

МІНІСТЕРСТВО ОСВІТИ І НАУКИ УКРАЇНИ
ОДЕСЬКИЙ ДЕРЖАВНИЙ ЕКОЛОГІЧНИЙ УНІВЕРСИТЕТ

Гідрометеорологічний інститут
Кафедра метеорології та кліматології

Магістерська кваліфікаційна робота

на тему: Особливості використання сучасних методів прогнозу грозової
діяльності над територією України

Виконала студентка 2 курсу групи МЗМ-19
спеціальності «103 - Науки про Землю»
Погорелова Марія Максимівна

Керівник к. геогр. н., доцент
Міщенко Наталя Михайлівна

Рецензент к.геогр.н., доцент
Вольвач Оксана Василівна

Одеса 2020

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

Зав. кафедри Прокоф'єв О.М.

“26” жовтня 2020 року

З А В Д А Н Н Я
НА МАГІСТЕРСЬКУ КВАЛІФІКАЦІЙНУ РОБОТУ СТУДЕНТУ

Погореловій Марії Максимівні

(прізвище, ім'я, по батькові)

1. Тема роботи Особливості використання сучасних методів прогнозу грозової діяльності над територією України

керівник роботи Міщенко Наталя Михайлівна к. геогр. н., доцент

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

затверджені наказом закладу вищої освіти 124-С від 16.10.2020 р

2. Строк подання студентом роботи 07 грудня 2020 року

3. Вихідні дані до роботи синоптичний матеріал АРМСин, данні температурно-вітрового зондування атмосфери РАОВ

4. Зміст розрахунково-пояснювальної записки(перелік питань, які потрібно розробити)1) Вибір, аналіз та систематизація наукової літератури за напрямком дослідження. 2) Формування вибірки вихідної інформації з випадків грозової активності по станціям Київ та Кривий Ріг за останні п'ять років. 3) визначення типу стратифікацій перед початком формування грози 4) Розрахунок параметрів нестійкості атмосфери перед початком грози.5) Виявлення набору параметрів, що сигналізували про можливість виникнення грозової активності та визначення їх прогностичних можливостей

5.Перелік графічного матеріалу (з точним зазначенням обов'язкових креслень.) Рис. 3.1 –3.2 – Повторюваність грозової активності над територією України. Рис.4.1 – 4.5 – Аеросиноптичний матеріал та параметри нестійкості атмосфери

6. Консультанти розділів роботи

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

7. Дата видачі завдання 26.10.2020 р

КАЛЕНДАРНИЙ ПЛАН

№ з/ п	Назва етапів магістерської роботи	Термін виконан ня етапів роботи	Оцінка виконання етапу	
			у %	за 4-х бальною шкалою
1.	<i>Огляд наукової літератури, сучасних публікацій за темою дослідження.</i>	26-31.10 2020 р.	95	відмінно
2.	<i>Вибір вихідних даних, робота з архівними матеріалами. Робота в АрмСин та RAOB, пошук необхідної інформації.</i>	01-05.11 2020 р.	95	відмінно
3.	<i>Складання додатку вихідних даних, зведених таблиць. Виконання розрахунків, побудова полів фронтального параметру. Проведення аналізу.</i>	06-13.11. 2020 р.	95	відмінно
4.	<i>Аналіз параметрів нестійкості атмосфери за обрані дати та побудова допоміжних графіків та таблиць</i>	14-17.11. 2020 р.	95	відмінно
5.	<i>Рубіжна атестація</i>	17.11.2020		
6.	<i>Складання висновків. Кінцеве редагування тексту.</i>	24.11- 05.12 2020 р.	95	відмінно
7.	<i>Перевірка на плагіат, підписання авторського договору</i>	07-10.12.2020		
8.	<i>Підготовка доповіді та презентації. Попередній захист магістерської роботи.</i>	грудень 2020		
	Інтегральна оцінка виконання етапів календарного плану (як середня по етапам)		95	відмінно

Магістр

(підпис)

Погорелова М.М.

(прізвище та ініціали)

Керівник роботи

Мищенко Н.М.

АНОТАЦІЯ

Тема магістерської кваліфікаційної робо «Особливості використання сучасних методів прогнозу грозової діяльності над територією України»

Автор: Погорелова Марія Максимівна

Актуальність дослідження зумовлюється небезпечним впливом конвективних явищ на діяльність авіації. При цьому проблема прогнозу конвективних явищ ускладнюється репрезентативністю параметрів конвекції у просторі і, відповідно, необхідністю їх адаптації до конкретного фізико-географічного району. Ще однією проблемою є рідка мережа аерологічних спостережень на території України, які є джерелом вихідних даних для складання прогнозу.

Мета і завдання дослідження. Метою роботи є визначення параметрів нестійкості атмосфери, які найкраще прогнозують грози та уточнення кількісних градацій параметрів конвекції для прогнозу виникнення грозової активності на території України.

Завданнями, які вирішувалися у рамках дослідження, є:

- 1) розгляд сучасних методів прогнозу грозової активності;
 - формування бази даних по ст. Київ та Кривий Ріг
 - обробка та аналіз даних температурно-вітрового зондування атмосфери за 00 та 12 СГЧ (в залежності від часу фіксації грози та наявності даних радіозондування) з розрахунком кількісних характеристик конвекції;
 - визначення типу адіабатичного підйому частинки, який є найбільш ефективним для ідентифікації сприятливих для виникнення конвекції умов;
 - виявлення параметрів та їх кількісних характеристик, які найбільш вдало прогнозують грози на території України.

Об'єкт дослідження – атмосферна конвекція.

Предмет дослідження – предиктори для прогнозу грозової активності.

Методи дослідження. При виконанні роботи використовувалися аналіз, моделювання, експеримент.

Наукова новизна отриманих результатів полягає у підвищенні ефективності прогнозу грозової активності для території України. Зокрема:

- вперше для території України проведений аналіз розширених параметрів конвекції з урахуванням типу адіабатичного підйому частинки;
- уточнені критеріальні значення індексів для покращення прогнозу грозової активності на території України.

Практичне значення отриманих результатів полягає у розширенні можливостей прогнозування конвективної діяльності

Структура і обсяг роботи. Робота викладена на 60 стор. машинописного тексту, містить у собі 15 рис., 11 таблиць, складається з вступу, 4-х розділів, висновків, списку використаних джерел (16 найменувань).

Ключові слова: гроза, прогноз грозової активності, параметри нестійкості атмосфери, методи підйому повітряної частинки, адіабатичний підйом, шквал.

SUMMARY

Theme of master's qualification work: "Features of the use of modern methods of forecasting thunderstorm activity over the territory of Ukraine"

Author: Pogorelova Maria Maximovna

The urgency of the research topic to the dangerous impact of convective phenomena on the activities of aviation. The problem of forecasting convective phenomena is complicated by the representativeness of convection parameters in space and, accordingly, the need to adapt them to a specific physical and geographical area. Another problem is the liquid network of aerological observations on the territory of Ukraine, which are the source of initial data for forecasting.

The purpose of the work: The aim of the work is to determine the parameters of atmospheric instability, which best predict thunderstorms and clarify the quantitative gradations of convection parameters to predict the occurrence of thunderstorm activity in Ukraine.

Tasks solved during the work:

- 1) consideration of modern methods for forecasting thunderstorm activity;
 - formation of a database under Art. Kyiv and Kryvyi Rih
 - processing and analysis of temperature-wind sounding data of the atmosphere for 00 and 12 SGC (depending on the time of fixation of the thunderstorm and the availability of radio sounding data) with the calculation of quantitative characteristics of convection;
 - determining the type of adiabatic particle rise, which is the most effective for identifying favorable conditions for convection;
 - identification of parameters and their quantitative characteristics that most successfully predict thunderstorms in Ukraine.

The object of study: - atmospheric convection.

Subject of research: - predictors for the forecast of thunderstorm activity.

Methods of research: Analysis, modeling, and experiment were used in the work.

Scientific novelty of the obtained results. Is to increase the efficiency of the forecast of thunderstorm activity for the territory of Ukraine. In particular:

- for the first time for the territory of Ukraine the analysis of extended convection parameters taking into account the type of adiabatic particle rise was carried out;
- the criterion values of indices for improvement of the forecast of thunderstorm activity on the territory of Ukraine are specified.

The practical value of the results. Is to expand the possibilities of predicting convective activity

Structure and scope of work. The work is presented on 60 pages. typewritten text, contains 15 figures, 11 tables, consists of an introduction, 4 sections, conclusions, a list of sources used (16 items).

Keywords: thunderstorm, forecast of thunderstorm activity, parameters of atmospheric instability, methods of air particle rise, adiabatic rise, squall.

ЗМІСТ

Вступ.....	7
1. Загальні поняття про конвективні явища.....	8
1.1 Класифікація гроз.....	8
1.2 Синоптичні умови утворення гроз в теплий період року.....	10
2 Методи прогнозу грозової активності.....	12
2.1 Метод частки та Лебедевой.....	12
2.2 Розрахунок параметрів конвекції.....	15
2.3 Основні поняття про типи підйому частинки.....	25
2.4 Основні методи прогнозу гроз.....	28
3. Грозова діяльність над територією України.....	31
3.1 Вихідні дані.....	31
3.2 Грозова активність над станцією Одеса (аеропорт).....	31
3.3 Повторюваність гроз над станцією Київ (Бориспіль).....	33
3.4 Грозова активність над станцією Львів аеропорт.....	36
3.5 Грозова активність над станцією Кривий Ріг.....	38
3.6 Грозова активність на станції Харків.....	40
4 Прогноз грозової активності над територією України.....	43
4.1 Вихідні дані.....	43
4.2 Визначення індексів, які найчастіше вірно сигналізували про можливість утворення грози.....	43
Висновки.....	52
Список використаних джерел.....	54
Додаток А.....	56
Додаток Б.....	57

ВСТУП

Актуальність дослідження. Конвективні явища є найбільшою небезпекою для авіації. Однією з головних небезпек є сильна турбулентність усередині купчасто-дощових хмар і поблизу них. Інтенсивні вертикальні токи часто поєднуються з різкими поривами вітру, що обумовлюють штормову бовтанку літаків, інтенсивне обмерзання, град, зливові опади, шквали, та ін. [2]. Відомо, що більшість методів прогнозу географічно обмежені, оскільки порогові значення прогностичних величин, прогностичні формули та графіки отримані в результаті обробки певного матеріалу спостережень для території, в межах якої проводилося дослідження. Ще однією проблемою є те, що на території України катастрофічно мало і не достатньо часто проводяться аерологічні спостереження, які б дали значні покращення в прогнозуванні конвективних явищ. З урахуванням особливостей розвитку конвективної хмарності розроблено багато методів прогнозу гроз як внутрішньо-масових, так і фронтальних.

Тому основна мета полягає в виявленні повторюваності гроз над Україною та визначення параметрів нестійкості й методів підйому частинки, при яких найбільш точно прогнозується грозова активність над територією України.

Задачі, що вирішувалися:

- відбір випадків з грозами за 2014 – 2019 рр.
- побудова для відібраних випадків аерологічних діаграм за 00 та 12 СГЧ (в залежності від строку зафіксованої грози та наявності радіозонду) з паралельним розрахунком кількісних характеристик конвекції.
- розрахунок повторюваності грозової активності над станціями України (ст. Одеса аеропорт, Київ Бориспіль, Львів, Кривий Ріг та Харків)
- визначення параметрів нестійкості атмосфери, які найчастіше сигналізують про наявність грозової активності.

1. ЗАГАЛЬНІ ПОНЯТТЯ ПРО КОНВЕКТИВНІ ЯВИЩА

1.1 Класифікація гроз

Зазвичай грози ділять на фронтальні та внутрішньомасові. Внутрішньомасові грози бувають:

- конвективні (теплові),
- адвективні,
- орографічні.

Теплові грози найчастіше виникають в розмитому баричному полі в другій половині дня. Такі грози є невеликими за розміром і зміщуються з незначною швидкістю (10-15 км / ч). Однак внутрішні купчасто-дощові хмари можуть «приносити» багато блискавок, граду та сильних зливових опадів. Вітер при теплових грозах слабкий, лише перед самою грозою відмічається короткочасне його посилення. Температури повітря біля поверхні землі при таких грозах зазвичай високі (вище 22-25 ° C). Під час польоту теплові грози легко обійти через їх невеликі розміри. Адвективні грози виникають після проходження холодних фронтів в масах морського помірного повітря. Ці грози можуть розвиватися при низьких температурах і мають велику швидкість зсуву. Осередки адвективних гроз зазвичай ізольовані. Орографічні грози виникають не тільки в горах, але навіть і в горбистій місцевості. Тобто головною ознакою для орографічних гроз є сприяння рельєфу і напрямку руху повітряних мас збільшенню вертикальних струменів.

Фронтальні грози підрозділяються на грози:

- холодного фронту,
- теплового фронту,
- фронтів оклюзії.

Грози на холодному фронті виникають над поверхнею холодного фронту. Ці грози зазвичай розтягнуті уздовж лінії фронту і мають ширину 50-70 км. Середня швидкість зсуву грозових зон становить 30-40 км / ч, однак іноді вони можуть зміщуватися і зі швидкістю 100 км / год. Розриви між окремими купчасто-дощовими, хмарами досягають 10-20 км, тому обійти такі грози збоку від хмари, не порушуючи встановлених норм безпеки, достатньо складно. Грози на холодних фронтах посилюються в другій половині дня і слабшають вночі. Грози на теплому фронті спостерігаються порівняно рідко. Вони виникають при підйомі теплого і вологого повітря. Такі умови найчастіше виникають при виході на ЕЧР циклонів з Чорного або Середземного морів. Купчасто-дощові хмари на теплому фронті майже завжди маскували, а отже, літак потрапляє в таку хмарність раптово. Для визначення місця розташування купчасто-дощових хмар в польоті слід використовувати бортові РЛС, а обходити такі грози потрібно тільки зверху, виконуючи політ вище верхньої межі хмарності.

Грози на теплому фронті посилюються вночі і слабшають в денний час. Це обумовлено тим, що в нічний час (після заходу сонця) верхня межа хмарності перестає «нагріватися» і починає випромінювати тепло. В результаті температура верхньої межі хмарності знижується, що призводить до збільшення вертикального градієнта температури в хмарі, появи нестійкій стратифікації і виникненню купчасто-дощової хмарності замість шарувато-дощової.

ГУОЗ на фронтах оклюзії можуть спостерігатися в будь-який час доби, проте частіше вони бувають на холодних фронтах оклюзії, а отже, у другій половині дня. Ці грози практично ніколи не бувають суцільними, і в польоті їх можна досить легко обійти.

1.2 Синоптичні умови утворення гроз в теплий період року

Грози в теплий період року спостерігаються набагато частіше ніж в холодний.

Грози теплового періоду року ділять на фронтальні та внутрішньо-масові. Такі грози становлять 70% всіх гроз на планеті. Грози теплового півріччя утворюються завдяки витісненню наступаючим валом холодного теплового й вологого. Область грозової діяльності, яка має значну горизонтальну протяжність, зазвичай розміщується удовж фронту на кілька сотень кілометрів, а поперек фронту — на кілька десятків. Найбільш сприятливими умовами потужного розвитку купчасто-дощових хмар з сильними грозами та зливами є зони з дивергенцією висотних повітряних течій.

69% фронтальних гроз над Східною Європою припадає на холодні fronti та fronti оклюзії холодного типу, а 31% - на теплі fronti і fronti оклюзії теплового типу.

Грози на теплих фронтах над територією України виникають набагато рідше, їх максимальна активність у вечірні та нічні години, при переміщенні циклонів з півдня та південного заходу, а в їх теплий сектор переносяться маси тропічного вологого повітря. Найчастіше грозова активність спостерігається на фронтах оклюзії, особливо за типом холодного фронту. Більш холодне повітря виштовхує менш холодне, при цьому проникає під поверхню теплового фронту, піднімаючи вгору теплі повітряні маси, і цим спричиняє розвиток цілого валу купчасто-дощових хмар за лінією фронту. Хмари досягають великої вертикальної протяжності, при утворенні у центрі циклону фронту оклюзії. Особливої уваги потребують сильні грози, які одночасно супроводжуються зливами з градом, шквалами та іноді смерчами. Формування подібних надзвичайних погодних явищ спостерігається в зонах з контрастами температури, тобто поблизу або в центрі невеликого хвильового збурення. В теплій повітряній масі денні температури зазвичай перевищують

30-35 °С. Потужні грозові хмари із зливовими опадами виникають недалеко від центра збурення в після полуденні години.

Внутрішньо-масові грози обумовлені конвекцією і виникають як у теплих масах повітря переважно у малоградієнтному полі підвищеного або зниженого тиску, так і в холодних, що натікають на теплу поверхню.

Внутрішньо-масова грозова активність над континентом відмічається найчастіше в тепле півріччя і розвивається, в основному, в післяполудневій години, а ввечері, як правило, затухають, що обумовлено добовим ходом температури повітря. Над морем ці явища зазвичай спостерігаються взимку та вночі.

Характерними синоптичними ситуаціями утворення внутрішньо-масових гроз є тилова частина циклону та циклон, що заповнюється, а також малоградієнтне поле підвищеного або зниженого тиску. На півдні країни вертикальна протяжність хмар досягає майже до тропопаузи (8-10 км). На решті території країни ці грози проявляються слабо, тому що хмари розвиваються до 4-5 км по вертикалі, а вище відмічаються затримуючі шари, тобто шари інверсії

2. МЕТОДИ ПРОГНОЗУ ГРОЗОВОЇ АКТИВНОСТІ

2.1 Метод частки та Лебедевої

Представимо декілька методів прогнозування грози.

Прогноз гроз предметом частки. Прогноз гроз методом частки - це, мабуть, найпростіший і найдоступніший метод прогнозу. За даними температурно-вітрового зондування за ранковий термін синоптик обробляє аерологічну діаграму, на якій і будує криву стану. Як відомо, крива стану показує, як ізольований об'єм повітря (окрема частка) змінює свою температуру при зміні висоти. Якщо після всіх побудов на аерологічній діаграмі виявляється, що рівень конvekції вище рівня конденсації, на 4,5 км і більше, то по району слід очікувати грози, а для пункту потрібно прогнозувати грозу яким-небудь іншим способом.

Прогноз гроз за методом Н.В. Лебедевої. Для прогнозу гроз, зливових опадів і інших явищ, пов'язаних з розвитком потужної купчасто і купчасто-дощової хмарності Н.В. Лебедева запропонувала за даними ранкового зондування атмосфери розраховувати параметри конvekції, за якими і визначається можливість виникнення тих чи інших конvekтивних явищ. Назвемо ці параметри:

1. Сумарний дефіцит температури точки роси на рівнях 850, 700 і 500 гПа ($\sum D$, °C). Цей параметр побічно враховує вплив залучення і характеризує можливість утворення хмарності в шарі 850-500 гПа. Якщо $\sum D > 25$ °C, то подальші розрахунки не виробляються, тому що при великій сухості повітря в нижній половині тропосфери конvekція не призводить до утворення купчасто-дощових хмар. Якщо ж $\sum D < 25$ °C, то розраховується другий параметр.

2. Дефіцит температури точки роси у землі або на верхній межі приземної інверсії на момент максимального розвитку конвекції (D_0 , $^{\circ}\text{C}$). Якщо $D_0 > 20^{\circ}\text{C}$, то рівень конденсації розташований на висоті більше 2,5 км, отже, опади не будуть досягати поверхні землі, і подальші розрахунки не виробляються. При такій висоті рівня конденсації, а отже, і висоті нижньої межі хмар, крапля дощу по шляху до землі встигне повністю випаруватися. Якщо ж рівень конденсації розташований нижче 2 км і для виникнення конвекції існують сприятливі умови, то в цьому випадку слід визначати всі інші параметри.

3. Товщина конвективно-нестійкого шару (КНС) ($\Delta H_{\text{КНС}}$, гПа). Кожна частинка цього шару бере участь в конвекції до великих висот. Чим більше товщина КНС, тим більше ймовірність утворення купчасто-дощової хмарності, тим більша ймовірність розвитку грозової діяльності.

4. Рівень конденсації ($H_{\text{конд}}$, км). Рівень конденсації характеризує середнє положення висоти нижньої межі купчасто-дощової хмарності. Визначення рівня конденсації також проводиться по аерологічній діаграмі.

5. Рівень конвекції ($H_{\text{конв}}$, км). Рівень конвекції дозволяє визначити середнє положення вершин купчасто-дощових хмар. Абсолютно очевидно, що чим вищий цей рівень, тим більш потужними повинні бути «грозові» хмари.

6. Температура повітря на рівні конвекції ($T_{\text{конв}}$, $^{\circ}\text{C}$). Встановлено, що чим нижче ця температура, тим більш ймовірні зливи і грози.

7. Середня величина відхилення температури на кривій стану (T') від температури на кривій стратифікації (T). Це відхилення (ΔT) визначається за формулою

$$\Delta T = \frac{\sum_1^n (T' - T)}{n}, \quad (2.1)$$

де T' і T - температура на кривій стану і кривій стратифікації, відповідно, на рівнях, кратних 100 гПа, n - число цілих шарів товщиною по 100 гПа,

починаючи від рівня конденсації і до рівня конвекції. Цілком очевидно, що чим більше ΔT , тим більше ступінь нестійкості повітря, а отже, тим інтенсивніше може розвиватися конвекція.

8. Середня вертикальна потужність конвективних хмар ($\Delta H_{\text{к.о.}}$, км). Ця величина визначається як різниця висот рівня конвекції і рівня конденсації. Чим більше ця величина, тим більше ймовірне виникнення конвективних явищ і тим більше їх інтенсивність. За результатами розрахунку зазначених восьми параметрів конвекції відповідно до табл. 1.1 Н.В. Лебедєва пропонує оцінювати можливість виникнення конвективних явищ.

Таблиця 2.1 - Параметри конвекції і відповідні їм конвективні явища
(по Н.В. Лебедєвої).

ΣD	D_0	$\Delta H_{\text{КН}}$ с	$H_{\text{конд}}$	$H_{\text{конв}}$	$T_{\text{конв}}$	ΔT	$\Delta H_{\text{к.о.}}$	Конвективні явища
> 25	> 20	-	-	-	-	-	-	Не очікується
≤ 25	≤ 16	> 10	~ 1.5	> 6	< -23	> 4	~ 4.5	Слабкий зливовий дощ
≤ 20	≤ 14	> 20	~ 1.5	> 5	від -23 до -10	≥ 3	> 3.5	Зливовий дощ без грози
≤ 20	≤ 14	> 30	~ 1.5	> 8	< -23	≥ 3	> 6.5	Зливовий дощ, місцями дощ
≤ 16	~ 10	$> 60-100$	від 1,5 до 1,0	> 8	< -23	≥ 3	> 7.5	Сильний зливовий дощ з грозою
~ 16	~ 10	-	від 1,5 до 1,0	> 8	< -23	> 3	> 7.5	Град

Справджуваність прогнозу наявності гроз за методом Н.В. Лебедєвої становить 80%, а їх відсутність - 89%. Метод Н.В. Лебедєвої розроблений, як і деякі інші, на основі методу частки. [3]

2.2 Розрахунок параметрів конвекції

Для визначення ступеня нестійкості атмосфери і, як наслідок можливість освіти конвективного хмарності, в даний час Всесвітніми центрами зональних прогнозів (ВЦЗП Вашингтон, Лондон) розраховуються з використанням різних чисельних прогностичних моделей кілька видів індексів, які характеризують умови конвекції. Розглянемо ці індекси [3].

Ki - індекс нестійкості [3]. Розрахунок Ki заснований на вертикальному градієнті температури, вологості повітря в нижній тропосфері, а також враховує вертикальну протяжність вологого шару повітря. Ki характеризує ступінь конвективного нестійкості повітряної маси, яка необхідна для виникнення і розвитку гроз. Розраховується за формулою

$$Ki = T_{850} + T_{d850} - D_{700} - T_{500}, \quad (2.2)$$

де Ki - індекс нестійкості (число Вайтинга), T_{850} , T_{500} – температура повітря на ізобаричних поверхнях 850 і 500 гПа відповідно; T_{d850} - температура точки роси на ізобаричній поверхні 850 гПа; D_{700} - дефіцит точки роси на ізобаричній поверхні 700 гПа.

Коефіцієнт Ki найкраще використовувати в літній період для прогнозування внутрішньо-масові гроз. Граничні значення в таблиці 2.2 можуть змінюватися в залежності від сезону, географії та синоптичної ситуації.

Таблиця 2.2- Імовірність гроз, розрахованих за методом Вайтінга

Ki	Імовірність
< 20	—
$20 \leq K_i \leq 22$	50%
$22 < K_i \leq 25$	60%
$25 < K_i \leq 28$	75%
$28 < K_i \leq 31$	80%
$31 < K_i \leq 34$	90%
$34 < K_i \leq 37$	95%
$K_i > 37$	100%

Таблиця 2.3-Кількісна оцінка числа Вайтинга

Ki	Кількісна оцінка	Визначення термінів покриття
< 20	Без гроз	—
$20 \leq K_i \leq 25$	Окремі ізольовані грози	Не більше 10% площі території по якій складено прогноз
$25 < K_i \leq 30$	Кілька гроз	Не більше 10-20% площі території по якій складено прогноз
$30 < K_i \leq 35$	Розсіяні грози	20-50% площі території
$35 < K_i \leq 40$	Численні грози	50-70% території
$K_i > 40$	Грози повсюдно	Грозові вогнища займають > 70% території

VT — Vertical Totals індекс. Розраховується за формулою:

$$VT = T_{850} - T_{500},$$

де T_{850} - температура повітря на ізобаричній поверхні 850 гПа, T_{500} - температура повітря на 500 гПа.

Якщо $VT > 28$, отже тропосфера має високий потенціал конвективної нестійкості, достатнім для утворення гроз.

СТ — Cross Totals індекс можна розрахувати за формулою:

$$СТ = Td_{850} - T_{500},$$

де Td_{850} - температура точки роси на 850 гПа, T_{500} - температура повітря на 500 гПа. При $СТ < 18$ - Тропосфера має низький потенціал конвективної нестійкості, який недостатній для грозової діяльності.

СТ 18 - 19 - Помірна нестійкість. Слабка грозова діяльність.

СТ 20 - 21 - Висока нестійкість. Грози.

СТ 22 - 23 - Енергія нестійкості при якій можливі сильні грози.

СТ 24 - 25 - Висока енергія нестійкості. Сильні грози.

СТ > 25 - Дуже висока енергія нестійкості. Дуже сильні грози.

ТТ - Total Totals індекс.

$$ТТ = VT + СТ,$$

де СТ - Cross Totals індекс, VT - Vertical Totals індекс.

При $ТТ < 44$ - Грозова діяльність не можлива.

ТТ 44 - 45 - Окрема гроза або кілька гроз.

ТТ 46 - 47 - Розсіяні грозові осередки.

ТТ 48 - 49 - Значні кількість гроз, окремі з яких сильні.

ТТ 50 - 51 - Розсіяні сильні грозові осередки, окремі осередки зі

смерчем.

ТТ 52 - 55 - Значна кількість вогнищ сильних гроз, окремі осередки зі смерчем.

ТТ > 55 - Численні сильні грози з сильними смерчами.

SWEAT - Severe Weather ThrEAT індекс. SWEAT - індекс нестійкості, розроблений в ВПС США. SWEAT - комплексний критерій для діагнозу і прогнозу небезпечних і стихійних явищ погоди, пов'язаних з конвективного хмарністю. SWEAT включає в себе індекс нестійкості повітряної маси, швидкість і зсув вітру.

$$\text{SWEAT} = 12 \cdot \text{Td850} + 20 \cdot (\text{ТТ} - 49) + 3.888 \cdot \text{F850} + 1.944 \cdot \text{F500} + (125 \cdot [\sin(\text{D500} - \text{D850}) + 0.2])$$

У формулі Td850 - температура точки роси на 850 гПа, ТТ - Total Totals індекс, F850 - швидкість вітру на 850 гПа, F500 - швидкість вітру на 500 гПа, D500 і D850 - напрямки вітру на відповідних поверхнях.

У формулі:

- Температура повітря дана в градусах Цельсія;
- Швидкість вітру - в м / с;
- Напрямок вітру - в градусах;
- Другий член рівняння встановити в 0, якщо $\text{ТТ} \leq 49$;
- Останній доданок у формулі дорівнюватиме нулю, якщо не виконується будь-яка з наступних умов:

- D850 в діапазоні від 130 до 250 градусів;
- D500 в діапазоні від 210 до 310 градусів;
- Різниця в напрямку вітру (D500 - D850) позитивна;
- F850 і F500 швидкості вітру ≤ 7 м / с.

SWEAT < 250 - немає умов для виникнення сильних гроз;

SWEAT 250-350 - є умови для сильних гроз, граду і шквалів;

SWEAT 350-500 - є умови для дуже сильних гроз, великого граду, сильних шквалів, смерчів;

$SWEAT \geq 500$ - умови для дуже сильних гроз, великого граду, сильних шквалів, сильних смерчів.

Li — *Lifted index*. Li - Різниця температур навколишнього повітря і деякого одиничного обсягу, який піднявся [адиабатично] від поверхні землі (або з заданого рівня) до рівня 500 гПа. Li розраховується з урахуванням залучення навколишнього повітря.

Li - характеризує термічну стратифікацію атмосфери по відношенню до вертикальним переміщенням повітря. Якщо значення Li позитивні, то атмосфера (у відповідному шарі) стійка. Якщо значення Li негативні - атмосфера нестійка.

$Li \geq 6$ - Глибока інверсія. Атмосфера дуже стійка. Розвинені низхідні рухи повітря.

$1 \leq Li \leq 5$ - Сталий стан атмосфери. Купчасті хмарність гарної погоди.

$0 \geq Li \geq -2$ - Невелика нестійкість. Конвективна хмарність зливами, при інтенсивному денному прогріванні або в зоні атмосферного фронту - з грозами і градом.

$-3 \geq Li \geq -5$ - Помірна нестійкість. Сильні грози.

$Li \leq -6$ - Висока нестійкість. Дуже сильні грози.

Ti — *Thompson index*. Розраховується за формулою:

$$Ti = Ki - Li \cdot Ki$$

- К-індекс (число Вайтінга),

Li - *Lifted index*.

$Ti < 25$ - Без гроз.

TI 25 - 34 - Можливі грози.

TI 35 - 39 - Грози, місцями сильні.

TI $\geq$ 40 - Сильні грози.

CAPE - Convective Available Potential Energy. CAPE - Потенційна енергія конвективної нестійкості, яка безпосередньо пов'язана вертикальною швидкістю висхідних потоків. Більш високі значення енергії нестійкості вказують на більш інтенсивну конвекцію в хмарі, тобто на більш небезпечні явища погоди.

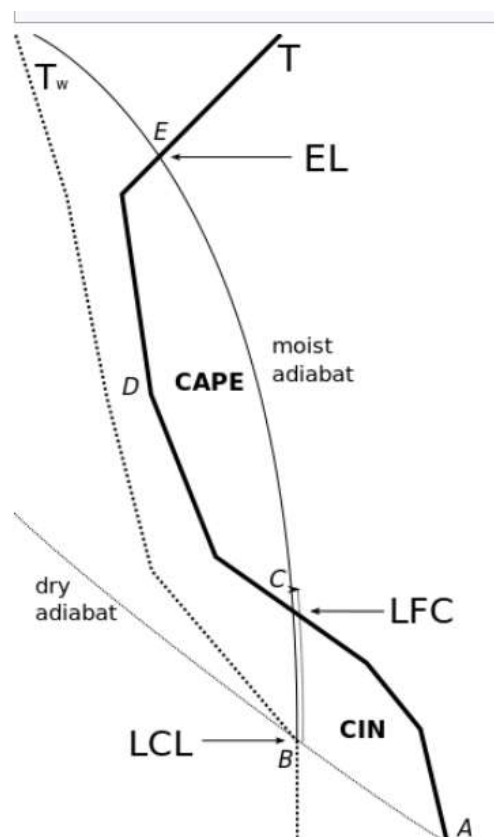


Рис. 2.1 – Приклад аерологічної діаграми [8]

На рис.2.1, запаси енергії нестійкості є області, укладені між кривими стратифікації і стану. Крива стратифікації - червона лінія на діаграмі, яка показує розподіл температури повітря з висотою. Крива стану - синя лінія на діаграмі, характеризує зміни температури в частинці повітря, що адіабатично підіймається повітря.

Взаємне положення кривих стратифікації і стану дозволяє судити про енергію нестійкості. Область на аерологічній діаграмі з позитивною енергією нестійкості заштрихована червоним кольором. Ця область на діаграмі, між нижньою і верхньою межею конвекції, називається також конвективно-нестійким шаром - КНС.

Загальний запас енергії нестійкості в атмосфері CAPE знаходиться як алгебраїчна сума енергій нестійкості окремих шарів E_i .

E_i - це робота, що здійснюються силою плавучості при адіабатичному підйомі одиничної маси повітря від нижньої межі шару z_0 до верхньої z_1 .

$$E_i = g \cdot z_0 | z_1 (T_i - T_e) dz / p_0.286, [\text{Дж} / \text{кг}].$$

T_i - температура частинки повітря, T_e - температура навколишнього повітря, g - прискорення вільного падіння.

Інтенсивність конвективних явищ по CAPE.

400-1000 Дж / кг - невелика нестійкість (Су, Сб, слабкі зливові опади);

1000-2500 Дж / кг - помірна нестійкість (Сб зі зливами, грози);

2500-3500 Дж / кг - сильна нестійкість (грози, місцями сильні);

≥ 3500 Дж / кг - дуже сильна нестійкість (сильні і дуже сильні грози, смерчі).

CIN - Convective INhibition. CIN - кількість енергії, необхідної частці повітря для подолання в нижній тропосфері затримує шару. У цьому шарі переміщення повітряних частинок по вертикалі вгору ускладнене або повністю виключено. Зокрема, шари інверсії температури повітря мають найбільш стійку стратифікацію і перешкоджають розвитку висхідних рухів повітря. На аерологічній діаграмі (див. Малюнок) CIN - область від поверхні землі до нижньої межі КНС. Значення CIN більше 200 Дж / кг досить для запобігання конвекції в атмосфері. Енергію CIN прийнято записувати

негативними числами.

До руйнування затримуючого шару призводять:

- інтенсивний денний прогрів;
- зволоження прикордонного шару атмосфери (адвекція вологого повітря або випаровування з місцевих джерел вологи);
- підйом повітря синоптичного масштабу.

Індекс вологості HI. Він визначений Літінською та співавт. (1976) близько до індексу K як

$$HI = (T_{850} - T_d; 850) + (T_{700} - T_d; 700) + (T_{500} - T_d; 500)$$

Значення 30K пропонується як поріг для грозових гроз з грозами більш імовірно для менших значень.

Vorticity Generation Potential(VGP)Потенціал генерації завихрення був розроблений дослідником Еріком Расмуссенем, і базується на роботах Расмуссената-Вільгельсона (1982). Він оцінює можливість нахилу завихрення по вертикалі, щоб створювати обертальні хвилі.

$$VGP = \sqrt{CAPE} * U_{0-3}$$

Де U_{0-3} - це смуга між шаром від 0 до 3 км.

Критеріальні значення VGP наступні:

<0,3: супер-коміркових торнадо рідко;

> 0,6: супер-коміркових торнадо.

Bulk Richardson Number (BRN) (Масове число Річардсона)

Масове число Річардсона- це співвідношення між нестабільністю та

вертикальним зсувом 0-6 км. Це дискримінатор типу шторму, а не предиктор. Високі значення вказують на нестабільну та/або слабко зсунуті середовища, а низькі значення свідчать про слабку нестабільність та/або сильний зсув. Вона була визначена 1986 року Моррісом Вайсманом та Джозефом Клемпом.

$$BRN = CAPE / [0.5 \times U^2]$$

де U - різниця в швидкості вітру в метрах за секунду між 0 і 6 км

Типові значення:

<10: Сильна погода рідко;

10-45: асоціюється з розвитком супер-коміркових утворень.

> 50: слабкі багатошарові бурі

BRNShear. Зсув BRN - це лише міра різниці векторів вітру по вертикалі. Чим більше зсув BRN, тим більше ймовірності того, що грозовий спадний потік і осадження каскад будуть відділені від висхідного потоку.

$$BRN_{\text{shear}} = 0.5(U_{\text{AVG}})^2$$

Де U_{AVG} - векторна різниця між 0-6 км ARL вітрами та вітрами в найнижчій 0,5 км атмосфери.

Типові значення:

25-50: Іноді пов'язані з торнадними бурями;

500-100: асоціюється з торнадними бурями.

До значимих рівнів (SignificantLevel) конвекції можна віднести такі.

LCL – рівень конденсації при підйомі. Це рівень, починаючи з якого водяна пара у частинці, що здіймається, стає насиченою. Є оцінкою висоти

нижньої межі хмарності у випадку, коли частинки здійснюють вимушений підйом.

LFC – рівень вільної конvekції характеризує висоту, з якої піднята частинка починає вільне прискорення вгору до рівня рівноваги (рівня конvekції). Дослідження свідчать, що торнадо з суперчарунками стає імовірнішим, коли висота LFC менше 2000 м, а грози легше ініціалізуються, якщо висота LFC нижче, ніж 3000 м.

LFC-LCL – різниця висот між LFC та LCL. Чим менше така різниця, тим імовірніше утворення глибокої конvekції.

EL – рівень рівноваги (характеризує висоту, починаючи з якої піднята частинка стає холоднішою, ніж температура навколишнього середовища і перестає бути плавучою (тобто нестійкою). EL використовується для оцінки висоти верхньої межі хмарності. Можна побачити, що «віртуальні» та «невіртуальні» підняті частинки мають однаковий EL. Це відбувається тому, що віртуальна температура наближається до фактичної в умовах низьких (менше -20°C) температур, а ефекти вологості нівелюються.

Більша частина прогнозування конvekтивних явищ включає в себе інтерпретацію параметрів нестійкості, а також джерел конvekтивного підйому, необхідних для ініціалізації глибокої конvekції.

Ми можемо певним чином варіювати висоти, з яких починається підйом частинки, не втрачаючи при цьому фізики процесу. Тобто ми маємо окреслити деякі «стартові умови» частинки, які будуть адекватно відображати поточний стан атмосфери і забезпечать максимально ефективний прогноз конvekтивних явищ.

2.3 Основні поняття про типи підйому частинки

Розглянуті нижче методи апроксимації відносяться до способів підйому частинки, а точніше до вихідних параметрів її адіабатичного підйому. А далі, вже з урахуванням цих «стартових умов» розраховуються CAPE / CIN / LI / EL / LCL / LFC / тощо. Для зручності ми будемо називати це типом частинки.

Тип SB (SurfaseBased) означає, що значення вихідних характеристик (температури та температури точки роси частинки, що здійснює адіабатичний підйом у всій товщі тропосфери) визначається біля поверхні землі. Тобто саме частинка з такими характеристиками і є те, що втягується у висхідний потік.

Переваги:

- 1) більш стійкий ніж інші наближення до наявності помилок у профілях температури і вологості повітря.
- 2) доцільно використовувати у разі «мілкового» шару вологого повітря, а також у випадках, коли граничний шар атмосфери розшаровується (наприклад, після заходу Сонця);
- 3) часто використовується синоптиками з метою мінімізації «помилки пропуску».

Недоліки:

- 1) дає нереалістичні результати у разі супер-адіабатичного поверхневого шару (тобто у цьому разі те, що є більш точним, не є більш корисним);
- 2) чутливе до наявності помилок у спостереженнях за температурою і температурою точки роси біля поверхні землі або забруднюються фізичними процесами, які не є адіабатичними.

Тип ML (Mixed (Mean) Layer) означає наявність шару перемішування або середнього шару (залежно від джерел зустрічаються обидва терміни). При застосуванні цього типу враховується шар повітря товщиною до 100 мб над

поверхнею землі. Тобто, якщо тиск біля поверхні землі становить 990 мб, то шар, який оцінюється, знаходиться у межах від 995 до 895 мб. У цьому шарі будуть знаходитися два середні значення – температури і точки роси, які будуть визначатися шляхом їх осереднення у ньому. Глибина 100 мб є довільною, яка вибирається радше для узгодженості, але для відповідності теорії, що лежить в основі, характеристики частинки мають бути осереднені по глибині ГША, яка може сильно варіювати у часі і просторі.

Ця концепція не є реальною частинкою (хоча ми усвідомлюємо, що і решта наближень також) і призначена для апроксимації ефектів втягування частинки при її підйомі через граничний шар атмосфери.

MLCAPE завжди буде менше ніж SBCAPE, що є реалістичнішим, тому що осереднення зумовлює зміну характеристик частинки у процесі її змішування з оточуючим повітрям при проходженні через ГША (SBCAPE такого ефекту не містить). Таким чином, наближення ML є «фізичнішим», ніж SB, а отже може давати більш реалістичну картину.

Переваги:

- 1) краще відображує турбулентне перемішування, яке відбувається у граничному шарі атмосфери, що важливо при наявності «глибокого» шару вологого повітря;
- 2) дає кращі результати протягом дня, коли турбулентне перемішування є сильним.

Недоліки:

- 1) необхідно, щоб термодинамічні характеристики нижнього 100-мілібарового шару атмосфери були добре вираженими;

Тип MU (MoreUnstable) «найбільш нестійкої» частинки зазвичай використовується для піднесеної (вільної) конвекції. Воно показує, з якого рівня (в межах нижнього 300-мілібарового шару) у профілі температури треба підняти частинку, щоб отримати максимальну нестійкість до рівня вільної конвекції (LFC). Іноді це шар, який розташовується над поверхнею землі, і є вихідною областю для формування піднесеної (вільної) конвекції.

Для того, щоб знайти, наприклад, MU CAPE (MostUnstable CAPE), комп'ютерна програма підіймає частинку з великої кількості ізобаричних поверхонь (земля, 975, 925, 900 і т.д.). Та крива стану, яка дасть максимальне значення CAPE і є MU CAPE. Уявімо, наприклад, що підйом від поверхні землі зумовить значення CAPE 2000 Дж/кг, підйом з 950 мб зумовить її збільшення до 3000 Дж/кг, підйом з висоти 900 мб дасть 4000 Дж/кг, а підйом з ізобаричної поверхні 850 мб – 2800 Дж/кг. Таким чином, якщо використовуються лише ці значення, то MU CAPE буде складати 4000 Дж/кг, які були одержані при підйомі частинки від 900 мб.

Це дає прогнозісту уявлення про те, яке максимальне значення CAPE може бути згенероване у певний момент часу на підставі даних радіозондування або чисельного моделювання. Цілком зрозуміло, що для досягнення розрахованого значення MU CAPE необхідно, щоб підйом частинки розпочався саме з того рівня, з якого він був одержаний. Це може відбутися або не відбутися, тому завдання прогнозіста у цьому випадку полягає у оцінці можливості ініціалізації підйому саме з цього рівня (або, принаймні, діапазону висот).

Переваги:

- 1) формує уявлення про максимально можливий потенціал конвекції;
- 2) враховується можливість розвитку вільної конвекції;
- 3) зменшує імовірність помилки «пропуску».

Недоліки:

- 1) відсутність впевненості у ініціалізації підйому частинки з одержаного рівня;
- 2) збільшує імовірність помилки «хибної тривоги».

Використання різних наближень дає змогу розглянути усі можливі сценарії, які можуть відбуватися при даній конфігурації профілю. Жодне з наближень не є ідеальним, але, наприклад, MLCAPЕ, нижчий ніж SBCAPЕ, допоможе виявити термодинамічні характеристики, які будуть сигналізувати

про несприятливі умови для розвитку потужних висхідних потоків і, як наслідок, сильної конвекції.

Більші ніж SBCAPE значення MUCAPE можуть допомогти виявити потенціал для розвитку піднесеної (вільної) конвекції на противагу конвекції від поверхні землі або з шару перемішування.

2.4 Основні методи прогнозу гроз

Представимо декілька методів прогнозування грози.

Прогноз гроз предметом частки. Прогноз гроз методом частки - це, мабуть, найпростіший і найдоступніший метод прогнозу. За даними температурно-вітрового зондування за ранковий термін синоптик обробляє аерологічну діаграму, на якій і будує криву стану. Як відомо, крива стану показує, як ізольований об'єм повітря (окрема частка) змінює свою температуру при зміні висоти. Якщо після всіх побудов на аерологічній діаграмі виявляється, що рівень конвекції вище рівня конденсації, на 4,5 км і більше, то по району слід очікувати грози, а для пункту потрібно прогнозувати грозу яким-небудь іншим способом.

Прогноз гроз за методом Н.В. Лебедєвої. Для прогнозу гроз, зливових опадів і інших явищ, пов'язаних з розвитком потужної купчасто і купчасто-дощової хмарності Н.В. Лебедєва запропонувала за даними ранкового зондування атмосфери розраховувати параметри конвекції, за якими і визначається можливість виникнення тих чи інших конвективних явищ.

Назвемо ці параметри:

1. Сумарний дефіцит температури точки роси на рівнях 850, 700 і 500 гПа ($\sum D$, °C). Цей параметр побічно враховує вплив залучення і характеризує можливість утворення хмарності в шарі 850-500 гПа. Якщо $\sum D > 25$ °C, то подальші розрахунки не виробляються, тому що при великій сухості повітря в

нижній половині тропосфери конвекція не призводить до утворення купчасто-дощових хмар. Якщо ж $\sum D < 25^\circ \text{C}$, то розраховується другий параметр.

2. Дефіцит температури точки роси у землі або на верхній межі приземної інверсії на момент максимального розвитку конвекції (D_0 , $^\circ\text{C}$). Якщо $D_0 > 20^\circ\text{C}$, то рівень конденсації розташований на висоті більше 2,5 км, отже, опади не будуть досягати поверхні землі, і подальші розрахунки не виробляються. При такій висоті рівня конденсації, а отже, і висоті нижньої межі хмар, крапля дощу по шляху до землі встигне повністю випаруватися. Якщо ж рівень конденсації розташований нижче 2 км і для виникнення конвекції існують сприятливі умови, то в цьому випадку слід визначати всі інші параметри.

3. Товщина конвективно-нестійкого шару (КНС) ($\Delta H_{\text{кнс}}$, гПа). Кожна частинка цього шару бере участь в конвекції до великих висот. Чим більше товщина КНС, тим більше ймовірність утворення купчасто-дощової хмарності, тим більша ймовірність розвитку грозової діяльності.

4. Рівень конденсації ($H_{\text{конд}}$, км). Рівень конденсації характеризує середнє положення висоти нижньої межі купчасто-дощової хмарності. Визначення рівня конденсації також проводиться по аерологічній діаграмі.

5. Рівень конвекції ($H_{\text{конв}}$, км). Рівень конвекції дозволяє визначити середнє положення вершин купчасто-дощових хмар. Абсолютно очевидно, що чим вищий цей рівень, тим більш потужними повинні бути «грозові» хмари.

6. Температура повітря на рівні конвекції ($T_{\text{конв}}$, $^\circ\text{C}$). Встановлено, що чим нижче ця температура, тим більш ймовірні зливи і грози.

7. Середня величина відхилення температури на кривій стану (T') від температури на кривій стратифікації (T). Це відхилення (ΔT) визначається за формулою. Цілком очевидно, що чим більше ΔT , тим більше ступінь нестійкості повітря, а отже, тим інтенсивніше може розвиватися конвекція.

8. Середня вертикальна потужність конвективних хмар ($\Delta H_{\text{к.о.}}$, км). Ця

величина визначається як різниця висот рівня конvekції і рівня конденсації. Чим більше ця величина, тим більше ймовірне виникнення конвективних явищ і тим більше їх інтенсивність. За результатами розрахунку зазначених восьми параметрів конvekції відповідно до табл. 1.1 Н.В. Лебедева пропонує оцінювати можливість виникнення конвективних явищ.

Справджуваність прогнозу наявності гроз за методом Н.В. Лебедевої становить 80%, а їх відсутність - 89%. Метод Н.В. Лебедевої розроблений, як і деякі інші, на основі методу частки. [3]

3 ГРОЗОВА ДІЯЛЬНІСТЬ НАД ТЕРИТОРІЄЮ УКРАЇНИ

3.1 Вихідні дані

В якості вихідних даних використовувалися дані електронних щоденників погоди *rp5* (<https://rp5.ua>) за період з 2014 по 2019 роки.

3.2 Грозава діяльність над станцією Одеса (аеропорт)

На станцію має великий вплив її географічне розташування. З даного переліку станцій лише Одеса знаходиться на півдні України, поблизу Чорного моря. Отже, клімат Одеси помірно-морський з рисами субтропічного, з м'якою зимою (з грудня по лютий), щодо затяжною весною і теплим тривалим (з травня по вересень), нерідко дуже спекотним, літом і довгою теплою осінню. За класифікацією Кеппена - вологий континентальний (Dfb), близький до субтропічного (Cfa). Випадання опадів розподіляється рівномірно. Клімат міста відрізняється від клімату інших міст України м'якою зимою і жарким літом.

За період з 1.01.2014 по 31.12.2019 на станції Одеса аеропорт було зафіксовано 344 випадки грозової активності.

В цілому за п'ять років грозова активність спостерігалась впродовж 344 термінів. Якщо проводити аналіз по роках, то максимальну повторюваність гроз можна виділити в 2014 році – 87 термінів. Але, в 2015 та в 2016 грозова активність спостерігалась впродовж 37 та 40 термінів відповідно. А в 2017 році гроза була зафіксована впродовж 86 термінів. В 2018 році гроза спостерігалась впродовж 70 термінів. Загалом можна відмітити, що за останні роки повторюваність гроз збільшилася.

Табл. 3.1 - Кількість термінів з грозовою активністю за період 2014-2019 рр

Роки	Строки
2014	87
2015	37
2016	40
2017	86
2018	70
2019	24

Так якщо порівняти 2015 рік та 2018, то можна визначити, що грозова активність збільшилася на 10%. Але при цьому з 2018 до 2019 року грозова активність зменшилася майже в три рази.

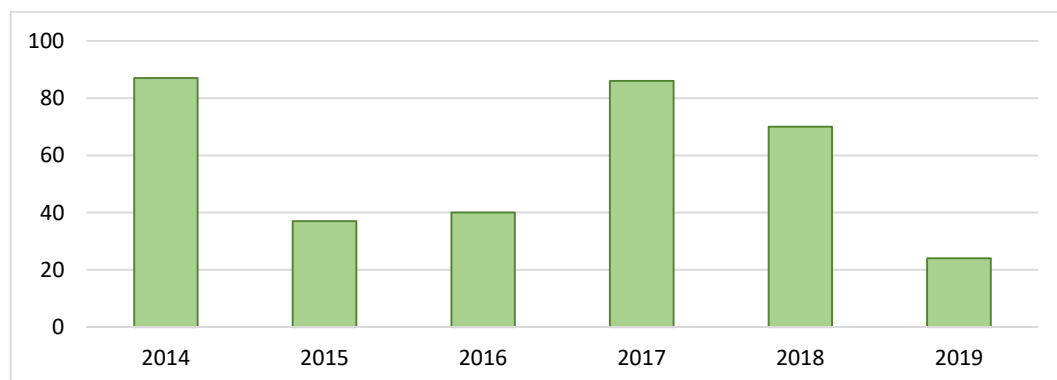


Рис 3.1- Кількість термінів з грозовою активністю над станцією Одеса аеропорт за період 2014-2019 рр

Як видно з графіка максимум кількості днів з грозою спостерігався в 2014 році та складав 87 термінів. Також в 2017 році відмічалось майже таке ж значення термінів з грозою (86). Мінімум припадає на 2019 рік, в якому

грозова активність спостерігалась лише на протязі 24 годин.

Табл. 3.2. - Кількість днів з грозовою активністю на станції Одеса аеропорт в різні місяці в період 2014-2019 рр

Місяці Явище	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII
Гроза	0	0	0	2	12	17	27	15	4	1	0	0
Гроза з опадками	0	0	0	1	6	12	14	5	5	1	0	0

За даними таблиці видно, що максимальна повторюваність днів з грозою з опадами та без була зафіксована в липні, 27 днів було з грозою, та 14 – гроза із дощем. Загалом за теплий період було зафіксовано 77 випадків (59 доба в літні місяці), а за холодний період - лише 1 раз за весь заданий період, тобто приблизно 1% гроз. В січні, лютому, березні, листопаді та грудні грозова активність не була зафіксована взагалі.

3.2 Повторюваність гроз над станцією Київ (Бориспіль)

Станція розташована на півночі центральної частини України. Також станція знаходиться поблизу річки Дніпро. Класифікується як вологий континентальний клімат без сухого сезону з теплим літом (класифікація Кеппена: Dfb). Яскраво виражені чотири сезони: жаркий і вологе літо, прохолодна і дощова осінь, відносно суха і холодна зима і щодо волога, прохолодна весна.

Грозова активність над станцією Київ Бориспіль в період з 2014 по 2019

роки була зафіксована на протязі 76 термінів, при цьому в 2014 році гроза з опадами та без них не відмічалася взагалі. З 2015 по 2019 рік грозова активність збільшилася на 28%.

Табл 3.3 - Кількість термінів з грозовою активністю за період 2014-2019 рр

Роки	Строки
2014	0
2015	12
2016	7
2017	7
2018	29
2019	21

Як видно з таблиці максимальна повторюваність гроз була зафіксована в 2018 році. А в 2014 грозова активність взагалі не відмічалась. Також можна відмітити, що грозова активність в 2018 та 2019 році майже однакова.

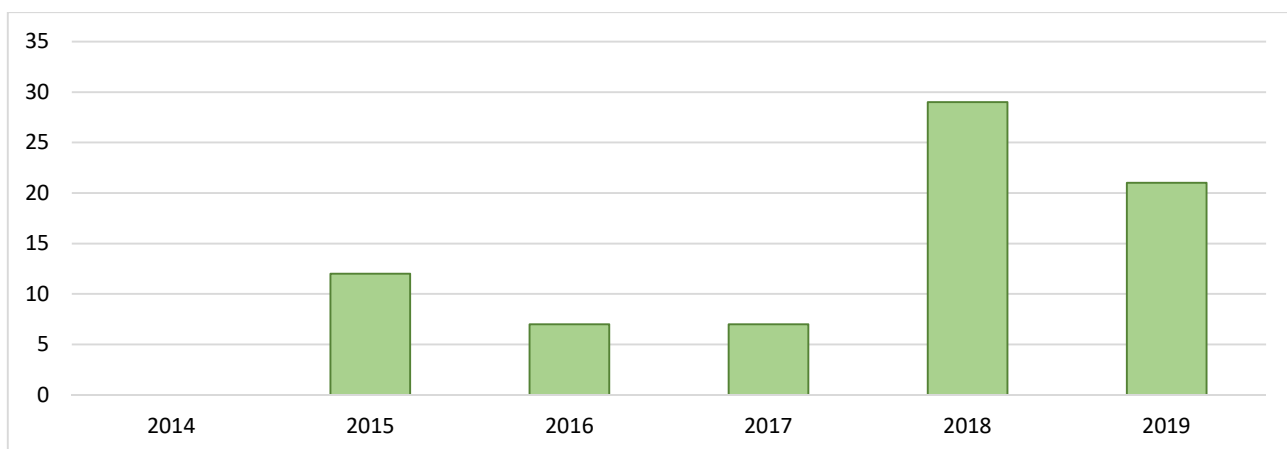


Рис 3.2 - Кількість термінів з грозовою активністю над станцією Київ Бориспіль за період 2014-2019 рр

Як видно з графіка грозова активність в 2014 році була відсутня. В 2015 термінів з грозою відмічалось лише 12. В 2016 та 2017 роках грозова активність з опадами та без складала по 7 термінів в обидва роки. А в 2018 році спостерігався максимум активності, тобто 29 термінів. Наступного року діб із грозовою активністю було 21.

Табл. 3.4. Кількість днів з грозовою активністю на станції Київ Бориспіль в різні місяці

Місяці Явище	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII
Гроза	0	0	0	0	10	6	11	6	2	0	0	0
Гроза з опадами	0	0	0	0	4	5	8	3	0	0	0	0

За даними таблиці можна побачити, що в холодний період року грозова активність над станцією не відмічалась, а в теплий період року було зафіксовано 35 днів. 25 днів із грозою відмічалась в літні місяці: в червні гроза без опадів відмічалась 6 рази, а з опадами – 5, в липні 11 та 8 відповідно, а в серпні 6 днів з грозою без дощу, та 3 з дощем. Таким чином можна побачити, що максимум грозової активності відмічалось в липні.

3.3 Грозова активність над станцією Львів аеропорт

Станція Львів розташована на заході України, на відстані близько 70 км від кордону з Польщею на стику Львівського нагір'я, горбистого Розточчя і низинного Побужжя. Через нього проходить гряда пагорбів Головного європейського вододілу, який розділяє річки Балтійського і Чорноморського басейнів (відповідно річок Буга та Дністра).

Клімат Львова класифікується як вологий континентальний клімат без сухого сезону і з теплим літом.

Загалом в розглянутий період грозова активність спостерігалась над станцією Львів аеропорт 90 термінів.

Грозова активність над станцією Львів аеропорт в 2014 році не відмічалась. В 2015 році біло зафіксовано 12 термінів з грозою, а наступного року лише 7. В 2017 році гроза з опадами та без спостерігалась впродовж 17 термінів. В 2018 році відмічався максимум активності, тобто було зафіксовано 22 терміни, а в 2019 — 35.

Табл 3.5 - Кількість термінів з грозовою активністю за період 2014-2019 рр

Роки	Терміни
2014	0
2015	12
2016	7
2017	14
2018	22
2019	35

З цих даних можна зробити висновок, що в порівнянні із 2015 роком в 2019 грозова активність збільшилась на 26%.

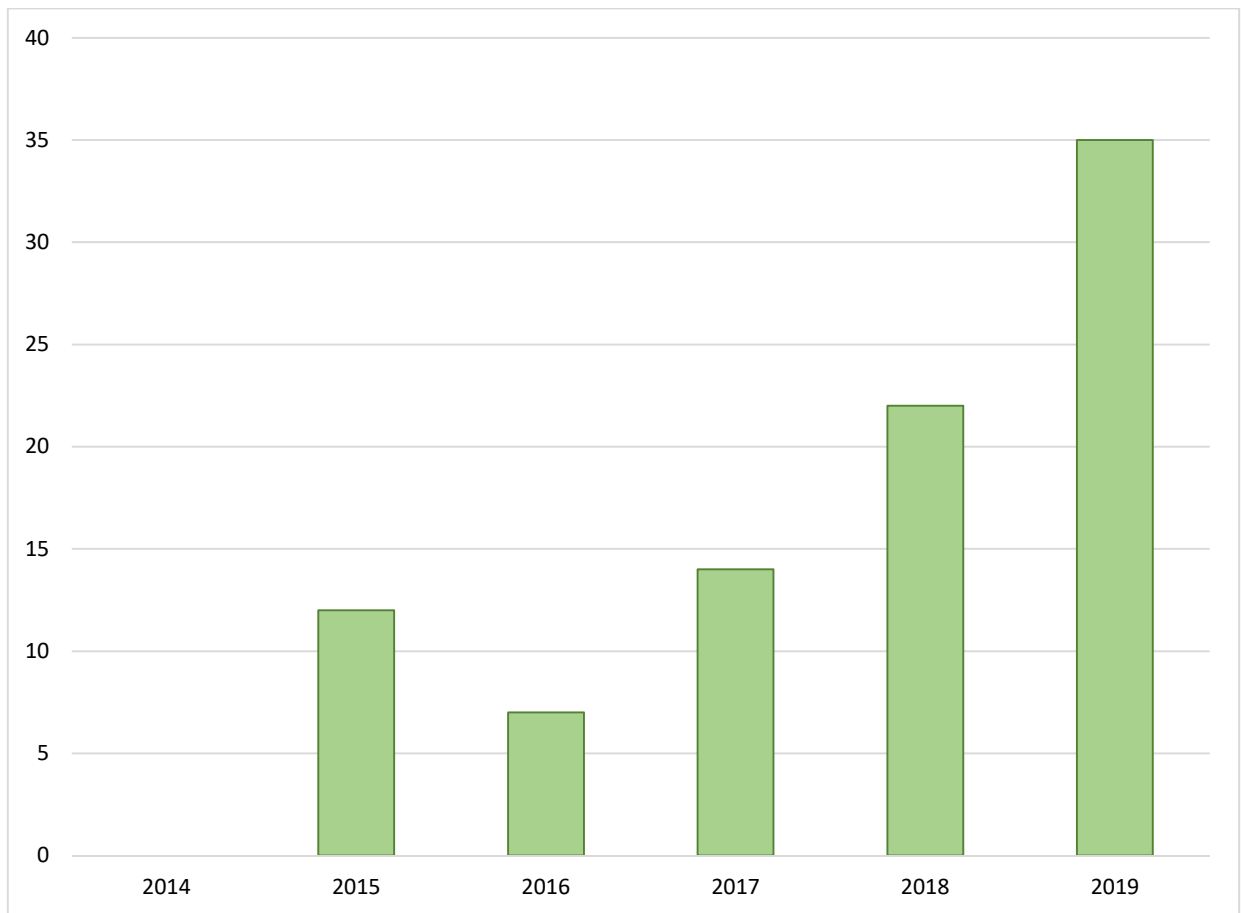


Рис 3.3 - Кількість термінів з грозовою активністю над станцією Львів аеропорт за період 2014-2019 рр

З графіка можна побачити, що грозова активність з 2016 (7 термінів) зростає майже втричі. Так станом на 2019 рік спостерігається максимум повторюваності гроз, тобто 35 термінів. В 2014 році грози взагалі не відмічаються.

Табл. 3.6 - Кількість днів з грозовою активністю на станції Львів аеропорт в різні місяці

Місяці Явище	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII
Гроза	0	0	0	2	7	8	10	3	1	0	0	0
Гроза з опадами	0	0	0	1	6	7	4	5	3	0	0	0

За даними таблиці видно, що грозова активність в квітні спостерігалась 2 дні, а гроза з дощем – 1. В травні гроза та гроза з дощем відмічалась 7 рази. В червні гроза з опадами та без них спостерігалась впродовж 8 діб. В липні гроза без опадів була зафіксована на протязі 10 днів, а без лише – 4 дні. В серпні гроза з опадами та без спостерігалась лише 3 дні, а гроза з дощем – 5. В вересні гроза без опадів відмічалась лише 1 день, а гроза з опадами – 3. Тобто максимум грозової активності було зафіксовано в липні.

Так можна виділити що вся грозова активність над станцією Львів аеропорт була зафіксована лише в теплий період року.

3.4 Грозова активність над станцією Кривий Ріг

Станція Кривий Ріг розташована в центральній частині України на місці злиття річок Інгулець та Саксагань. Клімат є степним, помірним, характеризується жарким посушливим літом і помірно-м'якою з частими відлигами зимою.

На протязі досліджуваного терміну на станції Кривий Ріг було зафіксовано 197 терміни з грозовою активністю, із них 45 у 2014 році, 19 у

2015 р., 46 та 16 у 2016 та 2017 рр відповідно. У 2018 та 2019 кількість термінів з грозою була майже однакова (37 та 34 відповідно).

3.7 - Кількість термінів з грозовою активністю на ст. Кривий Ріг за період 2014-2019 рр

Роки	Строки
2014	45
2015	19
2016	46
2017	16
2018	37
2019	34

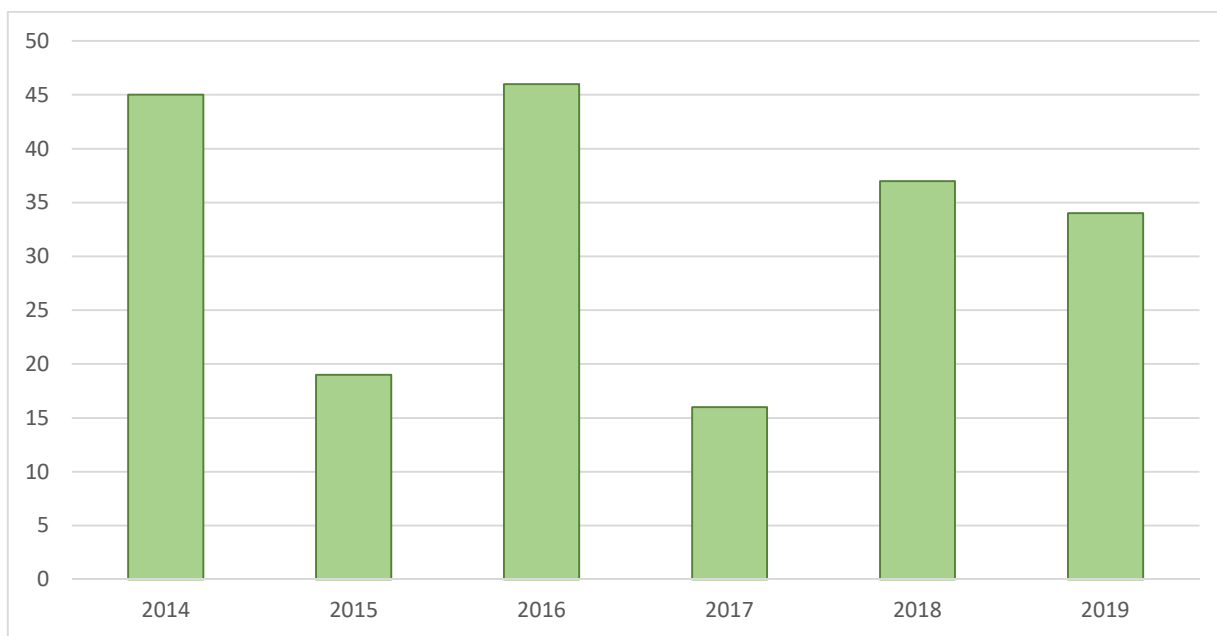


Рис 3.4 - Кількість термінів з грозовою активністю над станцією Кривий Ріг за період 2014-2019 рр

За даними таблиці можна зробити висновок, що в порівнянні із 2014 роком дні із грозою у 2019 зменшилася на 5%.

Отже, на рис видно, що в останні два роки кількість днів із грозовою активністю майже не змінилася. В 2018 році кількість термінів з грозою відмічалось 37, а у 2019 році — 34. Мінімум термінів з грозовою активністю відмічався в 2017 році, тобто 16 термінів.

Табл 3.8 - Кількість днів із грозовою активністю на ст Кривий Ріг в період 2014-2019 рр в різні місяці

Місяці Явище	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII
Гроза	0	0	1	10	35	38	37	15	2	2	0	0
Гроза з опадками	0	0	0	3	14	16	11	7	0	2	0	0

Як видно із наведеної вище таблиці грозова активність в холодне півріччя відмічалась лише на протязі одного дня в березні місяці (гроза була суха) та два дні в жовтні. В квітні гроза без опадів спостерігалась на протязі 10 днів. В наступні три місяці кількість днів з грозою була приблизно однаковою (35, 38 та 37 діб відповідно). Надалі грозова активність зменшувалась та у вересні становила лише 2 дні.

3.5. Грозова активність на станції Харків

Харків розташований на північному-заході країни на межі лісостепу та степу. Клімат на станції класифікується як вологий континентальний клімат без сухого сезону з теплим літом (класифікація Кеппена: Dfb). Яскраво

виражені чотири сезони року: спекотне і вологе літо, прохолодна і дощова осінь, відносно суха, холодна зима і тепла, щодо волога весна.

Всього на станції Кривий Ріг було зафіксовано 215 термінів із грозовою активністю, з котрих 53 — у 2014 році. Максимальне значення відмічалось в 2016 році і становило 60 термінів. У наступні три роки кількість термінів із грозою майже не змінювалось. Так на 2019 рік це значення становило 28.

Табл 3.9 - Кількість термінів з грозою на ст Харків у період 2014-2019 рр

Роки	Строки
2014	53
2015	33
2016	60
2017	21
2018	20
2019	28

Так у 2019 році кількість термінів з грозою зменшилась на 12% порівняно з 2014 роком.

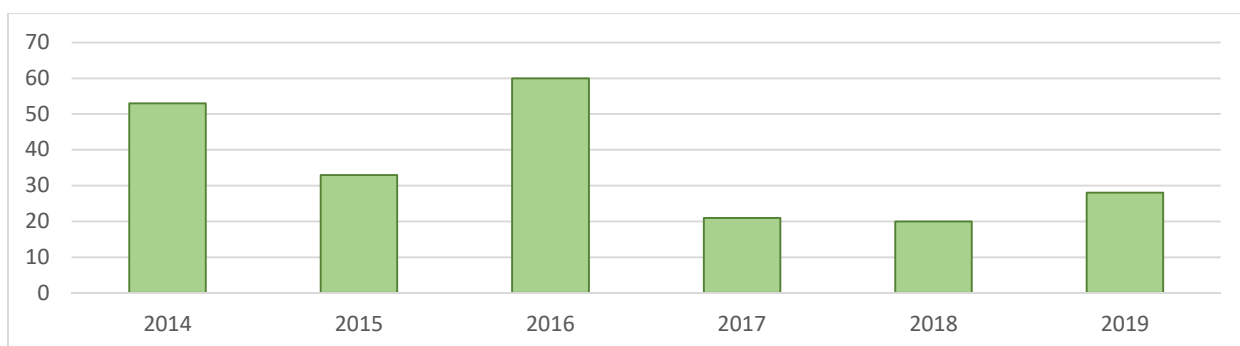


Рис 3.5 - Кількість термінів з грозовою активністю над станцією Харків за період 2014-2019 рр

З рис видно, що в останні три роки кількість термінів з грозовою активністю майже не змінилася і в середньому складала 23 терміни. При чому мінімум відмічався в 2018 році. Максимум був зафіксований в 2016 році (60 термінів).

Табл. 3.10 - Кількість днів з грозовою активністю на ст Харків в період 2014-2019 рр в різні місяці

Місяці Явище	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII
Гроза	0	0	2	7	36	38	38	16	1	4	1	0
Гроза з опадами	0	0	1	0	11	17	15	5	1	3	1	0

Як видно із табл 3.10 на ст Кривий Ріг в холодне півріччя грози з опадами та без відмічались на протязі 7 діб. В травні було зафіксовано 36 днів з грозою. Максимальне значення днів з грозовою активністю в червні та липні та становило 38 днів, а мінімум в вересні — лише 1 день.

Тобто можна зробити висновок про те, що майже всі грози на розглянутій станції спостерігалися в тепле півріччя.

4 ПРОГНОЗ ГРОЗОВОЇ АКТИВНОСТІ НАД ТЕРИТОРІЄЮ УКРАЇНИ

4.1 Вихідні дані

В якості вихідних використовувалися дані електронних щоденників погоди *rp5* (<https://rp5.ua>), дані радіозондування атмосфери із програми RAOB, аеросиноптичний матеріал АРМСин за останні п'ять років по станціям Київ та Кривий Ріг.

4.2 Визначення індексів, які найчастіше вірно сигналізували про можливість утворення грози

Для виділення зон, охоплених конвекцією різної інтенсивності, необхідне знання порогових значень індексів, при подоланні яких розвивається та чи інша небезпечна конвективне явище. Огляд наукової літератури дозволив помітити, що порогові значення індексів, які свідчать про розвиток конвекції, істотно відрізняються для різних географічних регіонів світу [25, 27-29, 33-36, 40, 41], тому для оперативної роботи досить актуальною проблемою є визначення порогових значень тих чи інших індексів, з ціллю покращення якості прогнозування. Саме ця задача і вирішується в наведеному розділі для території України.

Загальна кількість індексів складає 48 (рис.4.1). Можливість виникнення конвективної нестійкості поділяється на три градації інтенсивності: слабка (weak), помірна (moderate) а сильна (strong). В наведеній роботі бралися ті індекси та параметри, що попадали в день прогнозування грози до градації сильна (strong).

height	Parameter	Weak	Moderate	Strong
1	200 mb Wind Speed (kt) (0+360) Dir:190	29		
1	500 mb Wind Speed (kt) (0+360) Dir:230	8		
1	700 mb Wind Speed (kt) (0+360) Dir:085	8		
1	700 mb Dewpoint Depression (C)			8,0
1	850 mb Wind Speed (kt) (0+360) Dir:015	6		
1	850 mb Dewpoint (C)	8,8		
1	700 - 500 mb lapse rate (C/km)	-6,6		
1	Boyden Index		97,9	
1	BRN - Bulk Richardson No.			104
1	BRN Shear (m ² /s ²)	3,9		
1	CAP Strength		1,4	
1	CAPE 0-3 km, AGL	0		
1	CAPE Total	347		
1	Craven SigSvr Parameter (mixed-layer lift)	1		
1	CT - Cross Totals		19,7	
1	DCAPE 6,0 km, AGL		936	
1	Delta Theta-e (ePT)		15,1	
1	EHI - Energy Helicity Index	0,0		
1	GOES HMI (Hybrid Microburst Index)	6		
1	Hail (cm)		0,64	
1	Heat Burst Index	87		
1	HI - Humidity Index		31,0	
1	JI - Jefferson Index		28	
1	K Index		28,5	
1	KO Index			-8,4
1	LFC-LCL height (m)		1319	
1	LFC - Level of Free Convection (mb)		688	
1	LI - Lifted Index	-2,0		
1	MDPI - Microburst Day Potential Index		0,5	
1	NCAPE (Normalized CAPE)	0,06		
1	S Index	39,4		
1	SCP - Supercell Composite Parameter	0,0		
1	Severity - Thunderstorm Severiry Index	4,3		
1	SHIP - Significant Hail Parameter	0,0		
1	SI - Showalter Index		0,9	
1	srH - storm-relative Helicity (0-3 km)	16		
1	STP - Significant Tornado Parameter	0,0		
1	Surface Dewpoint (C)		15,0	
1	SWEAT Index	125,6		
1	T2 Gust (kt)		45	
1	TI - Thompson Index		31	
1	TQ Index		14	
1	TT - Total Totals		47,4	
1	VGP - Vorticity Generation Parameter	0,075		
1	VT - Vertical Totals			27,7
1	Waterspout1 Index NWS	28		
1	WBZ - WetBulb Zero Hgt (ft,AGL) *	11003		
1	Windex (kt)		48	
1	WMSI - Wet Microburst Severity Index	6		
Weighted Category Totals:		26	19	4
RPM = 8%				
RPM = RAOB Parameter Metric				

Рис.4.1 - Приклад представлення таблиці параметрів нестійкості атмосфери

Як можемо побачити, в кожен день прогнозування грози, не всі індекси показували можливість її утворення. Пояснюється це тим, що не всі вони призначені для прогнозу саме грози.

Після відбору випадків з грозами на станціях Київ та Кривий Ріг були переглянуті всі параметри та відібрані тільки ті з них, що прогнозували конвективну діяльність від розвитку потужної нестійкості до утворення грози або зливових опадів і із них підраховували повторюваність прогнозування

грози в кожному вибраному випадку. В результаті отримали наступний графік (рис.4.2).

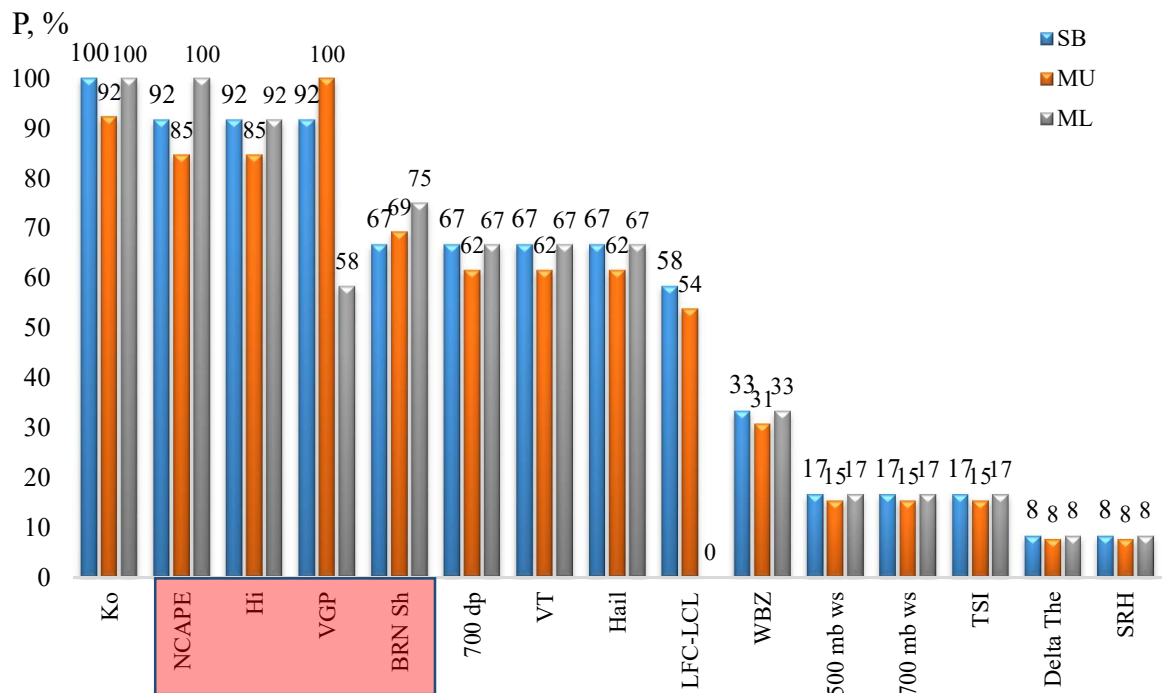


Рис. 4.2 - Повторюваність (%) випадків прогнозу конвективної нестійкості за допомогою індексів при різних типах адіабатичного підйому частинки

Із рисунка бачимо, що є всі індекси, які попали в максимальну повторюваність є такими, що прогнозують саме грозу. Деякі з них, можуть прогнозувати окремі процеси, які, в свою чергу або спонукають або є результатом формування нестійкості атмосфери. Наприклад індекс *VGP* прогнозує потенціал генерації завихрення, тобто краще всього він покаже можливість формування торнадо або смерчу. Такий індекс як *BRN* показує вертикальний зсув вітру і т.і. Доречи, вказані індекси також отримали максимум повторюваності.

Звертає на себе той факт, що найчастіше сигналізували про можливість утворення нестійкості в атмосфері типи підйому *SB* та *MU*. Можливо однією із причин є те, що більшість радіозондів за 00 год., тобто, коли краще працює

саме *SB* тип підйому, а *MU*-тип завжди прогнозує найпотужніші процеси при спрогнозованих кривих стратифікацій.

Якщо коротко охарактеризувати індекси, які отримали максимум повторюваностей, то маємо наступне:

- *Ko* - потенціальна еквівалентна температура в шарі 1000 – 500 гПа,
- *NCAPE* - конфігурація площі нестійкості,
- *HI* - вологістний індекс,
- *VGP* – потенціал генерації завихрення, який оцінює можливість нахилу завихрення по вертикалі, щоб утворити обертальні рухи,
- *BRN SH* - зсув вітру.

В роботі не розглядалися такі параметри як *CIN* та *CAPE* в силу достатньої зрозумілості можливостей за їх допомогою прогнозування грозової активності та нестійкості в цілому. Слід тільки вказати, що в більшості випадків формування гроз (якщо радіозонд випускався за декілька годин до формування грози) *CIN* був присутній як і досить слабкий *CAPE*, які, можна припустити, змінювали свої значення до таких, що спонукали утворення конвекції.

Отримані індекси із рис.4.2 представляють інтерес тим, що як вже зазначалося вище, не всі прогнозують саме грозу. Так, за допомогою індексу *VGP* прогнозують утворення торнадо (інтенсивність обертальних рухів) або суперчарункові хмари. В результаті аналізу даного параметру для території Києва та Кривого Рогу отримали, що в більшості випадків (рис. 4.3) формування гроз відбувалося при мінімальних градаціях індексу, тобто слабкі обертальні рухи все ж таки формувалися, але, зрозуміло, що до суперчарунокових торнадо не дійшло. Явища погоди, які відмічалися – зливові опади, грози та шквали.

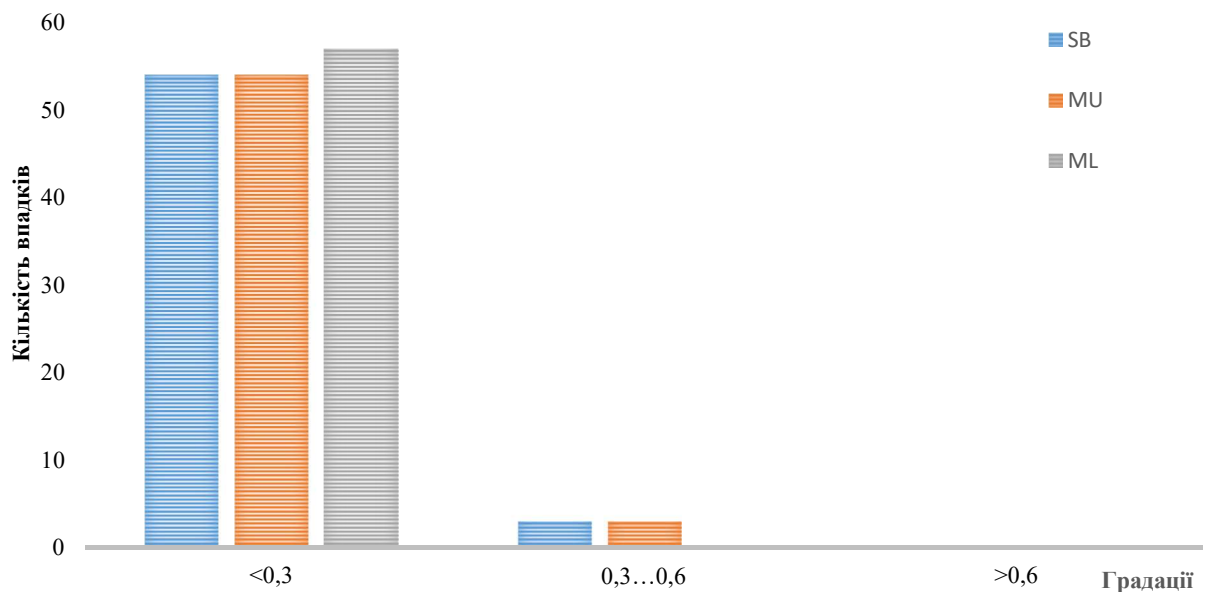


Рис. 4.3 - Кількість випадків прогнозу суперчарункової хмарності в дні з грозами за допомогою індексу *VGP* при різних типах адіабатичного підйому частинки

Окремий випадок смерчу, який спостерігався 28.07.2017 р. на ст. Кривий Ріг (рис. 4.4 а) показує, що індекс *VGP* в цей день (за 12 год) досягав значення 0,433, що за стандартною шкалою даного індексу відповідає смерченебезпчній градації та можливості виникнення мезоциклону. Але, це не єдиний параметр, який показував можливість виникнення смерчу.

Наступний параметр *BRN SH* – який прогнозує зсув вітру в деякому шарі, тобто це міра різниці векторів вітру по вертикалі. Чим більше зсув *BRN SH*, тим більше ймовірності того, що грозовий спадний потік і осадження каскад будуть відділені від висхідного потоку. До того ж, даний показник часто використовується для визначення різних видів суперчарунок. У випадку виникнення мерчу в Кривому Розі, даний індекс досягав значень $40,9 \text{ м}^2/\text{с}^2$ (рис.4.4 б).

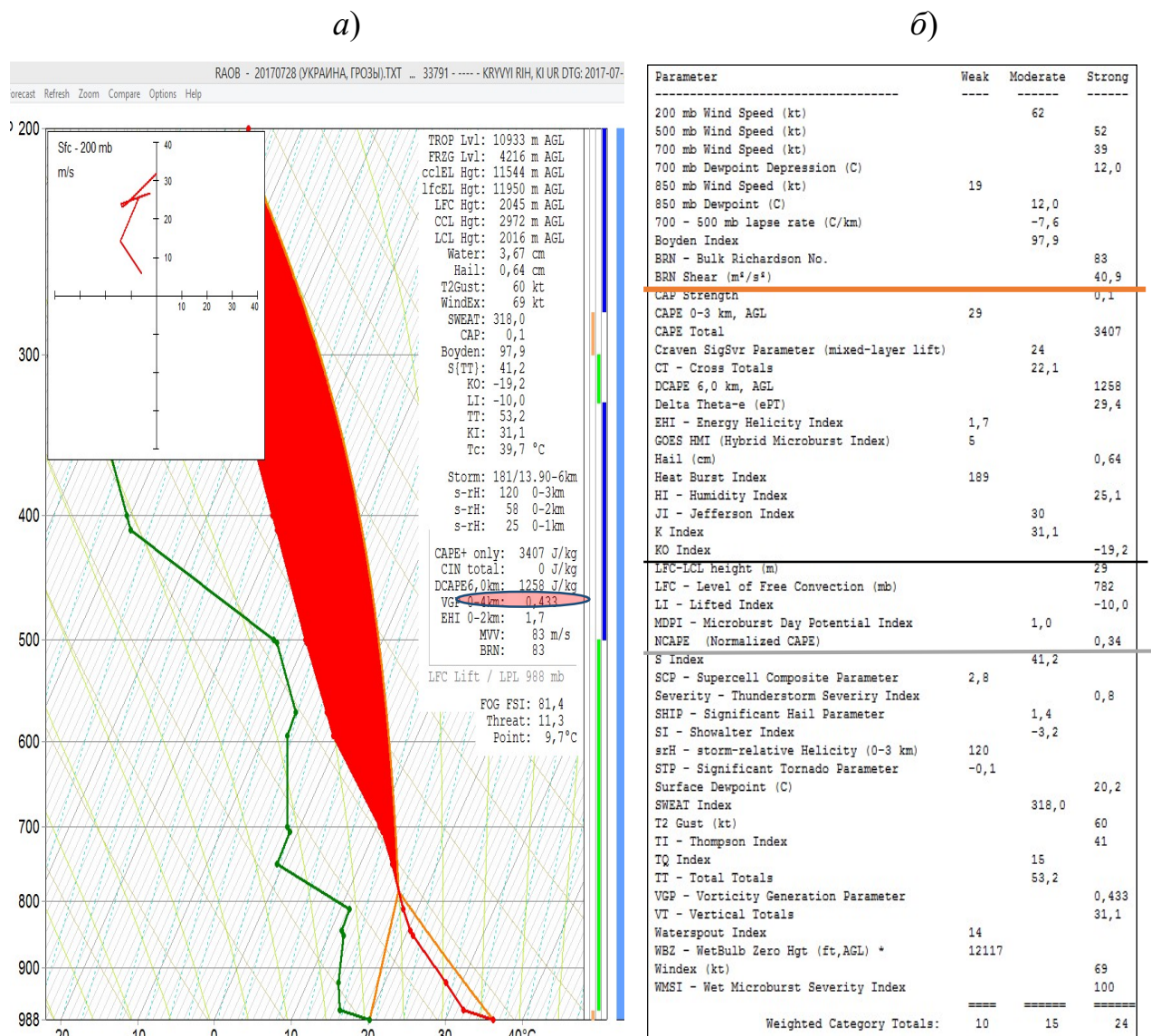


Рис.4.4 - Аерологічна діаграма а) та лістинг індексів за 12 UTC 28.07.2017 р. на ст. Кривий Ріг

Аналіз даного індексу для станцій Київ та Кривий Ріг у дні з грозами показав, що найчастіше грози формувалися при значеннях індексу зсуву (рис. 4.5), що знаходяться в градації з низькою вірогідністю суперчарунок, або в градацію (значна менша кількість випадків) імовірність потужних суперчарунок (дні з грозами, шквалами).

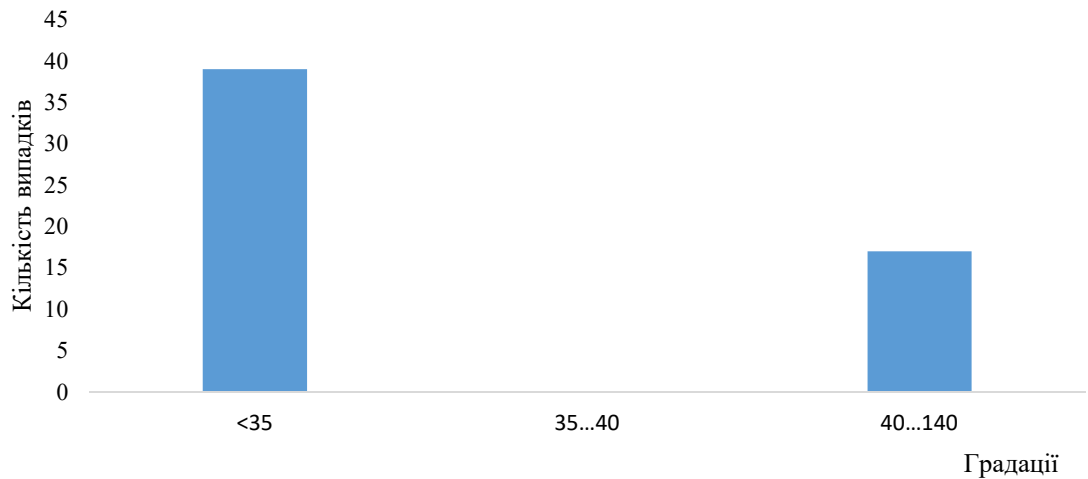


Рис. 4.5 - Кількість випадків прогнозу зсуву вітру в дні з грозами за допомогою індексу *BRN SH*

Наступні індекси вже більше відповідають безпосередньому прогнозу саме грозової активності. Так, індекс *Ko*, який використовується для визначення конвективної нестійкості повітряного потоку, показав, що майже всі грози формуються при значеннях менше 2, тобто значна імовірність розвитку гроз. В ситуації смерчу в Кривому Розі, цей індекс дорівнював -19,2 (рис. 4.4 б).

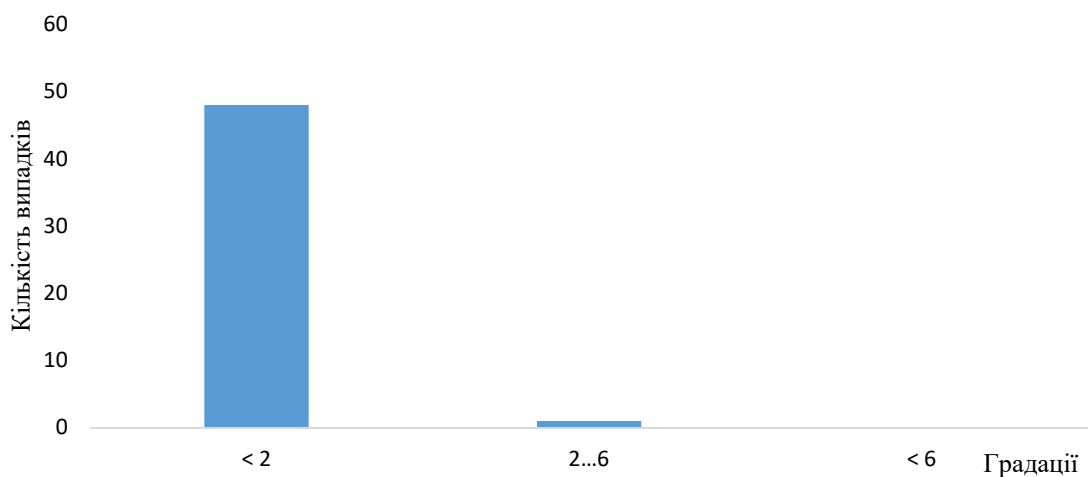


Рис. 4.6 - Кількість випадків прогнозу грозової активності за допомогою індексу *Ko*

NCAPE – аналог звичайного *CAPE*, але означає товщину та висоту області нестійкості. Так, вважається, що високі та вузькі профілі *CAPE* ($NCAPE \leq 0,1 \text{ м/с}^2$) свідчать про імовірність сильних опадів, але торнадо є малоімовірними. Низький, широкий профіль *CAPE* ($NCAPE \geq 0,3 \text{ м/с}^2$) у нижній або середній частині тропосфери може зумовити утворення інтенсивного висхідного потоку, що обертається, і, як наслідок, грозових розрядів та торнадо.

По станціям України отримали, що найчастіше грози розвиваються при високому та вузькому профілі *CAPE* при всіх типах підйому частинки.

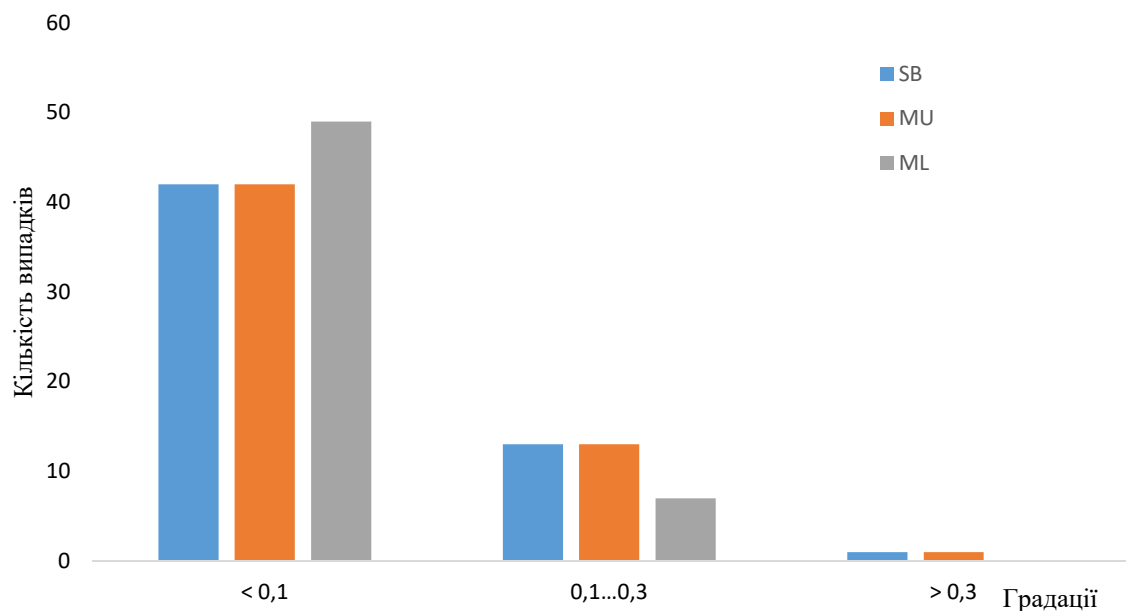


Рис. 4.7 - Кількість випадків прогнозу нестійкості в дні з грозами за допомогою індексу *NCAPE* при різних типах адіабатичного підйому частинки

На прикладі випадку зі смерчем, величина профілю складала 0,34, тобто була в градації можливості утворення інтенсивного висхідного потоку, що обертається, і, як наслідок, грозових розрядів та торнадо.

Вологісний індекс *Hi* в стандартній інтерпретації показує можливість

утворення гроз при значеннях ≤ 40 . В нашому випадку, максимальна можливість виникнення грозової активності спостерігалася при значеннях даного параметру від 21 до 30 (рис. 4.8).

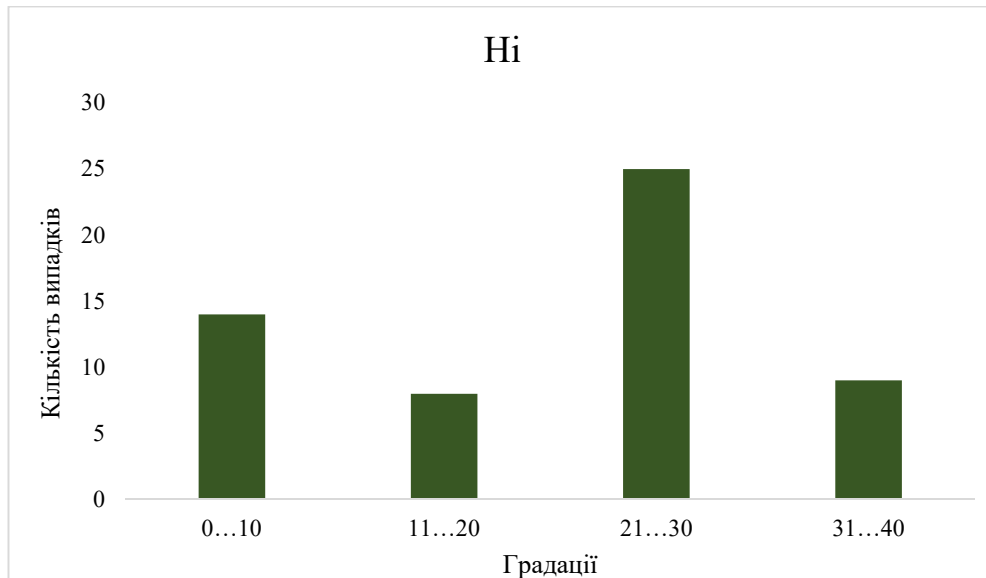


Рис. 4.8 - Кількість випадків прогнозу нестійкості в дні з грозами за допомогою індексу Hi

Слід зазначити, що окремі всплески відмічаються по всіх градаціям, але значно менші по кількості випадків.

У випадку смерчу 28.07.2017 р. в Кривому Розі, параметр Hi дорівнював 25,1, тобто, навіть по стандартним градація він не досягав масштабів смерчу. Таким чином, можна відмітити, що для прогнозу того чи іншого конвективного явища слід використовувати комплекс параметрів, які будуть доповнювати один одного.

ВИСНОВКИ

В результаті виконання роботи, можна зробити наступні висновки:

- Загалом на території України на окремих станціях в період з 2014 до 2019 року було зафіксовано 427 випадки грозової активності. Так на станції Одеса було 78 днів з грозою. На станціях Київ Бориспіль та Львів аеропорт кількість днів з грозовою активністю була майже однакова (35 та 31 відповідно). Майже така кількість днів була зафіксована і на станціях Кривий Ріг та Харків, де грозова активність спостерігалась протягом 140 та 143 діб відповідно.
- Якщо розглядати повторюваність гроз по місяцям, то в Києві, Кривому Розі і Харкові, максимум припадає на травень, червень та липень. В Одесі – червень та липень. У Львові – липень.
- Також можна відмітити, що в центральній частині країни, а також на північному сході грозова активність зменшується в середньому на 8%. В решті розглянутих регіонів кількість днів з грозовою активністю збільшилась в середньому на 17%. А максимум цього показника приходить на станцію Київ, тобто на північну частину країни.
- Визначені чотири параметри, які найчастіше вірно сигналізували про можливість утворення грози: Ko , $NCAPE$, Hi , VGP , $BRN SH$.
- Визначені критеріальні значення, при яких наведені параметри прогнозували можливість грозової активності над територією України:

Параметри	Граничні значення для виникнення грозової активності	Стандартні градації
Ko	< 2	> 6 грози не утворюються 2-6 - можливі грози < 2 - максимальна можливість гроз
$NCAPE$	$< 0.1 (Sb, Mu, MI)$	$\geq 0,3$ (Низький, широкий профіль) – можливі грозових розрядів та торнадо

		$\leq 0,1$ (Високі та вузькі профілі) - імовірність сильних опадів, але торнадо є малоімовірними
<i>Hi</i>	21...30	<40 наявність гроз
<i>VGP</i>	< 0.3 (<i>Sb, Mu, MI</i>)	< 0.3 суперчарунки малоімовірні > 0.6 суперчарунки імовірні
<i>BRN SH</i>	<35 (грози), 40...140 (шквали)	від 7 – окремі шторми від 30 – незначні шторми від 45 – суперчарунки без торнадо 55-70 торнадо різної сили

СПИСОК ВИКОРИСТАНИХ ДЖЕРЕЛ

1. Воробьев В.И. Синоптическая метеорология. – Л.: Гидрометеиздат, 1991. – С. 579-594.
2. Зверев А.С. Синоптическая метеорология. – Л. Гидрометеиздат, 1977. – С. 535-545.
3. Івус Г.П. Короткострокові прогнози погоди з урахуванням мезометеорології: Конспект лекцій – Одеса: 2007. – 162 с.
4. Руководство по практическим работам метеорологических подразделений авиации Вооруженных Сил СССР. – М.: Воениздат, 1981. – 376 с.
5. <http://www.flymeteo.org/stat/indexneust.php>
6. Andersson, T., Andersson, M., Jacobsson, C., Nilsson, S., 1989: Thermodynamic indices for forecasting thunderstorms in southern Sweden. Meteorol. Mag. 116, 141-146.
7. Проценко Г.Д. Метеорологія та кліматологія: Навчальний посібник. – К. 2007. -276 с.
8. Roland Stull. Practical Meteorology: An Algebra-based Survey of Atmospheric Science. - Vancouver 2016. - 924 с.
9. Прогноз опасных явлений погоды. методические рекомендации. – М.: Воениздат, 1988. – С. 45-48.
10. Stull R. Practical Meteorology. An Algebra-based Survey of Atmospheric Science. – Dept. of Earth, Ocean & Atmospheric Sciences University of British Columbia. – 2016. – С. 503-508, 523-527, 557-559.
11. Vasquez T. Storm Chasing. – Handbook, 2-nd edition. – 2009. – С.
12. Pickup, N.M., 1982: Consideration of the effect of 500-hPa cyclonicity on the success of some thunderstorm forecasting techniques. Meteor. Mag., 111, 87-97.

13. Andersson, T., Andersson, M., Jacobsson, C., Nilsson, S., 1989: Thermodynamic indices for forecasting thunderstorm CIN southern Sweden. Meteorol. Mag. 116, 141-146.
14. Проценко Г.Д. Метеорологія та кліматологія: Навчальний посібник. – К. 2007. -276 с.
15. Charba, J.P., 1977: Operational system for predicting thunderstorms two to six hours in advance. NOAA Technical Memo. NWS TDL-64. 24pp.
16. Barlow, W.R., 1993: A new index for prediction of deep convection. Preprints, 17th Conf. on Severe Local Storms. Amer. Meteor., St. Louis, MO, pp. 129-132.

ДОДАТОК А

ДОВІДКА

кафедри метеорології та кліматології
до магістерської роботи
магістра гр. МЗМ-19 Погорелової Марії Максимівни
на тему:
«Особливості використання сучасних методів прогнозу грозової
діяльності над територією України»

- **Погорелова М.М.** «Визначення параметрів нестійкості атмосфери, що є найбільш показовими при прогнозуванні грозової активності»
Матеріали XIX наукової конференції молодих вчених ОДЕКУ, 25-29 травня. Одеса: ОДЕКУ. 2020., с. 275.

<http://odeku.edu.ua/wp-content/uploads/Materiali-XIX-konferentsiyi-molodih-vchenih-25-29-travnnya-2020.pdf>

- Тема магістерської роботи виконувалася в рамках кафедральної наукової теми: «Прогнозування небезпечних метеорологічних явищ над південними районами України» (2015-2019 рр., ДР № 0115U006532).

Зав. кафедрою

метеорології та кліматології

к.геогр.н., доц. Прокоф'єв О.М.

ДОДАТОК Б

Вихідні дані параметрів нестійкості атмосфери у дні з грозам

Таблиця Б.1 – Індeksi нестійкості при різних типах підйому в дні з грозами

	BRN			Ko			VGP			NCAPE			Hi		
	SB	MU	ML	SB	MU	ML	SB	MU	ML	SB	MU	ML	SB	MU	ML
31.05.2016	0	0	0	-1,3	-1,3	-1,3	0	0	0	0	0	0	16,8	16,8	16,8
28.06.2016	0	0	0	-8,4	-8,4	-8,4	0	0	0	0	0	0	0	0	0
18.07.16 00UTC	88,1	88,1	88,1	-9,2	-9,22	-9,2	0,254	0,31	0	0	0	0	0	0	0
18.07.16 12UTC	56,1	56,1	56,1	-4,3	-4,3	-4,3	0,294	0,294	0	0	0	0	0	0	0
27.07.16 00UTC	119,3	119,3	119,3	-4,7	-4,7	-4,7	0	0	0	0	0	0	24,2	24,2	24,22
27.07.16 12UTC	52,2	52,2	52,2	-9,8	-9,8	-9,8	0	0	0	0	0	0	26	26	26
25.05.2016	0	0	0	-2,7	-2,7	-2,7	0,06	0,06	0,015	0,03	0,03	0,01	24	24	24
28.05.2016	0	0	0	-	-	-	0,008	0,008	0,003	0	0	0	0	0	0
10.06.2016	20,9	20,9	20,9	-3,8	-3,8	-3,9	0,161	0,161	0	0,07	0,07	0,07	26	26	26
16.06.2016	0	0	0	-4,2	-4,2	-4,2	0,099	0,099	0	0,03	0,03	0,03	25	25	25
28.06.2016	0	0	0	-8,4	-8,4	-8,4	0,075	0,075	0,036	0,06	0,06	0,05	0	0	0
29.06.2016	30,6	30,6	30,6	-3,3	-3,3	-3,3	0	0,07	0,038	0,03	0,03	0,03	16,1	16,1	16,1
18.07.2016	56,1	56,1	56,1	-4,3	-4,3	-4,3	0,294	0,294	0,049	0,09	0,09	0,02	24,3	24,3	24,3
05.06.2016	21,8	21,8	21,8	-5,9	-5,9	-5,9	0,034	0,034	0	0,01	0,01	0,01	0	0	0
21.06.2016	45,3	45,3	46,3	-2,8	-2,8	-2,8	0,03	0,03	0,007	0,02	0,02	0	19,9	19,9	19,9
26.06.2016	29,1	29,1	29,1	-4,5	-4,5	-4,6	0,116	0,116	0	0,04	0,04	0,04	25	25	25
01.07.2016	374,1	374,1	347,1	0,7	0,7	0,7	0	0,022	0	0	0	0	26	26	26

	BRN			Ko			VGP			NCAPE			Hi		
	SB	MU	ML	SB	MU	ML	SB	MU	ML	SB	MU	ML	SB	MU	ML
13.07.2016	74,6	74,6	74,6	-	-	-	0	0	0	0	0	0	18,9	18,9	18,9
27.07.2016	52,2	52,2	52,2	-9,8	-9,8	-9,8	0,244	0,244	0,012	0,16	0,16	0,01	26	26	26
28.07.2016	146,5	146,5	146,5	-6,3	-6,3	-6,3	0,409	0,409	0,038	0,17	0,17	0,02	0	0	0
29.07.2017	0	0	0	-4,2	-4,3	-4,2	0,11	0,11	0	0,05	0,05	0,05	24	24	24
28.08.2017	56,3	56,3	56,3	-3,8	-3,8	-3,8	0	0,071	0	0,02	0,02	0,02	16,1	16,1	16,1
04.09.2017	107	107	107	-8,4	-8,4	-8,4	0,276	0,276	0,104	0,1	0,1	0,03	29	29	29
20.09.17 00UTC	234,3	234,3	234,3	-	-	-	0	0	0	0	0	0	0	0	0
06.05.2018	21,7	21,7	21,7	-	-	-	0,192	0,192	0	0,17	0,17	0,17	0	0	0
12.05.2018	10,8	10,8	-	2,1	2,1	-	0,038	0,038	0	0,07	0,07	0	23,7	23,7	0
13.05.2018	12,7	12,7	12,7	0	0	0	0,026	0,026	0	0,03	0,03	0,03	28,9	28,9	28,9
17.05.2018	13,3	13,3	13,3	0	0	0	0,039	0,039	0	0,03	0,03	0,03	31	31	31
18.05.2018	29,4	29,4	29,4	0	0	0	0,177	0,177	0,177	0,14	0,14	0,14	24,8	24,8	24,8
20.05.2018	54	54	54	1,3	1,3	1,3	0	0	0	0	0	0	20,4	20,4	20,4
23.05.2018	5,5	5,5	5,5	0	0	0	0,129	0,129	0,021	0,1	0,1	0,02	40	40	40
04.06.2018	7,1	7,1	7,1	0	0	0	0,036	0,036	0	0,05	0,05	0,05	39	39	39
05.06.2018	2,9	2,9	2,9	0	0	0	0,039	0,039	0	0,03	0,03	0,03	23	23	23
13.06.2018	14,6	14,6	14,6	0	0	0	0,026	0,026	0	0,04	0,04	0,04	25	25	25
15.06.2018	6,5	6,5	6,5	0	0	0	0,194	0,194	0,089	0,26	0,26	0,08	26	26	26
16.06.2018	10,2	10,2	10,2	0	0	0	0,046	0,046	0,008	0,1	0,1	0,03	37	37	37
22.06.2018	7,1	7,1	7,1	0	0	0	0,016	0,016	0	0,04	0,04	0,04	32	32	32
29.06.2018	144,9	144,9	144,9	0	0	0	0,207	0,207	0,043	0,09	0,09	0,01	36,8	36,8	36,8
30.06.2018	2,4	2,4	2,4	-	-	-	0,021	0,021	0,014	-0,08	-0,08	-0,03	0	0	0
06.07.2018	2,5	2,5	2,5	-	-	-	0,016	0,016	0,013	-0,01	-0,01	-0,01	0	0	0
07.07.2018	9,6	9,6	9,6	0	0	0	0,201	0,201	0,138	0,28	0,28	0,16	15,9	15,9	15,9
11.07.2018	59,5	59,5	59	0	0	0	0,075	0,075	0,022	0,06	0,06	0,01	26	26	26

	BRN			Ko			VGP			NCAPE			Hi		
	SB	MU	ML	SB	MU	ML	SB	MU	ML	SB	MU	ML	SB	MU	ML
13.07.2018	13	13	13	0	0	0	0	0	0	0	0	0	32	32	32
16.07.2018	7,8	7,8	7,8	0	0	0	0,082	0,082	0,029	0,23	0,23	0,04	21,5	21,5	21,5
17.07.2018	21,9	21,9	21,9	0	0	0	0	0	0	0	0	0	39	39	39
20.07.2018	7,3	7,3	7,3	0	0	0	0,137	0,137	0,128	0,24	0,24	0,21	10,1	10,1	10,1
21.07.2018	3,8	3,8	3,8	0	0	0	0,105	0,105	0,012	0,22	0,22	0,01	21	21	21
23.07.2018	4,3	4,3	4,3	0	0	0	0,069	0,069	0,019	0,21	0,21	0,03	25	25	25
24.07.2018	12,5	12,5	12,5	0	0	0	0,038	0,038	0,035	0,04	0,04	0,03	22,7	22,7	22,7
25.07.2018	52,2	52,2	52,2	0	0	0	0,311	0,311	0,266	0,19	0,19	0,15	6,6	6,6	6,6
27.07.2018	18,5	18,5	18,5	0	0	0	0,192	0,192	0,105	0,34	0,34	0,13	27	27	27
28.07.2018	2,1	2,1	0	-	-	-	0,012	0,013	0	-0,02	-0,03	0	0	0	0
30.07.2018	5,4	5,4	5,4	0	0	0	0,163	0,163	0,112	0,28	0,28	0,15	29,9	29,9	29,9
05.08.2018	9,7	9,7	9,7	0	0	0	0	0,004	0	0	0	0	34	34	34
06.08.2018	5,2	5,2	5,2	0	0	0	0,007	0,007	0	0	0	0	25	25	25
11.09.2018	21,5	21,5	21,5	0	0	0	0,132	0,132	0,033	0,11	0,11	0,02	18	18	18

