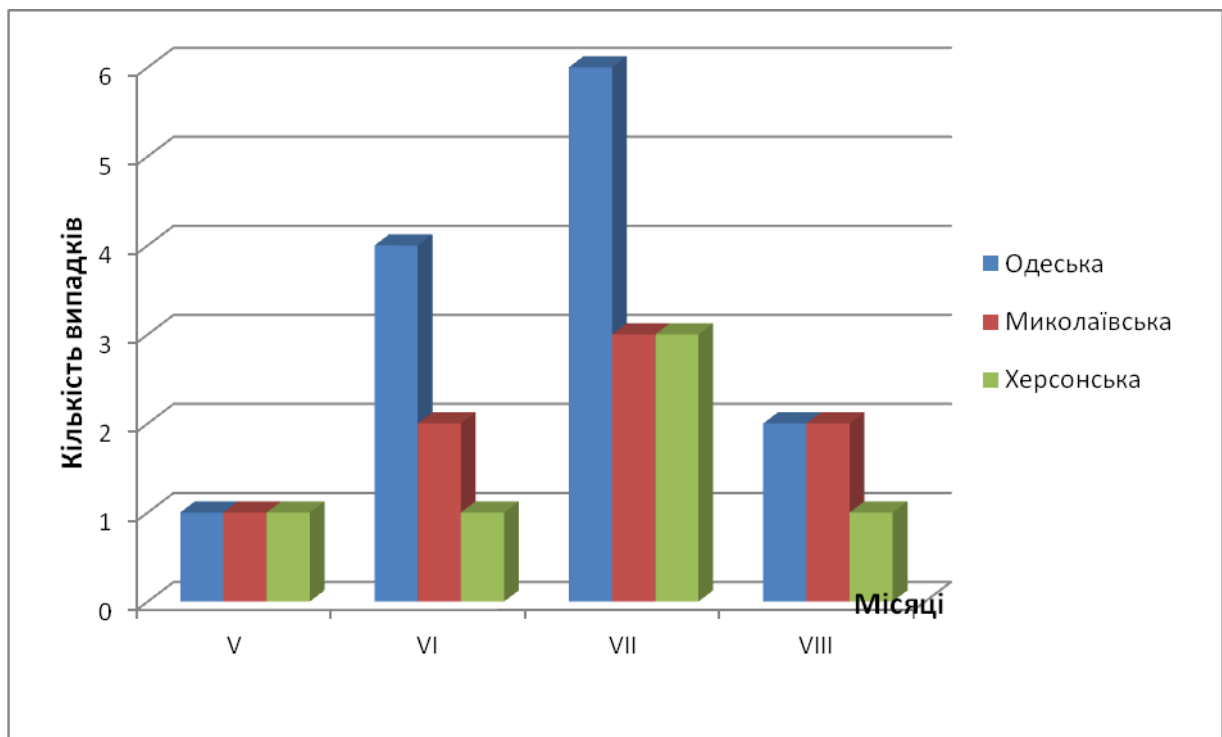


Рис. 2.1. Повторюваність (%) крупного граду в окремі місяці [10]

Найчастіше (77%) град буває у червні-липні. Навесні (травень 10%) та наприкінці літа (серпень 10%) унаслідок незначних вертикальних градієнтів температури повітря умови для його випадання виникають рідко.

Град випадає переважно (40%) з 15 до 18 год, коли відбувається найбільший розвиток термічної конвекції. На півдні до 30% випадків град відмічається з 12 до 15 год, тобто збігається з максимумом розвитку конвекції. В основному крупний град буває у денні години.

Град – одне з найменш тривалих явищ погоди. Випадіння граду (у 50% випадків) триває від декількох хвилин до чверті години. Повторюваність граду, який триває 18-24 хв, дорівнює 18%. Дуже рідко град може тривати до години і більше, але у цих випадках він випадає з перервами (рис. 2.2). Найбільшою тривалості спостерігався град в Одеській області - більше 1 години. Також в Одеській області фіксувалося більша кількість часових градацій.

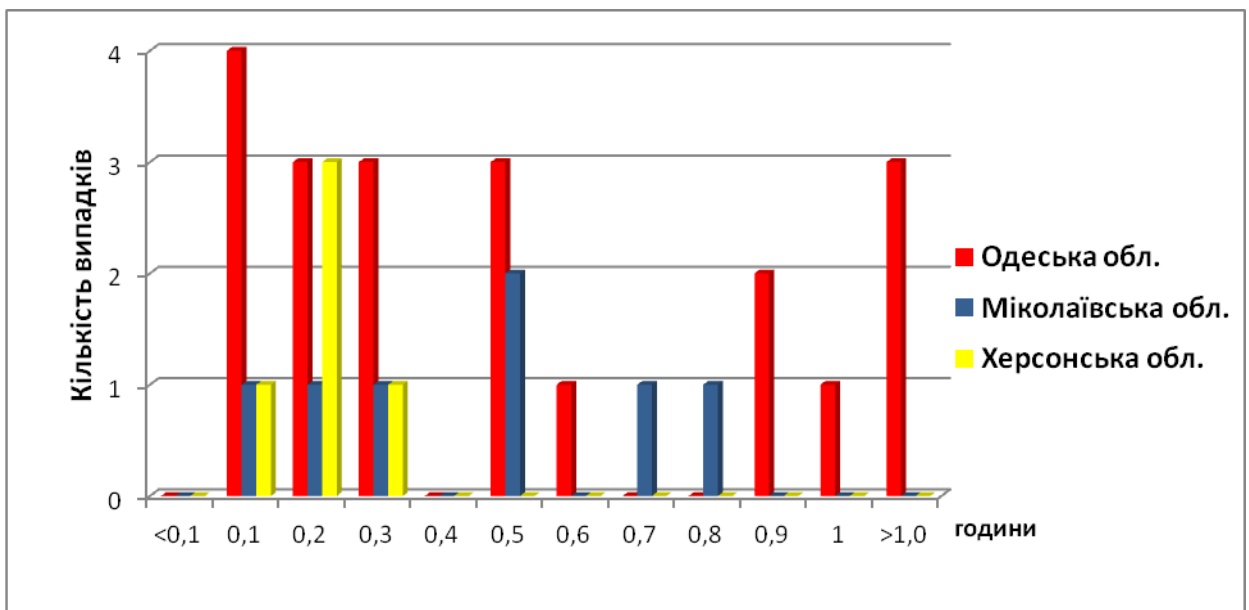


Рис. 2.2. Повторюваність (кількість випадків) випадіння крупного граду різної тривалості [19]

Градова ситуація на території України у більшості випадків (86%) може створюватися протягом дня, інколи двох-трьох та більше у бідь-якому районі. Повторюваність градової ситуації протягом 5 днів дорівнює 3 % (рис. 2.3).

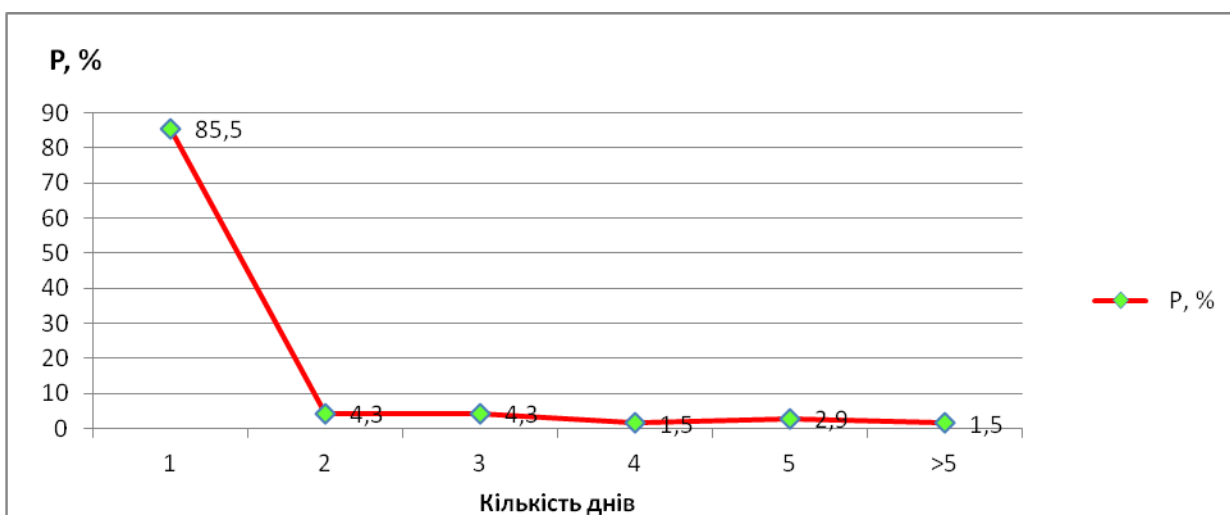


Рис. 2.3. Повторюваність (%) градової ситуації протягом кількох днів [19]

Для території півдня України у більшості випадків (78%) характерне випадання крупного граду діаметром до 40 мм (рис 2.4) Найбільша повторюваність (34%) граду діаметром 21-30 мм. Максимальний діаметр градин на значній території Миколаївській області дорівнює майже 60 мм, а в Одеської області він досягає близько 100 мм [36].

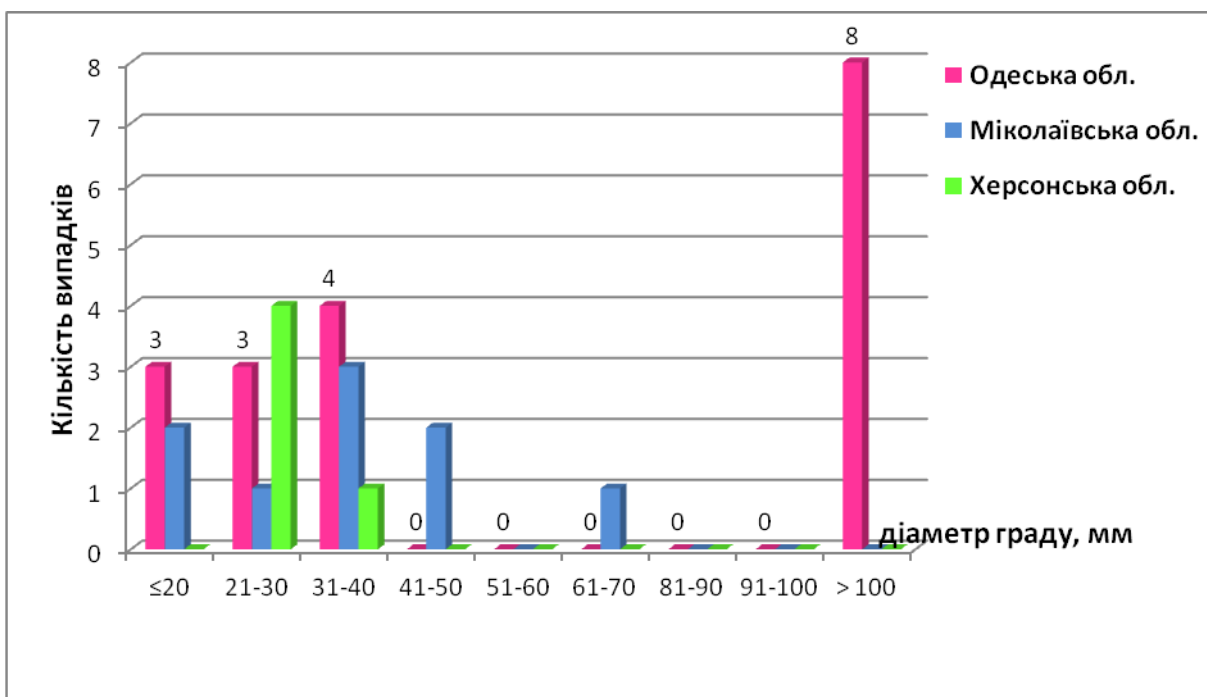


Рис. 2.4. Повторюваність (кількість випадків) граду різного діаметра на південному-заході України [19]

Були випадки, коли градини досягали розміру курячого яйця. Такий розмір градин зареєстровано 5 червня 2000 р. в Одеській області. Останній випадок випадання граду розміром з куряче яйце було зафіксовано у Вінницькій і Житомирській областях 20 - 21 вересня 2017 р.

За особливостями розподілу крупного граду, його повторюваності, тривалості та інших кліматологічних характеристик найбільшого градобою зазнає Одеська область – 45 %. Значна повторюваність (30-40 %) крупного граду відмічається у південних областях (Запорізька, Миколаївська, Херсонська).

2.2 Динаміка формування граду в південно-західних областях України з 2011 по 2018 рр.

В рамках виконання магістерської роботи розглянуті різні джерела метеорологічної інформації щодо виявлення випадків крупного граду над південно-західними областями України. В якості джерел використовували дані метеорологічних спостережень (АРМСин), гр.5[37] та інтерактивну базу даних сайту Європейської лабораторії сильних штормів (European Severe Storms Laboratory ESSL) [36], а також створена власна база даних та побудована карта їх розповсюдження (рис. 2.5).

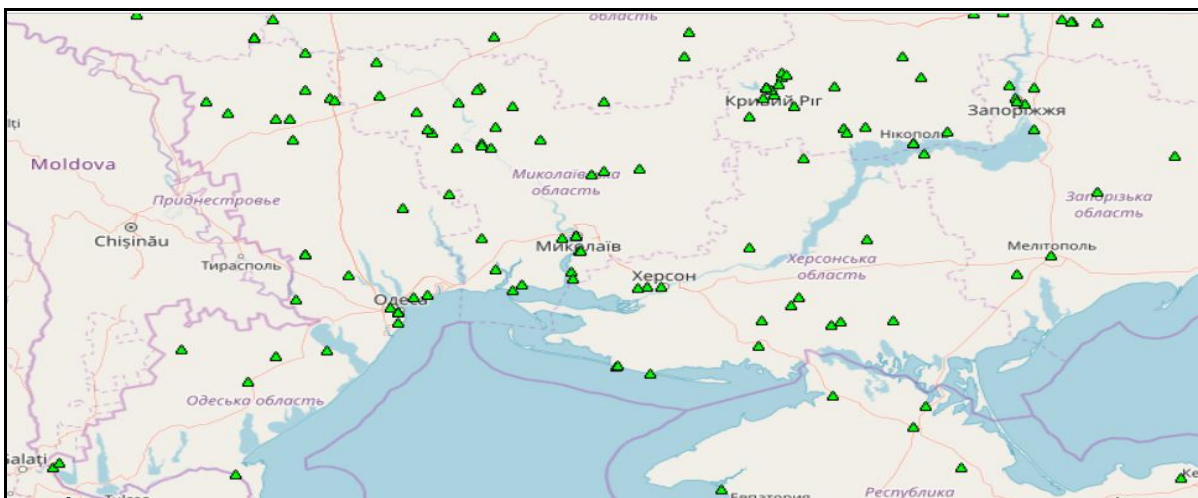


Рис. 2.5. Карта розповсюдження крупного граду 2006-2018 рр.[36]

В результаті роботи з вихідним матеріалом виявлено 77 випадків виникнення крупного граду (табл. 2.1) над південної Україною з 2006 по 2018 рр. Протягом усього досліджуваного періоду випадки з сильним градом досить рівномірно фіксувалися по всій території трьох південних областей (рис. 2.6).

Таблиця 2.1 – Кількість випадків крупного граду у південно- західній Україні 2006-2018 рр.

Область	2006	2007	2008	2009	2010	2011	2012	2013	2014	2015	2016	2017	2018	2006-2018
Одеська	0	3	7	1	0	0	3	1	1	2	1	9	0	28
Миколаївська	0	1	7	4	2	0	4	1	3	2	2	2	2	32
Херсонська	0	2	1	0	3	0	0	0	1	0	3	4	3	17
Σ	0	6	15	5	5	0	7	2	5	4	6	15	5	77

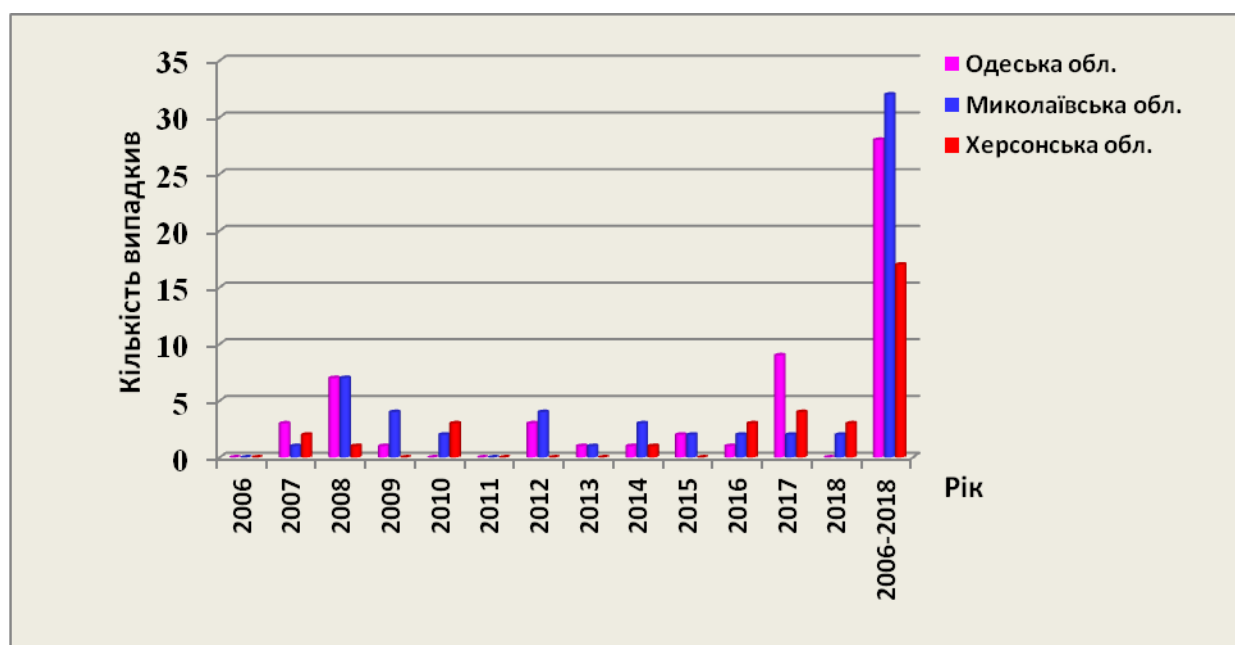


Рис. 2.6. Кількість випадків крупного граду у Південно- Західній Україні 2006-2018 рр.

Найбільше число випадків з градом, діаметр якого перевищував 20 мм, за досліджуваний період спостерігалось у Миколаївській області – 32 випадки, в Одеській області – 28 випадків і на території Херсонської області 17 випадків. В середньому за рік фіксувалося від 5 до 17 випадків з градом, і тільки в 2008 та 2017 рр. кількість випадків випавшого граду діаметром більш 20 мм досягло 15. У 2008 р спостерігався інтенсивний градобій в Одеській і Миколаївській областях - по 7 випадків в кожній області, а в 2017 р зафіксовано рекордну кількість випадання крупного граду в Одеській області - 9 випадків [3].

У порівнянні з періодом з 1986 по 2005 рр. (табл. 2.2) кількість випадків з градом збільшилася в 2,5 разів, з 29 до 77 – період з 2006-2018 рр. (табл. 2.1). Така динаміка свідчить, що відбулося збільшення кількості градонебезпечних ситуацій порівняно з усіма п'ятиріччями за весь попередній період. Максимальна кількість випадків граду на рік за період 2006-2018 рр. в трьох південних областях склала 15 випадків, мінімальна – 2, а в 2006 і 2011 рр. град не фіксували взагалі.

Таблиця 2.2 - Кількість випадків крупного граду за п'ятиріччя на території південного заходу України [19].

Область	1986-1990	1991-1995	1996-2000	2001-2005	2006-2018
Одеська	4	3	4	2	13
Миколаївська	0	3	3	3	9
Херсонська	2	3	0	2	7
Σ	6	9	7	7	29

Найбільш великий град спостерігався в Южноукраїнську, Миколаївській області (28.06.2018 р. в 15:05 UTC), його діаметр склав 65 мм, Одесі (11.07.2012р. в 09:30 UTC) – 50 мм, Камишанах, Херсонської області (29.06.2018 р. в 13:00 UTC) – 50 мм, та Великої Мечетної, Миколаївської області (28.06.2018 р. в 15:45 UTC) – 50 мм. Град діаметром 40 мм

Таблиця 2.3 – Повторюваність (кількість випадків) граду в період з 2006-2018 рр. в Одеської, Миколаївської та Херсонської областях

№ п/п	Дата	Час, UTC	Населений пункт	Величина, мм
Одеська область				
1	07.08.2007	12.00	Любашевка	
2	25.07.2008	03.00	Успенська	
3	25.07.2008	03.00	Дерибасівка	
4	25.07.2008	03.00	Троїцьке	
5	25.07.2008	12.00	Роздільна	
6	25.07.2008	12.00	Велика Арнаутка	
7	11.07.2012	09.30	Одеса	50
8	15.08.2012	11.00	Фонтанка	40
9	22.05.13	15.00	Любашевка	30
10	04.06.2015	13.05	Рени	30
11	02.07.2015	12.10	Одеса	20
12	15.08.2017	15.30	Вилково	35
13	28.07.2017	12.45	Молога	
14	28.07.2017	14.45	Котовськ	30
15	28.07.2017	14.00	Ананьїв	30
16	28.07.2017	14.00	Гвоздовська пер.	35
17	28.07.2017	13.02	Любашевка	34
Херсонська область				
1	02.06.2010	22.00	Новопавловка	
2	02.06.2010	23.00	Козачи Лахери	
3	25.08.2010	16.30	Хрущево	30
4	14.07.2014	13.00	Костогрузово	30
5	06.08.2017	12.50	Молочне	20
6	06.08.2017	12.00	Залізний порт	25
7	29.06.2018	13.00	Комишани	50
Миколаївська область				
1	07.08.2007	12.00	Первомайськ	
2	09.07.2009	15.00	Лупарево	

Продовження табл. 2.3

3	09.07.2009	15.00	Лимани	
4	09.07.2009	15.00	Жовтневе	
5	03.07.2010	14.00	Дмитрівка	20
6	03.07.2010	16.00	Кузубівка	20
7	14.06.2012	13.00	Раково	
8	08.06.2013	15.00	Корабельне	30
9	10.06.2015	13.45	Зелений Гай	
10	26.07.2015	13.00	Миколаїв	20-30
11	28.07.2017	16.00	Велика Мечетна	50
12	14.08.2017	12.00	Очаків	20
13	28.06.2018	15.45	Врадіївка	30
14	28.06.2018	15.05	Южноукраїнськ	65

спостерігався у селі Фонтанка Одеської області 15.08.2012 р. у 15.00 UTC. Таким чином, порівняно з попередніми роками (рис.2.4), кількість граду діаметром 21-30 мм збільшилось з 8 до 11 випадків, град діаметром 31-40 мм спостерігався 4 рази за період з 2006-2018 рр. , град діаметром 41-50 мм був зафіксований 4 разі в ці періоди, і вперше, за розглянуті періоди відмічено град діаметром 60 мм (табл. 2.3). На території півдня України також спостерігалось 5 випадків випадання граду діаметром 20 мм, що теж відповідає критерію СГЯ (стихійного метеорологічного явища).

Очевидно, що в останнє десятиліття на території південно-західної України збільшилась кількість градонебезпечних випадків, що відповідає тенденції до загального зростання кількості та інтенсивності екстремальних метеорологічних явищ, які спостерігаються в ХХІ столітті, як на території України так і на всій земній кулі.

3 МЕТОДИ ПРОГНОЗУ ГРАДУ

3.1 Фізико-статистичні методи прогнозу граду

Град, в тому числі і сильний град діаметром 20 мм і більше, є одним з найбільш небезпечних метеорологічних явищ, характерних для території України. Він представляють загрозу безпеці людей і здатний завдати значної шкоди галузям економіки. Підвищення справджуваності і завчасності штормових попереджень про виникнення граду є однією з основних задач, що виникають при оперативному метеорологічному забезпеченні. Складність її вирішення обумовлена недостатньою точністю модельних прогнозів метеорологічних параметрів атмосфери, що характеризують конвективні явища погоди за інтенсивністю, неточності визначення часу і місця їх виникнення, а також рідкісної мережею спостережень і відсутністю, в результаті цього, бази даних небезпечних явищ, що відповідає вимогам щодо повноти і прив'язці до місця виникнення явища.

Із врахуванням розвитку конвективної хмарності розроблено велику кількість методів прогнозу гроз як внутрішньомасових, так і фронтальних [5, 15, 16, 24, 27, 28, 33]. Розглянемо ті методи прогнозу, які знайшли широке застосування в оперативній практиці [10, 15, 16].

Прогноз гроз за методом Уайтінга (Вайтинга) оснований на розрахунку за даними ранкового зондування параметра K , який визначається за формулою:

$$K = 2T_{850} - T_{500} - D_{850} - D_{700}, \quad (3.1)$$

де T – температура, D – дефіцит точки роси на відповідному рівні.

Якщо в результаті розрахунку виявиться, що $K < 20$, то гроз очікувати не слід, якщо $20 < K < 25$ – ізольовані грози, якщо $25 < K < 30$ – окремі грози, якщо $K > 30$ – грози повсюдно.

Пояснимо терміни «ізольовані» і «окремі» грози. Ізольовані грози – це такі, коли грозу вказує одна із десяти станцій спостережень, а окремі грози – це такі, коли грозу дає одна із чотирьох станцій.

Метод Уайтінга дає хороші результати при прогнозі гроз не по пункту, а по площі, яка визначається картою ізоліній коефіцієнта K . Для цього спочатку розраховують і наносять на карту значення K , а потім проводяться ізолінії через 5 одиниць, починаючи з 20. Осередок з максимальним значенням цього коефіцієнта переноситься за потоком на 12 год і там, де він виявиться, слід прогнозувати грози. Іноді в розраховані значення K вводиться поправка на кривизну приземних ізобар (табл. 3.1).

Таблиця 3.1 – Величина поправки на кривизну приземних ізобар

R, км	> 1000	1000...500	500...250	< 250
циклон	0	1,0	1,4	2,0
антициклон	0	-1,0	-1,4	-2,0

Удосконалюючи метод Вайтінга, Н.П. Фатєєв запропонував використовувати для прогнозу гроз параметр A , який враховує розподіл вологості по висотах:

$$A = T_{850} - T_{500} - (D_{850} + D_{700} + D_{600} + D_{500}). \quad (3.2)$$

Якщо по розрахунках виходить, що $A \geq 0$, то в прогнозі слід враховувати грозу.

Прогноз гроз за методом Г.Д. Решетова проводиться за трьома параметрами, які знаходяться за допомогою аерологічної діаграми: висота вершин купчасто-дощової хмарності ($H_{\text{ВМХ}}$), значення температури повітря на цій висоті ($T_{\text{ВМХ}}$) і вертикальна потужність хмари ($\Delta H_{\text{ВМХ}}$) в шарі від'ємних температур (від висоти нульової ізотерми в частинці, що піднімається, до рівня $H_{\text{ВМХ}}$).

При наявності сприятливих для формування гроз синоптичних умов, до яких віднесено наявність фронтальних розділів (особливо холодних фронтів), зони поблизу вершини хвилі, центральної частини молодого або розвинутого циклону, навколо точки оклюзії, улоговини в теплому секторі циклону, а також малоградієнтного поля тиску на приземній карті і улоговини (осередку) холоду на висотах, можливість виникнення гроз визначається за графіком (рис. 3.1).

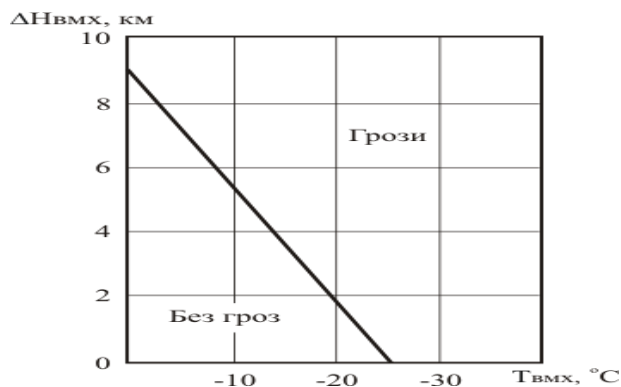


Рис. 3.1. Графік для прогнозу гроз за методом Г.Д. Решетова.

Графік побудований за результатами дискримінантного аналізу, демаркаційна лінія на ньому є графіком дискримінантної функції:

$$L_1 = -0,042T_{\text{вмх}} + 0,10\Delta H_{\text{вмх}} - 0,562.$$

Зона «грози» відповідає значенням $L_1 \geq 0$, «без грози» – $L_1 < 0$.

Комплексний графік Г.Д. Решетова дозволяє одночасно прогнозувати грозу і град (рис. 3.2).

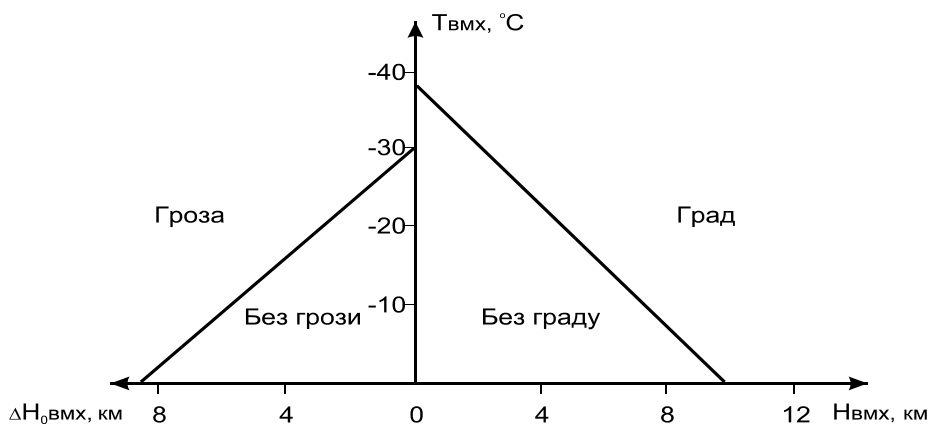


Рис. 3.2. Номограма для прогнозу гроз і граду за методом Г.Д. Решетова

До речі, за даними Шоуолтера, якщо перегрів хмари $\Delta T = 13 \pm 2$ °C, то практично завжди слід чекати зливовий дощ і грозу. Шоуолтер рекомендує будувати криву стратифікації від рівня 850 гПа.

Швидкість вертикальних потоків у хмарі (w_{\uparrow} , м·с⁻¹) можна визначити за формулою, запропонованою О.О. Васильєвим та С.М. Шметером:

$$w_{\uparrow} = 10\sqrt{D\Delta T},$$

де D – діаметр хмари, км; ΔT – перегрів хмари (максимальна різниця температур на вологій адиабаті і кривій стратифікації, °C).

Наведемо декілька практичних рекомендацій. Якщо гроза очікується на холодному фронті, а різниця температур повітряних мас в зоні фронту ≥ 10 °C, то гроза буде обов'язково. При цьому, якщо температура холодної повітряної маси (T_x) близько 10 °C, то слід очікувати зливовий дощ і грозу, а якщо $T_x \geq 20$ °C, то – грозу, град і шквалисте посилення вітру до 20...25 м·с⁻¹ і більше.

3.2 Розрахунок параметрів нестійкості атмосфери за даними об'єктивного аналізу глобальних моделей

Для прогнозу розвитку конвекції в цілому, і, наприклад, грози практикується використання значень індексів, що характеризують конвекцію за рядом параметрів [7, 25, 26, 40].

В першу чергу це індекси, які описують стійкість атмосфери - **SHOW**, **Lifting**. Параметр **SHOW** визначається по різниці температур оточуючого середовища на поверхні АТ-500 гПа і частинки, що піднімається по сухоадиабатичному закону з рівня АТ-850 гПа до рівня конденсації, а потім по вологадиабатичному закону до рівня АТ-500 гПа.

Інтенсивні грози формуються в атмосфері з додатньою енергією нестійкості у всьому шарі хмароутворення, коли в середній і верхній тропосфері температурні градієнти значно перевищують величину вологадиабатичного. Цю характеристику стану атмосфери описує значення індексу **LIFT**, або індекс підйому.

$$\text{LIFT} = T_{500} - T_{\text{parcel}}, \quad (3.3)$$

де T_{500} – температура оточуючого середовища на рівні 500 гПа, °C;

T_{parcel} – температура частинки на рівні 500 гПа, що піднімається з рівня 500 над земною поверхнею при середньому тиску, температурі точки роси.

Величини індексу $\text{LIFT} < -9$ є ознакою критичної нестабільності атмосфери, в інтервалі від -6 до -9 характеризують атмосферу як нестабільну, в інтервалі $-6 < \text{LIFT} < -3$, як помірно нестабільну, $-3 < \text{LIFT} < 0$ як ту, що

знаходиться на межі зі стабільністю. Якщо $LIFT > 0$, то атмосфера вважається стійкою, але при цьому потрібно пам'ятати, що слабка конвекція можлива і при значеннях $LIFT$, що змінюються в інтервалі від 0 до 3.

Іншим параметром, що оцінює не тільки статичну стабільність атмосфери, але і вологість на рівні 850 гПа (важливий фактор для розвитку блискавок в конвективних хмарах), є параметр **TOTL**.

$$TOTL = (T_{850} - T_{500}) + (TD_{850} - T_{500}) \quad (3.4)$$

де T_{850} – температура на рівні 850 гПа, °C; TD_{850} – температура точки роси на рівні 850 гПа.

Індекс **TOTL** одночасно характеризує і стійкість і вологозабезпеченість атмосфери в шарі від 850 до 500 гПа. Якщо значення індексу **TOTL** змінюється в межах 45-50 – можливий розвиток грози; 50-55 – ймовірність розвитку грози висока і можливі інтенсивні грози; 55-60 – над територією прогнозу найбільш ймовірні дуже сильні грози.

Параметр **SWET** є комплексним і об'єднує характеристики вологості і температури, а також швидкість, напрямок і зсув вітру на висотах 1,5 і 5,5 км (850 і 500 гПа).

$$SWET = 12 \times TD_{850} + 20 \times TERM_2 + 2 \times SKT_{850} + SKT_{500} + SHEAR \quad (3.5)$$

$$TERM_2 = MAX(TOTL - 49)$$

де - SKT_{850} і SKT_{500} - швидкість вітру в вузлах (1 вузол = 0,5 м/с) на рівнях 850 і 500 гПа відповідно. $SHEAR$ – зсув вітру між рівнями 850 гПа і 500 гПа.

BRCH (коефіцієнт Річардсона) – $CAPE$, віднесений до величини зсуву вітру на висотах між 500 м і 6000 м.

По європейським розрахункам при значеннях індексу **SWET**, що перевищує 300 спостерігаються грози, а при значеннях більше 400 можливий розвиток торнадо; значення індексу **BRCH** від 10 Дж/кг до 45 Дж/кг асоціюється з розвитком обширної конвективної «суперкомірки» [26].

Одним із параметрів, що оцінюють ступінь розвитку конвекції, основаної на вертикальному градієнті температури і вертикальної протяжності шарів високої вологості є параметр **K_{INX}**:

$$K_{INX} = (T_{850} - T_{500}) + TD_{850} - (T_{700} - TD_{700}) \quad (3.6)$$

де T_{700} – температура на рівні 700 гПа, °C; TD_{700} – температура точки роси на рівні 700 гПа.

Якщо K_{INX} приймає значення менші ніж $30\text{ }^{\circ}\text{C}$, можливі з невисоким ступенем ймовірності грози. Значення $K_{\text{INX}} > 30\text{ }^{\circ}\text{C}$ свідчить про наявність потенціалу для розвитку грози. Якщо $K_{\text{INX}} \geq 40\text{ }^{\circ}\text{C}$ – ймовірність гроз велика.

Величина енергії нестійкості є незмінним предиктором в прогнозі небезпечних явищ, пов'язаних з конвекцією. Високий рівень потенціальної енергії атмосфери є невідмінною умовою того, що частинка, яка піднімається досягне значно більших висот, чим рівень вільної конвекції. Цю характеристику стану атмосфери достатньо ефективно характеризує параметр CAPE.

Вважається, що атмосфері характерна помірна нестійкість, якщо значення CAPE змінюється в межах від 0 до 1000 Дж/кг. Якщо значення CAPE знаходиться в межах від 1000 до 2500 Дж/кг, то атмосфера нестійка (вертикальні швидкості при цьому складають 50 м/с) і можна очікувати значний розвиток конвекції і пов'язаних з нею небезпечних явищ погоди. І тільки при значеннях енергетичного потенціалу більших ніж 2500 Дж/кг атмосферу можна вважати вкрай нестійкою і здатною з високою ймовірністю породжувати грози.

SB CIN (Дж/кг) (Convective Inhibition, CIN) Енергія протидії конвекції. Енергія протидії конвекції записується негативним числом. Значення $\text{CIN} < -200$ Дж / кг досить для припинення конвекції в атмосфері.

Boyden I Міра середньої термодинамічної стабільності в шарі під 700 мб. Індекс Бойдена визначається IZT-200 , де I - індекс Бойдена, Z - товщина шару 1000-700 мбар, а T - температура 700 мбар в $^{\circ}\text{C}$. Від 99,4 сильна нестабільність.

SRH в шарі 0-3 км (m^2 / s^2) Відносна завихренність шторму (Storm Relative Helicity, SRH).

3.3 Синоптичні умови виникнення градової хмарності

Численні небезпечні метеорологічні явища такі, як сильний дощ, град, сильний вітер, шквал і смерч як правило спостерігаються при грозах. Гроза та перераховані явища є наслідком нестійкості атмосфери, що проявляється у

виникненні значних вертикальних рухів дуже вологого повітря при великих градієнтах температури та утворенні потужних купчастих і купчасто-дощових хмар. Головним процесом, що зумовлює утворення гроз всередині однорідних повітряних мас, є термічна конвекція у чистому вигляді або в поєднанні з динамічною, чи під впливом орографії місцевості [10, 15, 18]

Внутрішньомасові грози та зливи утворюються над континентом головним чином влітку в післяполуденні години, коли температура повітря біля поверхні землі максимальна; над морем ці явища спостерігаються найчастіше взимку та в нічні години. Типовими синоптичними ситуаціями виникнення внутрішньомасових гроз є тилова частина циклону та циклон, що заповнюється. В південних областях України вертикальна потужність хмар сягає 8...10 км, тобто майже до тропопаузи. На решті території України ці грози проявляються мляво, тому що хмари вертикально розвиваються до 4...5 км, а вище існують затримуючі (інверсійні) шари.

Фронтальні грози утворюються внаслідок витіснення теплого вологого повітря наступаючим валом холодного. Зона грозової діяльності (значної горизонтальної протяжності) звичайно розміщується вздовж фронту на декілька сот, а впоперек фронту на декілька десятків кілометрів. Найбільш сприятливі умови для потужного розвитку купчасто-дощових хмар з сильними грозами та зливами утворюються при дивергенції висотних повітряних течій. Грозові хмари на холодних фронтах часто досягають висоти тропопаузи, а іноді перевищують її.

Грози теплих фронтів виникають над Україною значно рідше, їх найбільша активність у вечірні та нічні години, коли циклони рухаються з півдня та південного заходу, а в їх теплі сектори виносяться маси вологого тропічного повітря.

На особливу увагу заслуговують сильні грози, які супроводжуються одночасно зливами з градом, шквалами та іноді смерчами. Утворення подібних надзвичайних явищ погоди спостерігається поблизу чи в центрі невеликого хвильового збурення, де існують зони з досить контрастними температурами. В теплій повітряній масі денні температури звичайно перевищують 30...35 °С, а в холодному повітрі вони коливаються в межах 16...22 °С. Потужні грозові хмари із зливами виникають поблизу центра збурення в післяполуденні години.

4 АНАЛІЗ УМОВ ВИНИКНЕННЯ КРУПНОГО ГРАДУ НЕ ПЕРЕДБАЧЕНОГО ПРОГНОЗОМ

4.1 Циркуляційні та динамічні умови формування градової хмарності 20.05.2017 р.

Крупний град в літній період можливий для всієї території України. Досить часто це явище спостерігається і в південних областях країни. У попередньому розділі наведені відомості про 20 випадків зазначених в базі даних небезпечних явищ погоди Гідрометцентру Чорного та Азовського морів і 54 випадках зазначених за даними Європейської бази сильних штормів (ESWD) [36], зафіксованих в період з 2009-2018 рр.

Багато з цих випадків не були передбачені, в тому числі не були складені штормові попередження. Вивчення умов виникнення граду, особливо не передбачених випадків і зі значним матеріальним збитком, має найбільшу актуальність. У даній роботі розглядаються умови виникнення граду ($D = 8$ мм), що спостерігався в районі станції Одеса-аеропорт, та Одеса-ГМО 20 травня 2017 року у період з 14.23 до 15.00 місцевого часу, та не був передбачений прогнозом. Розглянуто можливості застосування різних індексів, які розраховують параметри нестійкості атмосфери, а також можливості моделювання глибокої конвекції. Розглянутий випадок граду фіксувався локально.

20 травня 2017 р територія Одеської області перебувала під впливом улоговини зниженого тиску, орієнтованої з півночі. З даної улоговиною була пов'язана система фронту оклюзії, що розташовувався на сході області. Інтенсивність висотної фронтальної зони (ВФЗ) над регіоном по карті ВД 500 \ 1000 складала 20 дам \ 1000 км (рис. 4.1).

Термобаричне поле верхньої і середньої тропосфери було представлено ядром холоду, яке було розташоване над східній частиною України і захоплювало територію Одеської області. Цей факт є сприятливою умовою для розвитку конвективних явищ в даному випадку граду, тому що відомо [10], що адвекція холоду в середній тропосфері (АТ-500 гПа) досить часто

призводить до формування зон глибокої конвекції. Значення відносного геопотенціала в центрі осередку зниженого тиску над сходом України досягало 552 дам (рис. 4.2). Центр висотного циклону співпадав з центром холоду, що свідчить про максимальну стадію розвитку даного баричного утворення і його потужності. Адвекція холоду поширювалася з північного сходу на південний захід до районів Балканського півострова. На поверхні АТ-500 спостерігалися інтенсивні вертикальні висхідні потоки 10-20 гПа \ год.

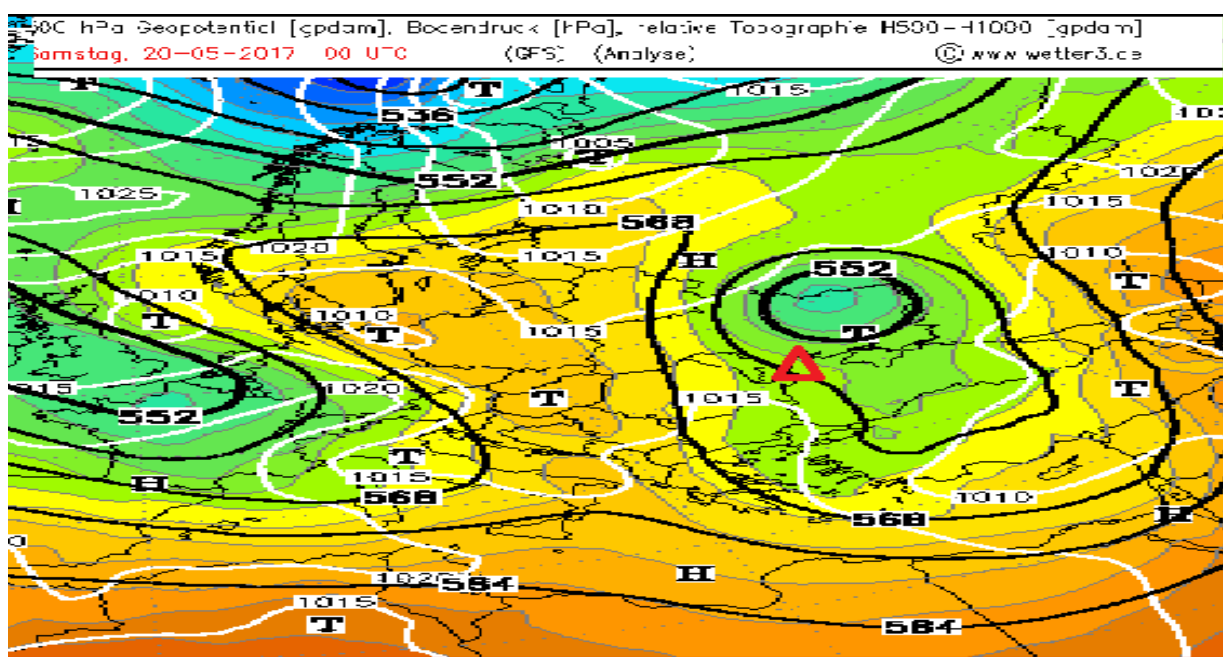


Рис. 4.1. Карта ВТ-500\1000. 20.05.2017 00 UTC [41]

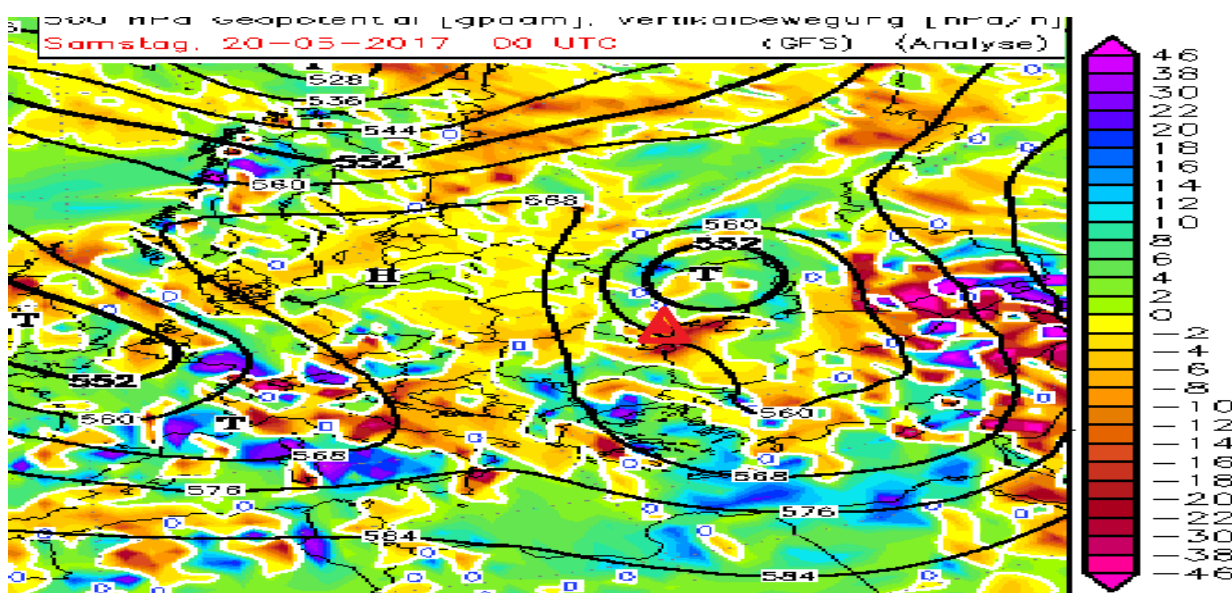


Рис. 4.2. Карта АТ-500. Вертикальні потоки. 20.00.2017 00 UTC [41]

На карті АТ-850 область зниженого тиску займала всю територію східної України і Азово-Чорноморський басейн. Осередок холоду з температурою 2°C знаходився над Східною Україною. На даній ізобаричній поверхні над Одеською областю спостерігалася адвекція теплого повітря, що збільшувало можливість формування граду (рис. 4.3а).

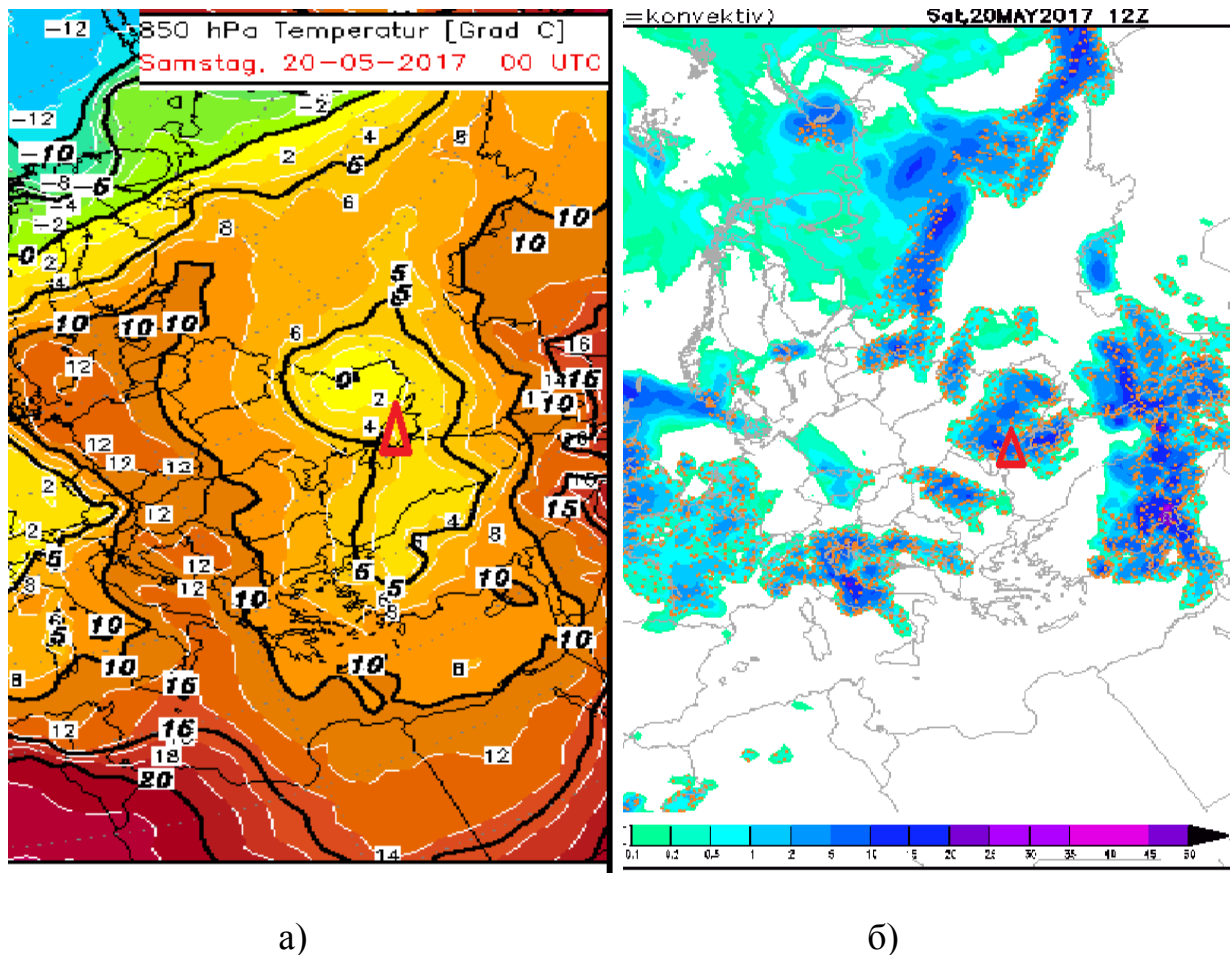


Рис. 4.3. Карта АТ- 850 та карта поля опадів 20.00.2017 00 UTC [41]

За даними карти розподілу опадів (рис. 4.3б) на 12.00 UTC над територією Одеської області розташовувалася зона опадів з інтенсивністю 15-20 мм/3 г.

Приземное баричне поле представлено малоградієнтним полем підвищеного тиску, що обумовлювало відносно слабкі вітри у землі (2-3 м \ с) і формування приземної інверсії. Перехід від антициклонічної циркуляції в приземних полях до циклонічної циркуляції в середній і верхній тропосфері визначався різким посилення вітру вже з висоти 700-800 м (рис. 4.4).

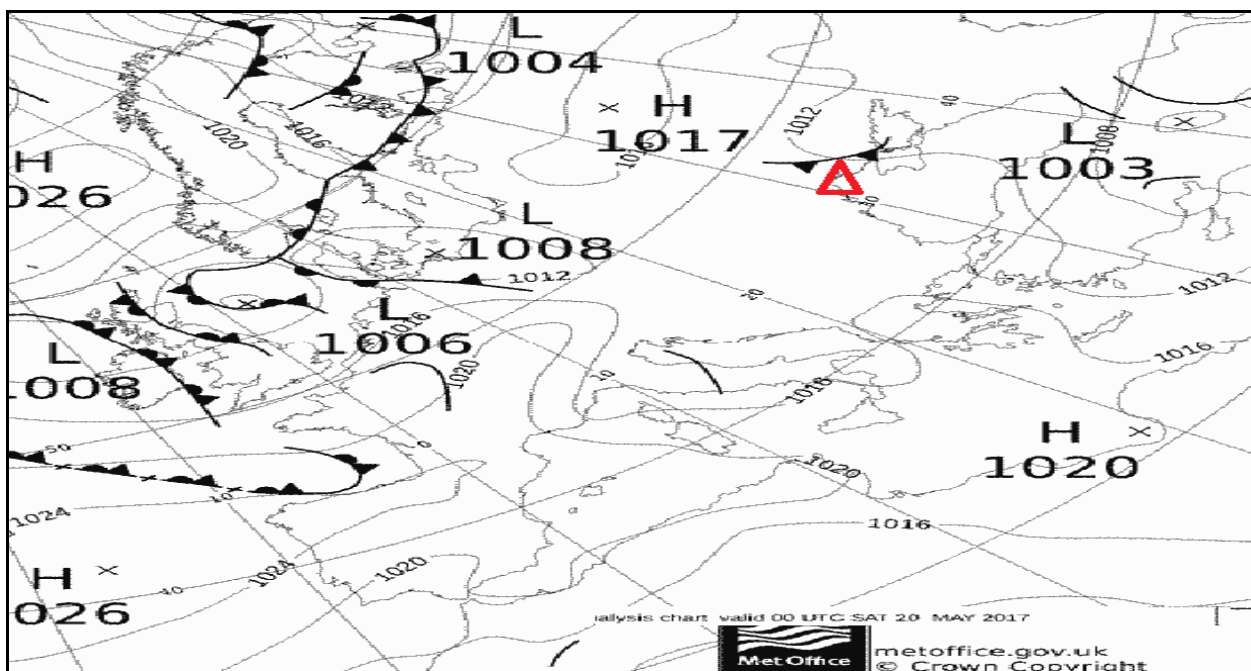


Рис. 4.4. Приземний аналіз 20.05.2017. 00 UTC [41]

За даними температурно-вітрового зондування аерологічної станції Одеса за 00 UTC, верхній рівень конвекції досягав 470 г Па. Вертикальний температурний градієнт в шарі 984 до 720 гПа дорівнював сухоадіабатіческому, а в шарі від 700 до 560 гПа перевищував воложноадіабатіческій. Величина енергії неустійчivosti зростала вище рівня 700 гПа. Тут середня величина відхилення кривої стану від кривої стратифікації становила 2°C (рис. 4.5). Рівень конденсації знаходився на висоті 810 гПа, що досить високо для випадання конвективних опадів [22].

Повітряна маса у землі до рівня 600 гПа була сухий (42-35%), але на рівні 580 гПа відносна вологість сягала 90%, вище спостерігалось різке зменшення вологості до 18-23%. Такий розподіл вологості збільшував потенційну нестійкість повітряної маси.

Швидкість вітру в приземному шарі становила 2-3 м \ с, зростаючи в середній тропосфері до 15 м \ с. Різке збільшення швидкості вітру спостерігалось від рівня 300 до 200 гПа, де існувала струминна течія зі швидкостями близько 30 м \ с.

Таким чином, вертикальний розподіл термодинамічних параметрів повітряної маси за даними нічного зондування на ст. Одеса не є показовим для формування градової хмарності. Щоб спрогнозувати розвиток потужної

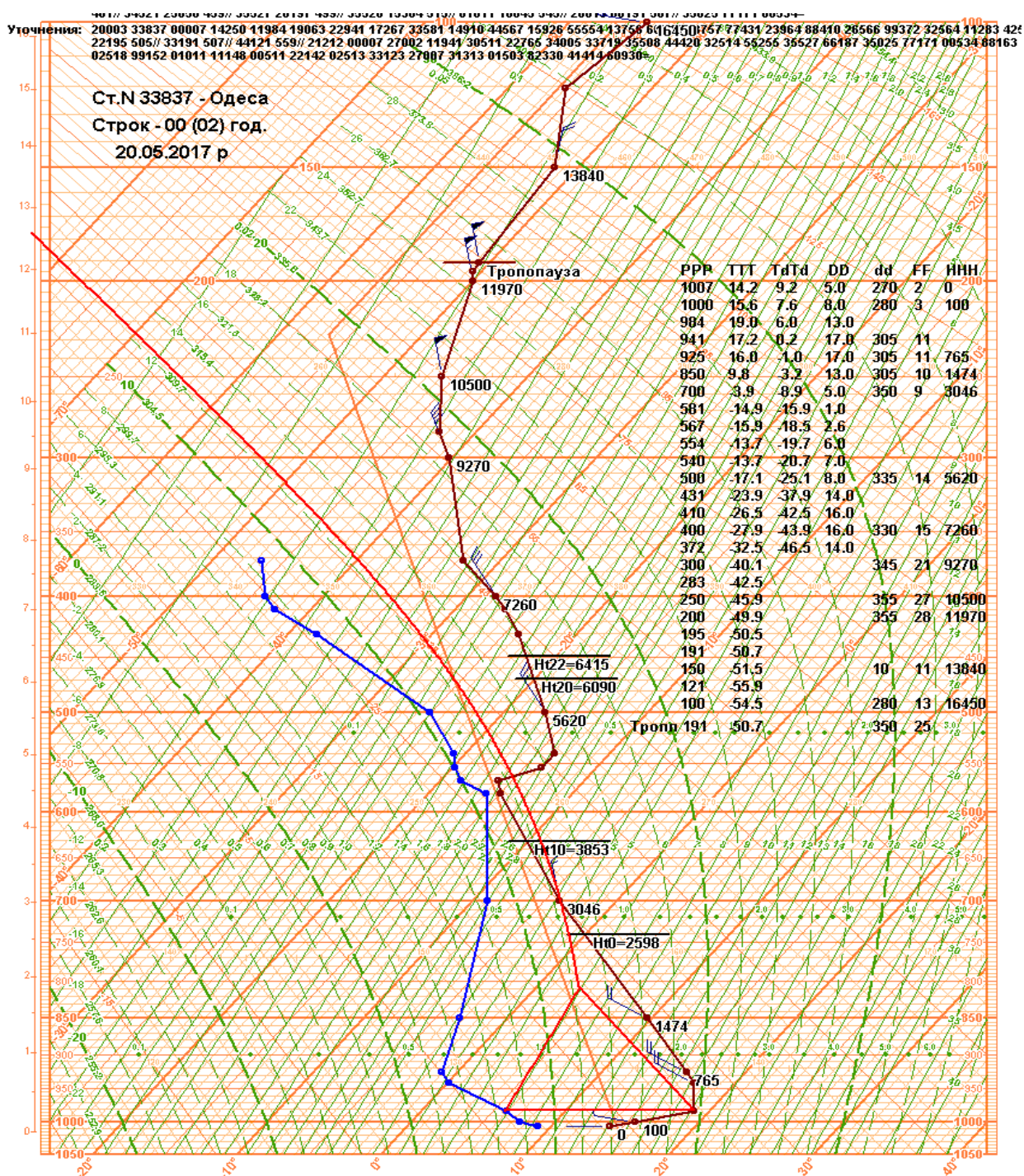


Рис. 4.5. Аерологічна діаграма за 00.00 UTC 20.05.17 р. на ст. Одеса-ГМО

конвекції, як формує випадання граду, необхідні більш точні дані, наближені за часом до даної події.

На сьогоднішній день в світі широко відомі 26 індексів нестійкості, що застосовуються для прогнозу конвективних явищ нестійкості. Для прогнозу граду, що спостерігався на метеорологічних станціях Одеса-Аеропорт і Одеса-ГМО 20 травня 2017 року в рамках даного дослідження використані 9 параметрів конвективної нестійкості атмосфери, докладні відомості про

яких наведені в [12]. Розрахунок індексів нестійкості проводився за даними об'єктивного аналізу GFS (Global Forecast System), з кроком сітки $0,25^{\circ} \times 0,25^{\circ}$. Значення розрахованих індексів представлені в табл. 4.1. Крім того, за даними об'єктивного аналізу (Дод. Б) за допомогою спеціалізованого програмного забезпечення RAOB побудована аерологічна діаграма за 20.05.2017 р. - строк 09.00 UTC (рис. 4.6).

За значеннями індексів можна відзначити, що в зоні розвитку граду в 09.00 UTC спостерігалася помірна термічна нестійкість, що підтверджується значенням енергії нестійкості (594 Дж / кг), характерним для формування гроз, помірні значення Lifted Index (-3) і високі значення TT індексу (55,5) та Boyden індексу (97,2), що є показниками сильного шторму. Крім того, в середній і верхній тропосфері спостерігалось посилення вітру з до 17-20 м / с. Також за даними об'єктивного аналізу CFS визначається град, розміром 20 мм. Значення індексу SWEAT близькі до критичного (250). Цей індекс враховує як швидкість і зсув вітру, так і термічну нестійкість в тропосфері.

Таблиця 4.1 - Значення параметрів нестійкості атмосфери згідно індексам, розрахованим за даними об'єктивного аналізу GFS

Індексі	Значення індексів
SB CAPE (Дж/кг)	594
SB CIN (Дж/кг)	0
Boyden I	97,2
VGP	0,102
Li (°C)	-3
KI	29
SWET	224,8
TT	55,5
SRH в слое 0-3 км (м2/с2)	70

Аналіз вертикального розподілу характеристик тропосферного вітру проводився за даними радіозондирования тропосфери, судити про мінливість фактичного тропосферного вітру можна по годографу (рис. 4.6).

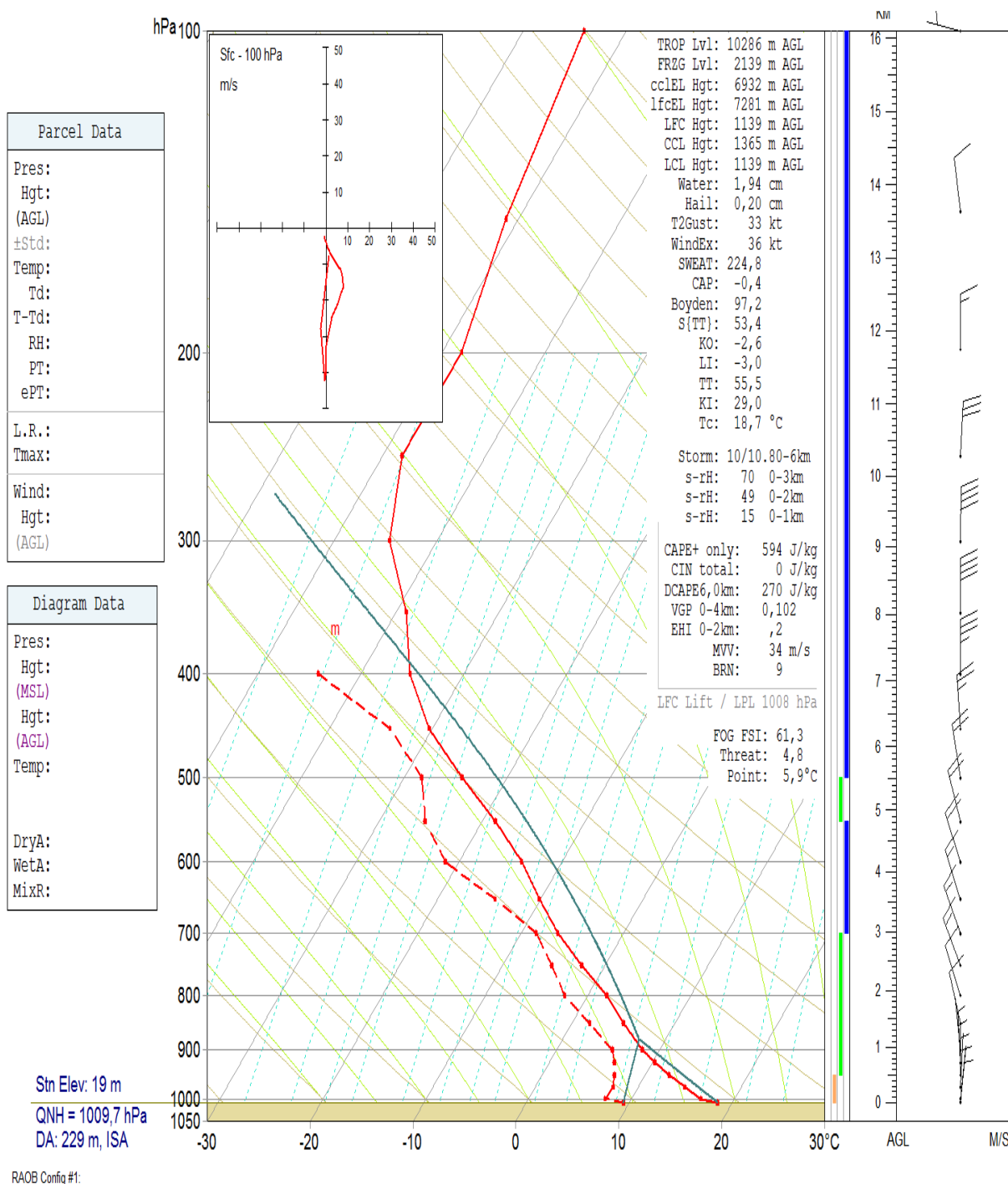


Рис. 4.6. Аерологічна діаграма за 12 UTC 20.05.17 р. на ст. Одеса-ГМО

Годограф вітру параметрически можна задати двома функціями: зміною модуля швидкості вітру і азимута вітру з висотою, при цьому, початок кожного наступного вектора відкладається від кінця попереднього. Годограф дає наочне уявлення про найбільш ймовірних напрямках перенесення повітряних потоків, зміни напрямку і швидкості вітру. Дані годографа за 20

травня 2017 р показують стійке північний напрямок вітру і посилення швидкості вітру з висотою.

Таким чином, на високу ймовірність виникнення граду вказувало наявність помірної термічної нестійкості з рівнем розвитку конвекції 7281 м, високі значення індексу SWEAT, TT індексу и Boyden індексу. Також важливо відзначити, що значну роль у формуванні граду в прибережній зоні грали місцеві умови, а саме наявність розділу суша-море.

В даному випадку складність передбачення випадання граду в районі Одеси 20 травня 2017 р в першу чергу, можна пояснити відсутністю денного радіозондування, тому що нічний радіозонд не дає об'єктивної інформації для прогнозу конвективних явищ, що розвиваються в післяполуденні години. Також рідкісна мережа аерологічних станцій, не дозволяє отримувати фактичну інформацію про термодинамічних характеристиках тропосфери в регіоні. Але істотний вплив на успішність прогнозу небезпечних гідрометеорологічних явищ, які формуються локально і носять «вибуховий» характер, може справити використання прогностичних моделей з високим просторовим розділенням та даних об'єктивного аналізу GFS або інших глобальних баз метеорологічних спостережень (CFS - Climatic Forecast System).

4.2 Синоптичні і термодинамічні умови виникнення крупного граду 28 червня 2018 р.

28 червня 2018 року територія Миколаївської області перебувала під впливом теплого сектора циклону, орієнтованого з південного сходу. Центр баричного утворення розташовувався над Балканами, тиск в центрі становил 1005 г Па (рис.4.7). З даними баричним утворенням була пов'язана полярна фронтальна система, що знаходилась в процесі оклюдірованія. У денні години повітря у землі прогрілося до 28-34 ° С, за винятком північно-західних районів, де через натекання хмарності, пов'язаної з холодним фронтом, прогрів був незначний (до 19-21 °С).

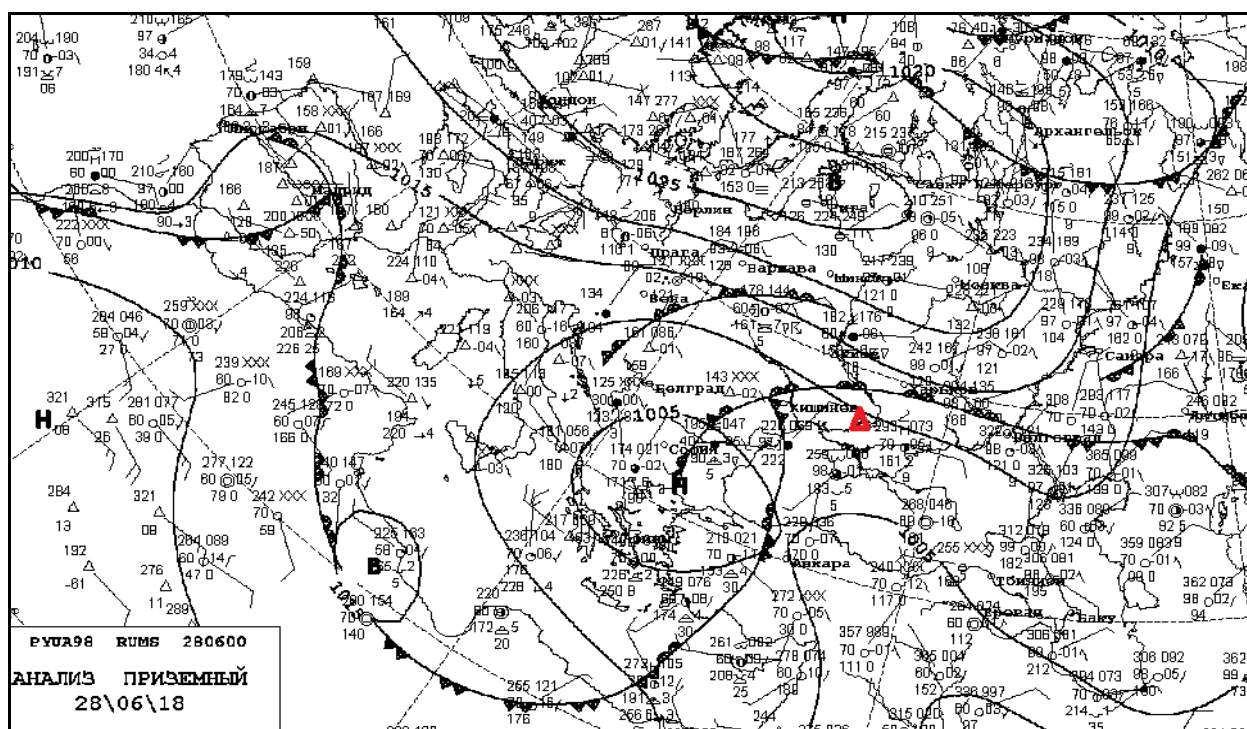


Рис. 4.7. Приземна карта 28.06.2018. 06.00 UTC

Адвекція тепла в нижній тропосфері і осередок холоду на висоті 5 км і вище, визначали термобаричну структуру висотного поля тиску над даною територією. Такий розподіл зон тепла і холоду по висотах є одним з характерних прогностичних ознак можливості формування потужної градової хмарності (рис. 4.8-4.9).

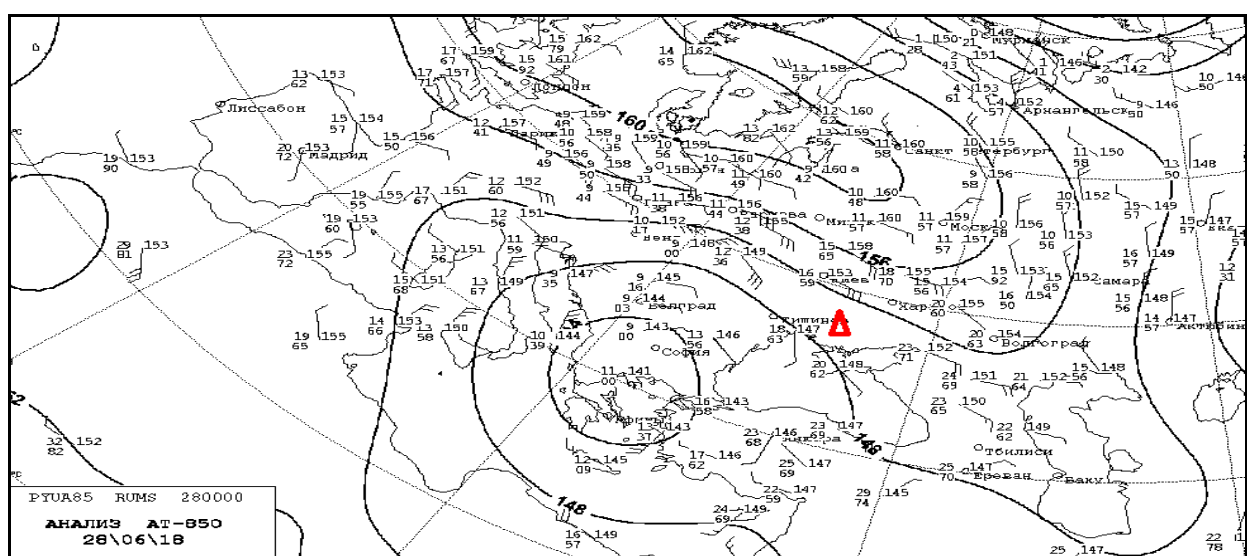


Рис. 4.8. Карта АТ-850 г Па . 28.06.2018. 00.00 UTC

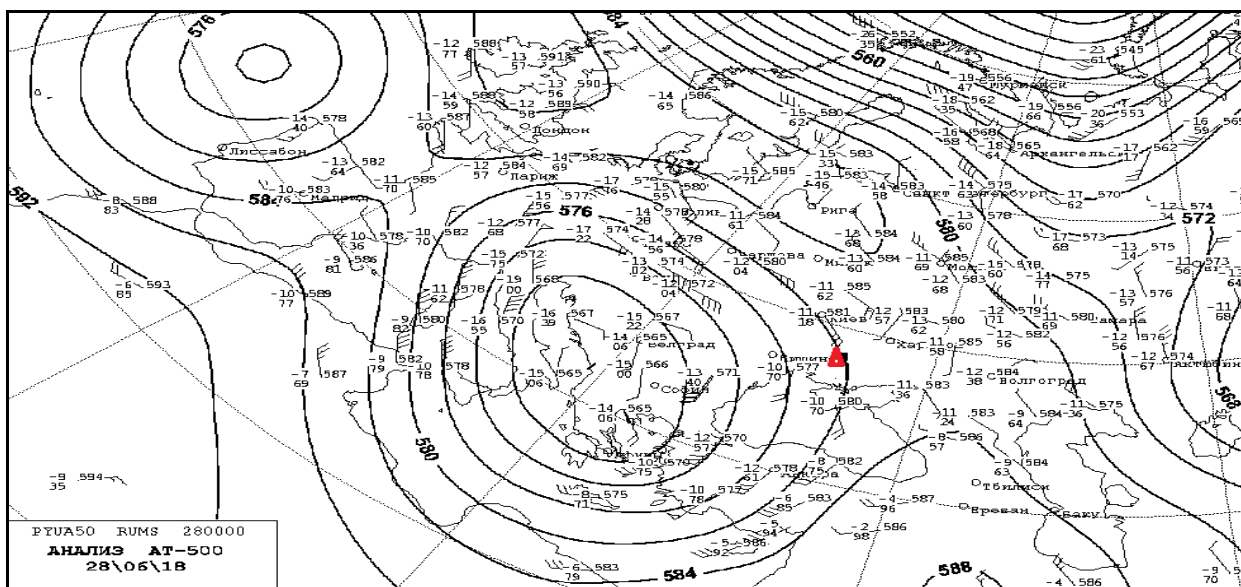


Рис. 4.9. Карта АТ-500 г Па . 28.06.2018. 00.00 UTC

За даними кільцевої карти за 15.00 UTC в районі м. Южноукраїнськ проходив полярний хвильовий фронт на якому сформувалася лінійна система Сб (рис. 4.10). Атмосферний тиск знизився до 999,7 г Па. Дані супутника Метеосат підтверджують наявність серії мезомасштабних конвективних комплексів (МКК) над територією України (рис. 4.11). При проходженні фронту відзначалися сильні дощі, грози, град.

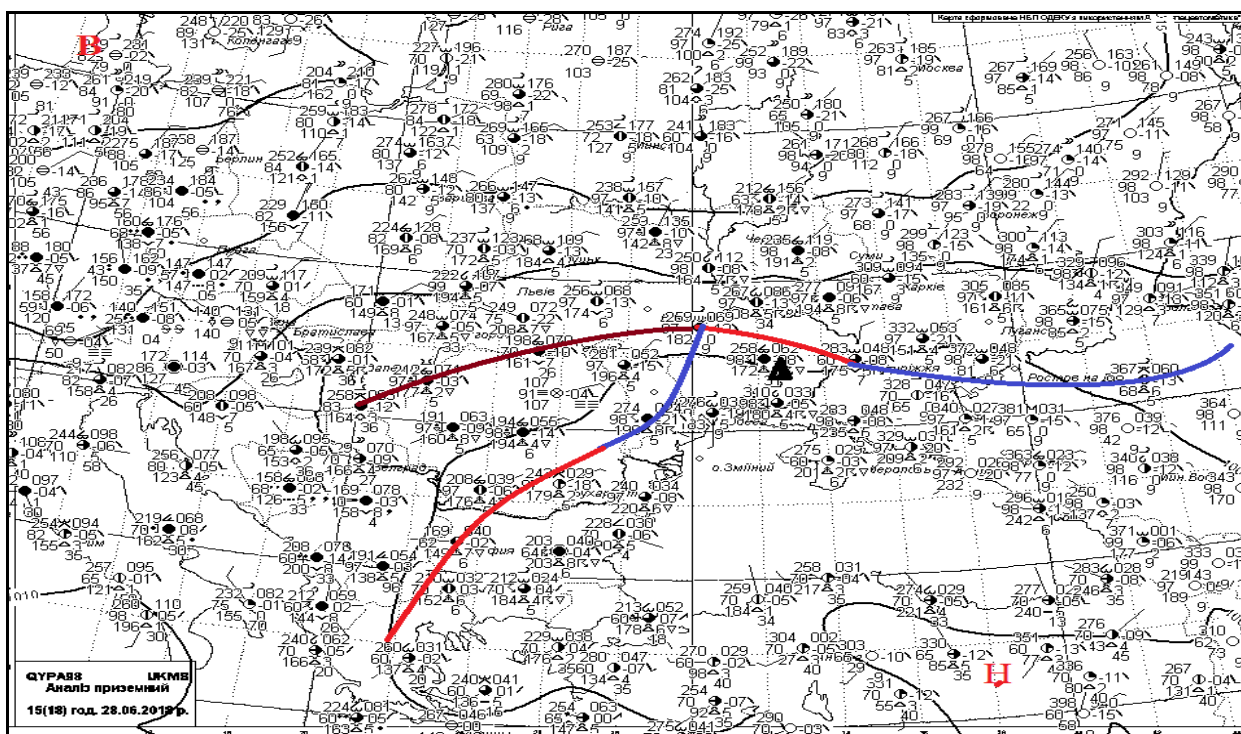


Рис. 4.10. Кільцева карта 28.06.2018. 15.00 UTC

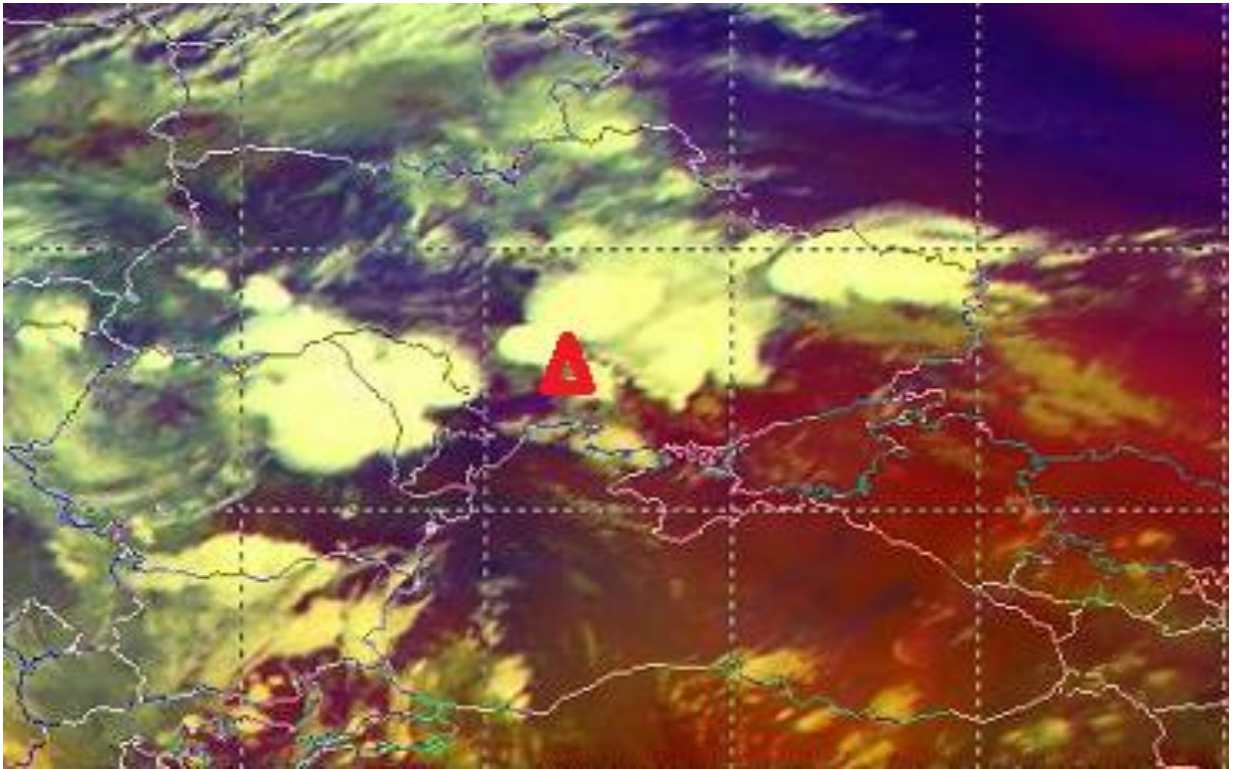


Рис. 4.11. Супутникові дані 28.06.2018. 15.00 UTC

Для перевірки методики прогнозу граду за даними об'єктивного аналізу GFS (Global Forecast System) та спеціалізованого програмного забезпечення RAOB (рис. 4.12) побудована аерологічна діаграма за 28 червня 2018 року для метеорологічної станції Южноукраїнськ Миколаївської області, на якій в строк 15.05 UTC був зареєстрований надзвичайний град. Розміри градин становили 65 мм, що в три рази перевищує критерії стихійного гідрометеорологічного явища ($D > 20$ мм). За модельними даними на 15 UTC прогнозувався град розміром 1,33 дюйма (34 мм). Параметри конвективної нестійкості атмосфери класифікуємо в залежності від того, в яких шарах атмосфери оцінюється ступінь нестійкості, основного предиктора грозоопасності. Більшістю індексів оцінюється ступінь нестійкості в хмарному шарі (табл. 4.2), або хмарному і підхмарними шарах (табл. 4.3). Це пояснюється тим, що висхідні вертикальні рухи починаються в теплому вологому повітрі підхмарного шару, а в хмарному шарі посилюються і тут накоплюються гідрометеори (краплі води, частки льоду, сніжної крупи), взаємодія яких призводить до утворення електричних зарядів [11, 13, 22].

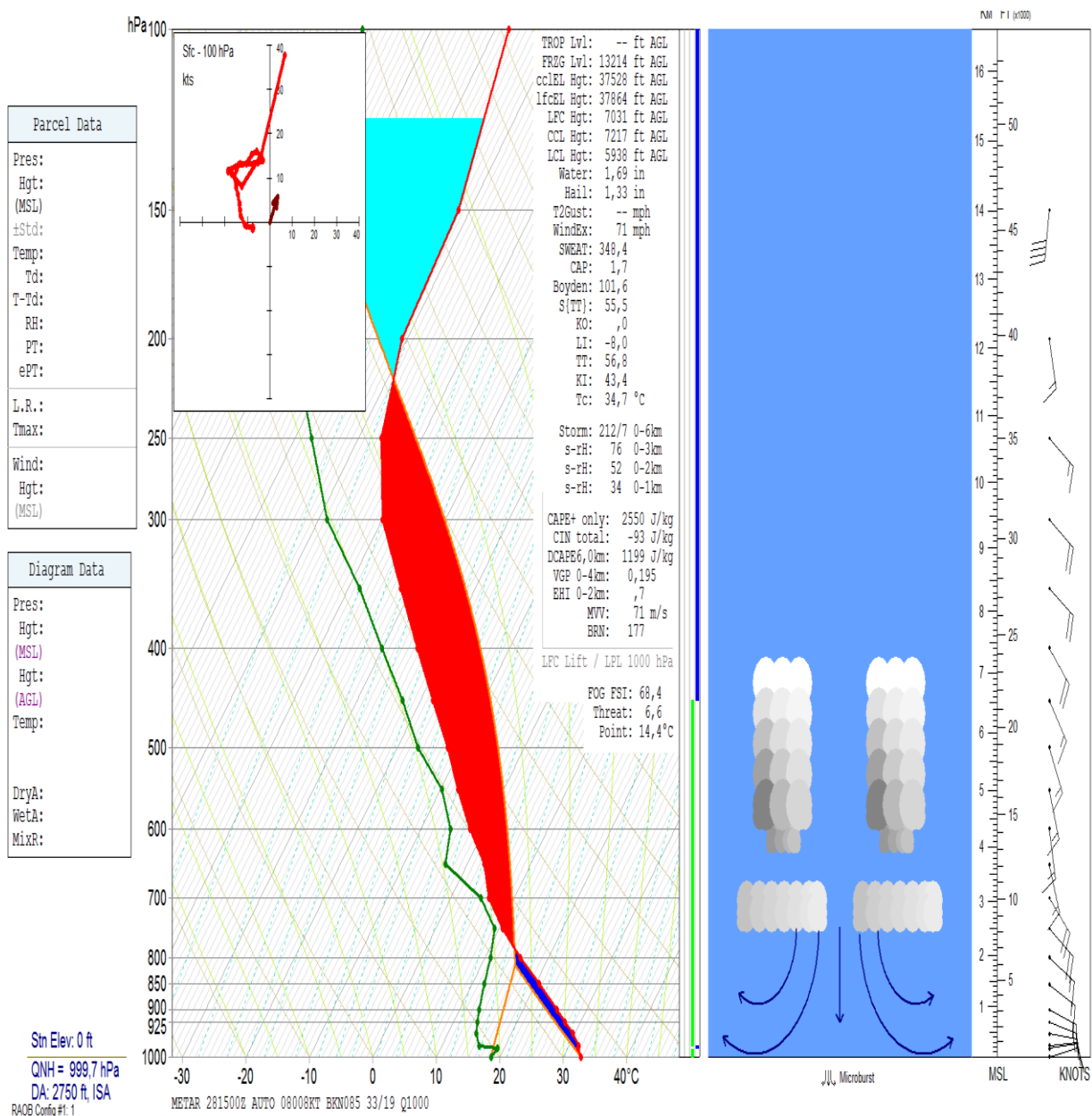


Рис. 4.12. Аерологічна діаграма ст. Южноукраїнськ. 15.00 UTC. 28.06.18 р.

Наведені в таблиці значення індексів досить добре описують ступінь нестійкості атмосфери і дозволяють визначити розвиток градової хмарності з високої ймовірністю. Практично всі параметри досягають або перевищують порогові значення. Так, параметр SB CAPE, який є мірою нестабільності атмосфери показує "сильну нестабільність" (CAPE від 2500-4000 Jkg^{-1}), індекс Бойдена – 97,2 (чим вище індекс, тим вище ймовірність гроз), індекс К перевищує критичне значення в два рази (20 та более). Lifted Index теж має критичний поріг (-8).

Таблиця 4.2 - Індекси нестійкості атмосфери, що оцінюють ступінь нестійкості хмарного шару за даними об'єктивного аналізу GFS 28.06.2018 р.

Індексі	Значення індексів
SB CAPE (Дж/кг)	2550
DCAPE (Дж/кг)	1199
Boyden I	97,2
VGP	0,195
KI	43,4
SWEAT	348,4
TT	56,8

Таблиця 4.3 - Індекси нестійкості атмосфери, що оцінюють ступінь нестійкості хмарного і підхмарних шарів за даними об'єктивного аналізу GFS 28.06.2018 р.

Індексі	Значення індексів
SB CIN (Дж/кг)	- 93
Boyden I	101,6
VGP	0,195
Li (°C)	-8

Характерною особливістю даного випадку є чергування в тропосфері вологих і сухих шарів. Вище пограничного шару лежить вологий шар товщиною 1,5-2 км, далі йде відносно сухий шар. Значний дефіцит вологості в приземному шарі (16 °C) також є одним із предикторів виникнення стихійного граду.

Траєкторія руху градової хмарності в районі м. Южноукраїнськ представлена на (рис. 4.13), з якого видно, що вектор руху конвективної

хмарності був спрямований квазіширотно (з азимутом руху $\approx 90-130^\circ$) в шарі 0-3 км. Але вище 3-х кілометрового шару спостерігався зсув вітру і чітко простежується завихренність потоку. Спіральність висхідного потоку можна оцінити за на форму і довжиною годографа, а також за значеннями індексу s-rH (Storm Relative Helicity). В даному випадку значення s-rH становить $76 \text{ м}^2/\text{с}^2$, спостерігається правий поворот вітру з висотою (так званий "правий шторм") і посилення завихренності висхідного потоку в середній тропосфері. Вертикальний зсув горизонтального вітру BRN shear склав $14,4 \text{ м/с}$. Сам індекс BRN, який оцінює енергію нестійкості конвективного хмари і вертикальне зміщення шарів Сб відносно один одного при його еволюції, і включає в себе плавучу енергію (CAPE) і вертикальний зсув горизонтального вітру, які, в свою чергу є критичними факторами, що визначають розвиток, еволюцію і формування шторму, показав високе значення - 177. Такий показник свідчить про те, що спостерігався відносно слабкий вертикальний зсув вітру та високий CAPE, що передбачає найбільшу ймовірність многоячейкової грози.

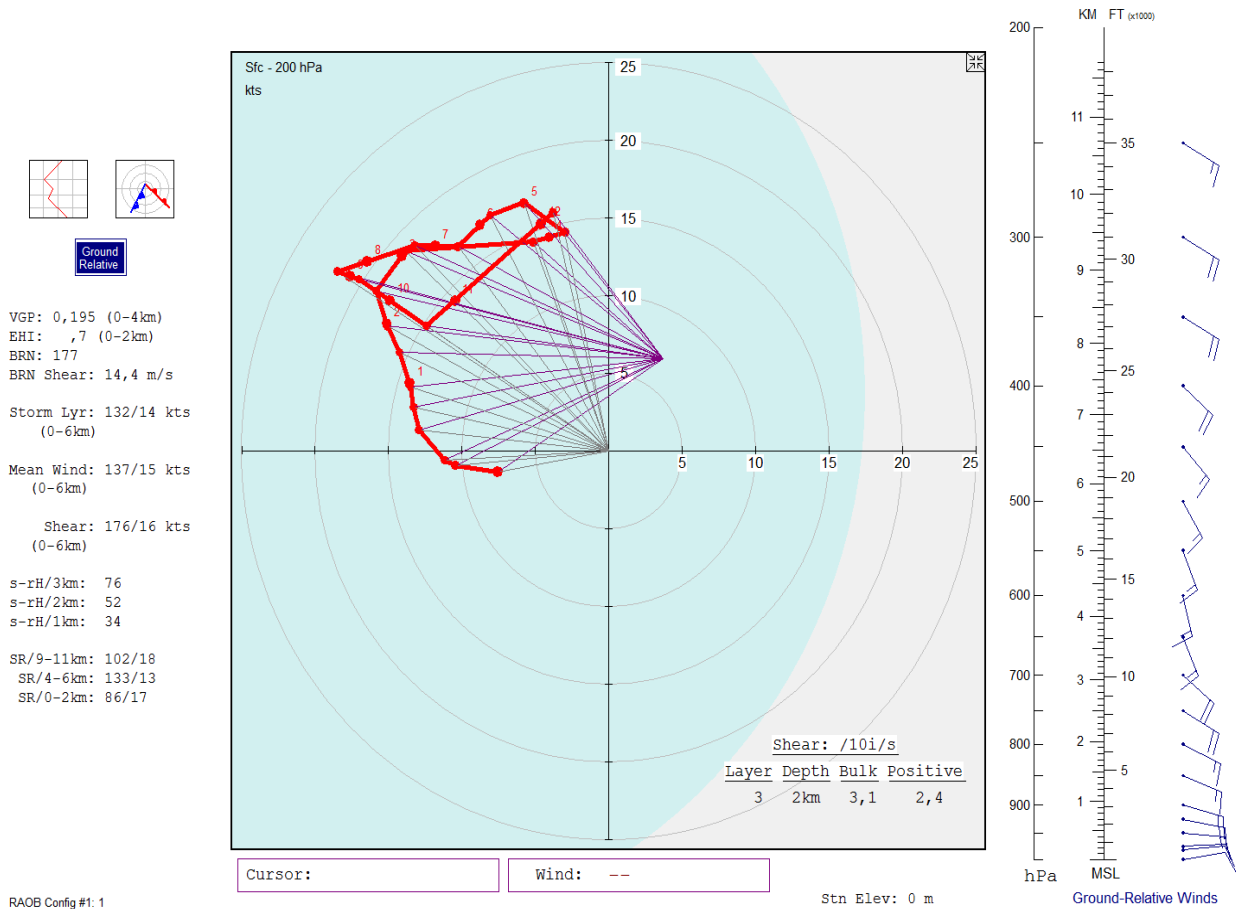


Рис. 4.13. Годограф. ст. Южноукраїнськ. 15.00 UTC. 28.06.18 р.

Розглядаючи загальні особливості проаналізованих випадків виникнення сильного граду можна відзначити, що у всіх випадках значення індексу SWEAT перевищували критичний (250) або були близькі до нього. Високий CAPE, Li (параметр плавучості) та BRN можуть розглядатися як найбільш інформативні предиктори для прогнозу граду за даними глобальних гідродинамічних моделей атмосфери.

Таким чином, дані чисельного моделювання, які збільшують можливості прогнозу конвективних явищ (а саме граду), шляхом врахування тенденції змін термодинамічних параметрів, доцільно використовувати при прогнозі градової хмарності. Однак необхідно враховувати особливості синоптичного положення, регіональні умови та динаміку розвитку конвективного процесу.

ВИСНОВКИ

В ході виконання магістерської роботи отримані наступні результати:

1. За особливостями розподілу крупного граду, його повторюваності, тривалості та інших кліматологічних характеристик найбільшого градобною зазнає Одеська область – 45 %. Значна повторюваність (30-40 %) крупного граду відмічається у південних областях (Миколаївська та Херсонська).

2. Протягом усього досліджуваного періоду виявлено 77 випадків виникнення крупного граду.

3. Найбільше число випадків з градом, діаметр якого перевищував 20 мм, спостерігалось у Миколаївській області – 32 випадки, в Одеській області – 28 випадків і на території Херсонської області 17 випадків (2006-2018 рр.).

4. У порівнянні з періодом з 1986 по 2005 рр. кількість випадків з градом у південно - західній Україні збільшилася в 2,5 разів, з 29 до 77 (2006-2018 рр.).

5. Отримані результати свідчать про те, що глобальна зміна клімату впливає і на регіональні кліматичні системи, що виражається в збільшенні частоти та інтенсивності стихійних метеорологічних явищ, в тому числі і граду.

6. Розглядаючи загальні особливості проаналізованих випадків виникнення сильного граду можна відзначити, що у всіх випадках значення індексу SWEAT перевищували критичний (250) або були близькі до нього. Високий CAPE, Li (параметр плавучості) та BRN можуть розглядатися, як найбільш інформативні предиктори для прогнозу граду за даними глобальних гідродинамічних моделей атмосфери.

7. Використання прогностичних моделей з високим просторовим розділенням та даних об'єктивного аналізу GFS або інших глобальних баз метеорологічних спостережень, розрахунок параметрів нестійкості можуть допомогти поліпшити успішність прогнозу небезпечних гідрометеорологічних явищ, які формуються локально і носять «вибуховий» характер. Однак, необхідно враховувати особливості синоптичного положення, регіональні умови та динаміку розвитку конвективного процесу.

ПЕРЕЛІК ПОСИЛАНЬ

1. Абшаев М.Т., Абшаев А.М., Малкарова А.М., Мизиева Ж.Ю. Радиолокационные исследования водосодержания кучево-дождевых облаков // Известия РАН. Физика атмосферы и океана. 2009. Т. 45, № 6. С. 731–736.
2. Ашабоков Б. А., Федченко Л. М., Тапасханов В. О., Шаповалов А. В., и др. Физика градовых облаков и активных воздействий на них: состояние и направления развития. Нальчик: ООО «Печатный двор». 2013. 216 с.
3. Балака П. А. (наук. кер. к.г.н. Агайар Е. В.) Характеристика градоутворення над півднем України 2009-2018 рр // Тези доповідей за матеріалами наукової конференції молодих вчених. \ ОДЕКУ. Одеса: ТЕС, 2019. С. 239-240.
4. Буйков М. В., Кузьменко А. Г. О росте града в суперячейковых градовых облаках. Метеорология и гидрология. 1978. №11. С. 6-15.
5. Быков А.В., Ветров А.Л., Калинин Н.А. Прогноз опасных конвективных явлений в Пермском крае с использованием глобальных прогностических моделей // Труды Гидрометцентра России. 2017. Вып. 363. С. 101-119.
6. Волкова Е.В., Успенский А.Б. Детектирование облачности и выделение зон осадков регионального масштаба по данным полярно-орбитальных метеорологических ИСЗ // Метеорология и гидрология. 2002. № 4. С. 28–38.
7. Грушевський О. М., Міщенко Н. М., Мансарлійський В. Ф., Бурцев В. М. Про можливість діагнозу і прогнозу глибокої конвекції в оперативній діяльності // Український гідрометеорологічний журнал. 2018. № 22. С. 5-15.
8. Данов Е.И., Данова Т.Е. К анализу суперячейкового градового шторма в Причерноморье // Метеорология, климатология и гидрология: Межведомственный научный сборник Украины. 2001. Вып. 44. С. 61-66.
9. Данова Т.Е. Особенности термобарической структуры и энергетики верхней тропосферы при реализации сверхмощных градовых процессов в Причерноморье // Международная конференция по измерениям, моделированию и информационным системам для изучения окружающей

среды ENVIROMIS- 2004. Томск. 2004. С. 57.

10. Івус Г.П. Спеціалізовані прогнози погоди: Підручник./ Одеськ. Держ. Екологічний Університет. Одеса: ТЕС. 2012. 407с.

11. Имянитов И.М., Чубарина Е.В., Шварц Я.М. Электричество облаков. Л. Гидрометеиздат. 1971. 93 с.

12. Матвеев Л.Т. Курс общей метеорологии. Физика атмосферы. Л.: Гидрометеиздат. 1976. 639 с.

13. Облака и облачная атмосфера. Справочник под редакцией И.П. Мазина и А.Х. Хргиана. Л. Гидрометеиздат. 1989. 648 с.

14. Поморцева А. А. Пространственная структура радиолокационной отражаемости кучево-дождевой облачности на Урале- Географический вестник. 2012. № 4.

15. Руководство к прогнозу опасных осадков, града и шквалов по данным метеорологических радиолокаторов и искусственных спутников Земли. СПб.: Гидрометеиздат. 1996.

16. Руководство по краткосрочным прогнозам погоды. Часть. 1. Л.: Гидрометеиздат, 1986. 293 с.

17. Стихійні метеорологічні явища на території України за останнє двадцятиріччя (1986-2000 рр.). За редакцією В.М. Ліпінського, В.І. Осадчого, В.М.Бабіченко. Український науково-дослідний гідрометеорологічний інститут. Державна гідрометеорологічна служба. К.: Ніка-Центр. 2006. 311 с.

18. Сулаквелидзе Г.К. Ливневые осадки и град. Л. Гидрометеиздат. 1968.

19. Стихійні метеорологічні явища на території України за останнє двадцятиріччя (1986-2005 рр.). За редакцією В.М. Ліпінського, В.І. Осадчого, В.М. Бабіченко. Український науково-дослідний гідрометеорологічний інститут. Державна гідрометеорологічна служба. Київ. Ніка-Центр. 2006. 312 с.

20. Толмачева Н.И., Ермакова Л.Н. Исследование параметров облачности и явлений по данным спутникового и радиолокационного зондирования. Географический вестник. 2011. № 3.

21. Финдайзен В, Шульц Г. Экспериментальные исследования образования ледяных частиц / Физика образования осадков. М. 1951.

22. Шметер С. М. Термодинамика и физика конвективных облаков. Л.:

Гидрометеоиздат. 1987. 287 с.

23. Andersson T., Andersson M., Jacobsson C., Nilsson, S., Thermodynamic indices for forecasting thunderstorms in southern Sweden. - Meteorol. Mag. Vol. 116. 1969. PP. 141- 146.

24. Browning K. A., Foote G. B. Airflow and hail growth in super-cell storms and some implications for hail suppression. Nation. Hail Research Exper. 1975. №75/1.

25. Craven, J. P., and H. E. Brooks, 2004: Baseline climatology of sounding derived parameters associated with deep, moist convection. Natl. Wea. Dig. 28. PP. 12–24.

26. Doswel C.A., Schultz D.M. On the use of indices and parameters in forecasting severe storms // Electron. J. Sev. Storms Meteorol. 2006. Vol. 1. P. 1-14.

27. Fawbush, E. F., and R. C. Miller, 1953: A method for forecasting hailstone size at the earth's surface. Bull. Amer. Meteor. Soc. 34. PP. 235–244.

28. Jewell R., Brimelow J. Evaluation of Alberta Hail Growth Model Using Severe Hail Proximity Soundings from the United States. Wea. Forecasting. 2009. Vol.24. P. 1592-1610. DOI: 10.1175/2009WAF2222230.1

29. Mason B.J., The physics of clouds. Oxford Univ. Press., London. 1971. P. 672.

30. Mossop S.C. The origin and concentration of ice crystals in clouds //Bull. Amer. Soc. 1982. Vol.66. P. 264-273.

31. Punge H. J., Bedka K. M., Kunz M., Werner A. A new physically based stochastic event catalog for hail in Europe. Springer. 2014. DOI: 10.1007/s11069-014-1161-0

32. Tuovinen J, Punkka A, Rauhala J, Hohti H, Schultz DM (2009) Climatology of severe hail in Finland: 1930–2006. Mon Weather Rev 137(7):2238–2249. DOI:10.1175/2008MWR2707.1

33. Webb R., King P. Forecasting thunderstorms and severe thunderstorms using computer models. NSW Office. Commonwealth Bureau of Meteorology. Sydney. NSW. Australia. 2009. PP. 67-76.

34. Webb J, Elsom D, Reynolds D (2001) Climatology of severe hailstorms in Great Britain. Atmos Res 56(14):291–308. doi:10.1016/S0169-8095(00)00081-8

35. Zhang C, Zhang Q, Wang Y (2008) Climatology of hail in China: 1961–

2005. J Appl Meteorol Climatol 47(3):795–804

36. URL: http://www.eswd.eu/cgi-bin/eswd.cgi?&lang=en_0 (дата звернення 11.11.2018 р.).

37. URL: <http://rp5.ru> (дата звернення 17.10.2018 р.).

38. URL: <https://ru.tsn.ua/ukrayina/v-dvuh-oblastyah-vupal-grad-razmerom-s-yauso-i-dazhe-yabloko-934927.html> (дата звернення 19.12.2018 р.).

39. URL: https://www.weather.gov/ict/event_20090708 (дата звернення 19.12.2018 р.).

40. Convective Season Environmental Parameters and Indices [Електронний ресурс] – Режим доступу <http://wx.awcolley.com/Meteorology/ConvParmsIndices#LIFTED> (дата звернення 09.03.2019 р.).

41. <https://www.wetterzentrale.de/reanalysis.php?map> (дата звернення 15.03.2019 р.).

Додаток А

кафедри метеорології та кліматології
на магістерську роботу студента гр. МЗМ–18
ГМІ факультету ОДЕКУ

Балика Петру Анатолійовичу

Тема магістерської роботи
«Характеристика градоутворення над Південно-Західної Україною»

Кваліфікаційна магістерська робота виконана в у рамках науково-дослідницької роботи «Прогнозування небезпечних метеорологічних явищ над південними районами України» (2015-2019 рр.) ДР № 0115U006532).

в. о. зав. кафедрою
метеорології та кліматології

доц. Прокоф'єв О. М.

Таблиця А.1 – Список конференцій та публікацій

Вид наукової роботи (теми наукових робіт, автор, керівник роботи)	Кількість кредитів
Наукові статті	
Університетські конференції, семінари, гуртки	
1. Конференція молодих вчених ОДЕКУ 6-10 травня 2019 р. Тема доповіді: Характеристика градоутворення над півднем України з 2009-2018 рр.	0,75
2. Наукові гуртки та семінари 2018 р., 2019 р.	0,25
Опубліковані тези конференцій:	
3. Баліка П. А. (наук. кер. к.г.н. Агайар Е. В.) Характеристика градоутворення над півднем України з 2009-2018 рр. // Тези доповідей наукової конференції молодих вчених \ ОДЕКУ. Одеса: ТЕС, 2019. С. 239-240.	0,25
Участь у виконанні НДР	
4. «Прогнозування небезпечних метеорологічних явищ над південними районами України» (2015-2019 рр.) ДР № 0115U006532 - 2019 р.	0,20
Конкурсні роботи:	
5. Конкурс наукових робіт серед студентів ОДЕКУ за напрямком географічні науки (гідрометеорологія) у жовтні-листопаді 2018-2019 рр., ОДЕКУ, м. Одеса: - Динаміка градових процесів на території Південно-Західної України. 2009-2018 рр.. - Використання прогностичних моделей для прогнозу граду	0,50 0,50
ВСЬОГО	2,45

Додаток Б

Модельні дані температурно-вітрового зондування атмосфери. 20.05.2017 р
09. 00 UTC

RAOB: 20191003_ODESSA_09UTC_RA0B // 20191003_ODES_09UTC_RA0B

Data Type: RAW Integrated data levels: 25

Lat: 46-00' 00" N Lon: 30-00' 00" W Elev: 19 meters

Level	Height (m-AGL)	Pres (mb)	T (C)	Td (C)	RH (%)	DD/FF (deg/m/s)
1	01007,70		18,5	9,4	55	10/2,4
2	661000,00		16,7	7,4	54	9/3,1
3	280 975,00		14,5	7,5	63	5/3,5
4	499 950,00		12,3	7,0	70	360/4,0
5	722 925,00		10,2	6,3	77	355/4,5
6	950 900,00		8,3	5,4	82	351/5,5
7	1420 850,00		5,0	1,7	79	341/8,3
8	1912 800,00		1,8	-2,3	74	334/11,5
9	2429 750,00		-2,3	-5,2	80	330/13,5
10	2974 700,00		-6,4	-8,5	85	331/15,0
11	3549 650,00		-10,1	-14,4	71	333/16,8
12	4162 600,00		-13,9	-21,3	54	334/18,0
13	4817 550,00		-18,7	-25,5	55	338/19,0
14	5520 500,00		-24,4	-28,3	70	346/21,7
15	6279 450,00		-30,3	-34,1	69	354/24,9
16	7108 400,00		-35,2	-44,1	40	360/32,5
17	8040 350,00		-39,0	m		360/39,5
18	9087 300,00		-44,6	m		1/42,2
19	10286 250,00		-48,1	m		5/28,0
20	11707 200,00		-48,1	m		n/
21	11748 198,70					360/14,2
22	13531 150,00		-51,2	m		n/
23	13633 147,60					350/7,7
24	16102 100,00		-54,1	m		n/
25	16246 97,75					280/2,5
