

МІНІСТЕРСТВО ОСВІТИ І НАУКИ УКРАЇНИ
ОДЕСЬКИЙ ДЕРЖАВНИЙ ЕКОЛОГІЧНИЙ УНІВЕРСИТЕТ

Навчально-науковий
гідрометеорологічний інститут
Кафедра метеорології та кліматології

Кваліфікаційна робота магістра

на тему: Сучасні методи прогнозу грозової активності та методика їх
використання на території України

Виконав студент 2 курсу групи МЗМ-21
Спеціальності 103 «Науки про Землю»
Освітня програма
«Метеорологія і кліматологія»
Чорна Анна Леонідівна

Керівник канд. геогр. наук
Міщенко Наталя Михайлівна

Рецензент канд. геогр. наук, доцент
Грушевський Олег Миколайович

Одеса 2022

МІНІСТЕРСТВО ОСВІТИ І НАУКИ УКРАЇНИ
ОДЕСЬКИЙ ДЕРЖАВНИЙ ЕКОЛОГІЧНИЙ УНІВЕРСИТЕТ

Навчально-науковий гідрометеорологічний інститут
Кафедра Метеорології та кліматології
Рівень вищої освіти магістр
Спеціальність 103 “Науки про Землю”
(шифр і назва)
Освітня програма Метеорологія і кліматологія
(назва)

ЗАТВЕРДЖУЮ

Завідувач кафедри
метеорології та кліматології
Прокоф'єв О.М.

“ 10 ” жовтня 2022 року

**З А В Д А Н Н Я
НА КВАЛІФІКАЦІЙНУ РОБОТУ МАГІСТРА**

студенту(ці) Чорній Анні Леонідівні
(прізвище, ім'я, по батькові)

1. Тема роботи Сучасні методи прогнозу грозової активності та методика їх використання на території України

Керівник роботи Міщенко Наталя Михайлівна канд.геогр.наук,
(прізвище, ім'я, по батькові, науковий ступінь, вчене звання)

затверджені наказом ОДЕКУ від “30” вересня 2022 року № 166-С

2. Строк подання студентом роботи 17 листопада 2022 р.

3. Вихідні дані до роботи В якості вихідних, використовувалися фактичні данні щоденників погоди гр5 для обраних станцій, данні радіозондування flu meteo та дані об'єктивного аналізу NCEP/NCAR (температура та вологість повітря на рівнях 850, 700, 500 гПа)

4. Зміст розрахунково-пояснювальної записки перелік питань, які потрібно розробити) Відбір випадків з грозами за 2017...2021 рр. (теплий період); створення бази даних синоптичного та температурно-вітрового зондування атмосфери для випадків з наявністю грози на обраних станціях; розрахунок повторюваності грозової активності на обраних станціях; розрахунок фронтального параметру та побудова його полів; співставлення результатів фронтального параметру та індексів нестійкості атмосфери.

5. Перелік графічного матеріалу (з точним зазначенням обов'язкових креслень) Рис.4.1-4.2 – Гістограми повторюваності грозової активності на станціях України, 4.3 – 4.6 – Поля фронтального параметру для різних дат з конвективною діяльністю.

6. Консультанти розділів роботи

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

7. Дата видачі завдання 10 жовтня 2022 р.

КАЛЕНДАРНИЙ ПЛАН

№ з/п	Назва етапів кваліфікаційної роботи	Термін виконання етапів роботи	Оцінка виконання етапу	
			у %	за 4-х бальною шкалою
1	Отримання завдання	10.10.2022 р.		
2	Збір вихідних даних до роботи. Ознайомлення з літературними джерелами за темою магістерської кваліфікаційної роботи.	11.10.2022 р. – 31.10.2022 р.	95	відмінно
	Рубіжна атестація	01.11.2022 р.- 05.11.2022 р.	95	відмінно
3.	Створення бази даних синоптичного та температурно-вітрового зондування атмосфери для випадків з наявністю грози на обраних станціях	6.11.2022 р. – 8.11.2022 р.	95	відмінно
	Розрахунок повторюваності грозової активності на обраних станціях	9.11.2022 р.- 11.11.2022 р.	95	відмінно
	Розрахунок фронтального параметру та побудова його полів	12.11.2022 р. – 13.11.2022 р.	93	відмінно
	Співставлення результатів фронтального параметру та індексів нестійкості атмосфери	14.11.2022 р. – 16.11.2022 р.	95	відмінно
	Узагальнення отриманих результатів. Оформлення остаточної електронної версії роботи та передача її на процедуру встановлення ступеня оригінальності, відсутності ознак плагіату.	17.11.2022 р.	95	відмінно
	Перевірка роботи на плагіат, складення протоколу і висновку керівника. Підписання авторського договору.	18-20.11.2022	-	-
	Підготовка презентаційного матеріалу	-	-	-
	Інтегральна оцінка виконання етапів календарного плану (як середня по етапам)	-	95	відмінно

Студент

(підпис)

Чорна А. Л.

(прізвище та ініціали)

Керівник роботи

(підпис)

Міщенко Н.М.

(прізвище та ініціали)

АНОТАЦІЯ

Тема магістерської кваліфікаційної роботи: Сучасні методи прогнозу грозової активності та методика їх використання на території України

Автор: Чорної Анни Леонідівни.

Актуальність дослідження. На сьогодні існує багато методів для прогнозу грозової активності, але всі вони мають досить погану справджуваність для території України, тому потребують обов'язковій адаптації. Також звертає увагу той факт, що індекси, за допомогою яких прогнозують грозову активність не завжди мають саме таке призначення, тому необхідно обрати ті із них, що прогнозують саме грозу та провести відповідну адаптацію.

Метою магістерської роботи є за допомогою даних об'єктивного аналізу розрахувати та проаналізувати поля фронтального параметра для України у дні з грозами та співставити з розрахованими індексами нестійкості атмосфери.

Завдання що вирішувалися в роботі: відбір випадків з грозами за 2017...2021 рр. (теплий період); створення бази даних синоптичного та температурно-вітрового зондування атмосфери для випадків з наявністю грози на обраних станціях; розрахунок повторюваності грозової активності на обраних станціях; розрахунок фронтального параметру та побудова його полів; співставлення результатів фронтального параметру та індексів нестійкості атмосфери.

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 подальшому підвищенні ефективності прогнозу грозової активності для території України.

Практичне значення отриманих результатів полягає у можливості застосування одержаних висновків в оперативній роботі синоптика-прогнозіста, а саме у можливості уточнення прогнозу зливових опадів та грозової активності. Використовуючи дані об'єктивного аналізу, спрогнозувати можливі положення найбільш загострених ділянок атмосферних фронтів і найбільш імовірні області випадіння зливових опадів.

Ключові слова: фронтальний параметр, зливові опади, грозова активність, індекси нестійкості, бароклинність, нестійкість, повторюваність, сезонні особливості.

ANNOTATION

Topic of master's qualification work: Modern methods of forecasting thunderstorm activity and methods of their use on the territory of Ukraine

Author: Chorna Anna Leonidivna.

Relevance of research. Today, there are many methods for forecasting thunderstorm activity, but all of them have rather poor reliability for the territory of Ukraine, so they require mandatory adaptation. It is also worth noting that the indices used to predict thunderstorm activity do not always have exactly this purpose, so it is necessary to choose those that predict thunderstorms and carry out appropriate adaptation.

The purpose of the master's thesis is to calculate and analyze the fields of the frontal parameter for Ukraine on days with thunderstorms and to compare them with the calculated indices of atmospheric instability using the data of objective analysis.

Tasks solved in the work: selection of cases with thunderstorms for 2017...2021 (warm period); creation of a database of synoptic and temperature-wind sounding of the atmosphere for cases with the presence of thunderstorms at selected stations; calculation of recurrence of thunderstorm activity at selected stations; calculation of the frontal parameter and construction of its fields; comparison of the results of the frontal parameter and indices of atmospheric instability.

Object of research: atmospheric convection

Subject of research: predictors for forecasting thunderstorm activity

Research methods. When performing the work, analysis, modeling, and experiment were used.

The scientific novelty of the obtained results lies in the further increase in the effectiveness of the forecast of thunderstorm activity for the territory of Ukraine.

The practical significance of the obtained results lies in the possibility of applying the obtained conclusions in the operational work of the weather forecaster, namely in the possibility of refining the forecast of torrential precipitation and thunderstorm activity. Using the data of objective analysis, predict the possible positions of the most acute areas of atmospheric fronts and the most probable areas of precipitation.

Key words: frontal parameter, torrential precipitation, thunderstorm activity, instability indices, baroclinicity, instability, repeatability, seasonal features.

ЗМІСТ

Вступ.....	7
1 Умови утворення грозової активності та обладнання, яке дозволяє проводити стеження за грозовими осередками.....	8
1.1 Класифікація гроз.....	8
1.2 Синоптичні умови утворення гроз в теплий період року.....	10
1.2 Роль термодинамічних процесів у формуванні грозових хмар.....	11
1.4 Електричні розряди та їх значення в утворенні грозової хмарності.....	12
2 Еволюція обладнання для спостережень за конвективними явищами....	17
2.1 Використання радіозонду.....	17
2.2 Радіолокаційний метеорологічний локатор.....	20
2.3 Супутникові спостереження за станом погоди.....	25
3 Поняття фронтального параметру, основні його види та методи розрахунку.....	30
3.1 Фронтальний параметр Ψ : характеристика бароклінності в шарі 850-500 гПа.....	30
3.2 Фронтальний параметр P : бароклінність і циклонічність в нижній половині тропосфери.....	32
3.3 Фронтальний параметр (комбінований).....	32
3.4 "Сухий" фронтальний параметр, сіткове динамічне змушення опадів без урахування вологості.....	33
4 Гроза активність над територією України та сучасні методи її прогнозування.....	36
4.1 Кліматологія грозової активності на ст. Київ та Кривий Ріг за 2017...2021 рр.....	36
4.2 Дослідження конвективної діяльності над територією України з використанням сучасних методів прогнозування.....	39

Висновки.....	47
Список використаної літератури.....	48
Додатки.....	50

ВСТУП

Магістерська робота присвячена дослідженню грозової активності на території України. Конвективні явища є найбільшою небезпекою для авіації, головна із яких полягає в сильній турбулентності усередині купчасто-дощових хмар і поблизу них та грозової активності. Оскільки з грозами часто пов'язані сильні зливи, шквали, град, це явище може приносити великі збитки сільському господарству та наземному транспорту.

Актуальність. Відомо, що більшість загальноприйнятих на території України 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. В свою чергу, слід зазначити, що хоча на території України досі використовують загальноприйняті методи (метод Лебедевої тощо), останнім часом все більше підрозділів включають до прогнозу ще і індекси нестійкості атмосфери, розроблені західними колегами. Кількість цих індексів досить велика (більше 40), але не всі з них призначені для прогнозу грози, тому їх використання в повному обсязі не є доцільним.

Мета роботи. Дослідження індексів нестійкості атмосфери та фронтального параметру, проаналізувати їх основне призначення та роботу для нашої території та порівняти їх результати з розрахунковим полем фронтального параметру з ціллю виявлення можливості доповнення прогнозу конвективної діяльності для території України.

Робота складається зі вступу, трьох розділів, висновків, переліку літературних джерел.

1 УМОВИ УТВОРЕННЯ ГРОЗОВОЇ АКТИВНОСТІ ТА ОБЛАДНАННЯ, ЯКЕ ДОЗВОЛЯЄ ПРОВОДИТИ СТЕЖЕННЯ ЗА ГРОЗОВИМИ ОСЕРЕДКАМИ

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 внутрішньомасові 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[1-4]:

- холодного фронту,
- теплого 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, появі нестійкій стратифікації і виникненню купчасто-дощової хмарності замість шарувато-дощової [5].

Грози 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.

Як відомо, 69% фронтальних гроз над Східною Європою припадає на холодні фронти та фронти оклюзії холодного типу, а 31% - на теплі фронти і фронти 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 післяполудневі 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 [6]

1.3 Роль термодинамічних процесів у формуванні грозових хмар

Загальновідомо, що передумовою для зародження грозових хмар є процес конвекції та адвекції вологи в граничному шарі атмосфери (ГША) .

Конвекція в атмосфері – це процес, у якому на елементарну частинку повітря діють сили плавучості внаслідок прогрівання підстильної поверхні та/або фізичного підйому і розширення атмосферного повітря.

Конвективні рухи в атмосфері відбуваються внаслідок турбулентного обміну між повітрям та підстильною поверхнею Землі.

Більшість глобальних чисельних прогнозів погоди (ЧПП) і кліматичних моделей використовують схему параметризації конвекції, засновану на концепції, згідно з якою вертикальне перенесення маси відбувається в конвективних шлейфах, які обмінюються масою з навколишнім середовищем. У цих схемах необхідно вказати швидкість горизонтального масообміну, а потік маси в нижній частині хмари визначається на основі припущення конвективної квазірівноваги. Неповний перелік базових схем параметризації, що використовуються в цих моделях, включає Аракаву та Шуберта, хоча багато з цих схем пізніше були суттєво модифіковані та вдосконалені.

1.4 Електричні розряди та їх значення в утворенні грозової хмарності

Грозава хмара є локалізованою ділянкою різко вираженої конвективної та електричної активності. Воно може складатися з одного або кількох осередків. Середній радіус основи одного грозового осередку $R \approx 2$ км, у середніх широтах вершина типового осередку розташована на висотах (8 – 12) км. У гігантських грозових хмарах, які, як правило, з'являються тропічні широти, вона може досягати 20 км. Час життя осередку від моменту її зародження до розпаду близько 1 години. Зазвичай розвиток грозової хмари ділять на три стадії: зародження, розвитку (зрілості) та розпаду (рис 1.1). Стадія зародження характеризується наявністю досить потужних висхідних потоків теплого вологого повітря та появою перших блискавок. У стадії розвитку посилюються електрична активність, висхідні потоки та вологовміст хмари, а в стадії розпаду спостерігається загасання висхідних рухів повітря, зменшення електричної активності та випадання опадів. Найбільш потужні конвективні хмари, які дають інтенсивні опади, мають і максимальну інтенсивність блискавок. Середня товщина переохолодженої зони у грозах

становить 4,7 – 5,6 км. Зі збільшенням висоти нульової ізотерми зростає число гроз, їх середні та максимальні висоти. [8]

У випадку невеликих пересичень в атмосфері конденсаційна активність негативно заряджених ядер на порядок вища, ніж позитивних, з цього витікає, що конденсація відбувається переважно на негативно заряджених ядрах. Як тільки в повітрі, що піднімається з приземного шару, з'являється перенасичена пара, починається процес утворення хмари. Конденсація вологи і швидке зростання крапель, що відбувається переважно на негативно заряджених ядрах.

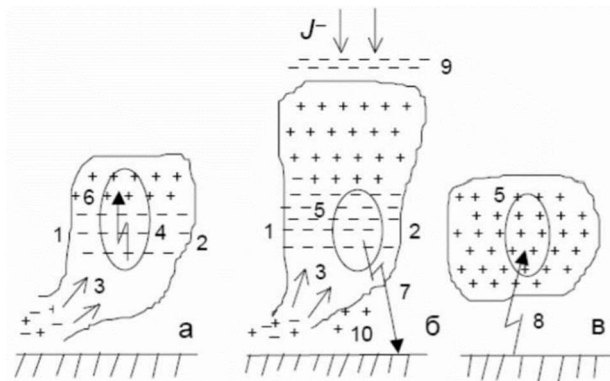


Рисунок 1.1 – Схема будови грозової хмари.

Рис.1.1 - Стадія зародження (а), зрілості (б) та розпаду (в) грозової хмари: 1 – область теплового фронту; 2 – область холодного фронту; 3–висхідні потоки вологого іонізованого повітря; 4 та 5 – області максимумів частинок широких атмосферних злив (ШАЗ), що народжуються космічними частинками з енергіями $\geq 10^{14}$ eV та $\geq 10^{15}$ eV, відповідно; 6 – внутрішньохмарний блискавковий розряд; 7, 8– низхідна і висхідна блискавки; J – струм негативних нонів, що тече з іоносфери до вершини хмари; 9 – негативних іонів; 10 – позитивний заряд біля основи хмари

В процесі конденсації краплі зростають до розмірів 1–2 мкм. Далі їх зростання відбувається переважно за рахунок коагуляції крапель. Під дією сил тяжіння рух крапель вгору значно уповільнюється. У свою чергу, на позитивно

заряджених ядрах процес конденсації вологи уповільнений (для цього потрібні значно більші перенасичення пари, які спостерігаються на значно більших висотах), і ці ядра разом з висхідним потоком в повітря продовжують рух вгору. В результаті в хмарі відбувається макромасштабний просторовий поділ зарядів з утворенням негативного об'ємного заряду внизу і позитивного – вгорі. [9]

З часом електричний диполь, що утворився в хмарі, з негативним об'ємним зарядом внизу і позитивним нагорі стає несиметричним з наступної причини. Під дією електричних зарядів диполя до вершини хмари з атмосфери тече струм легких негативних іонів, а до основи хмари позитивних іонів. Крім того, з хмари атмосферу йдуть позитивні заряди, не нагору на яких сконденсувалася пара. Струм негативних іонів, що тече зверху до вершини хмари, більш ніж на порядок перевищує струм позитивних іонів, що поточні знизу до його основи. [10, 14, 20] Це зумовлено тим, що рухливості та концентрації іонів у вершини хмари значно вищі, ніж у його основи. Струм від'ємних іонів, що тече до вершини, становить приблизно половину цієї величини. Цим струмом негативних іонів частково компенсується позитивний об'ємний заряд хмари. При цьому у вершини утворюється невеликий негативно заряджений по товщині екрануючий. Внаслідок компенсації позитивного об'ємного заряду електричний диполь хмари стає несиметричним з переважанням у нижній частині хмари негативного заряду. Це призводить до збільшення електричного поля в проміжку хмара – поверхня та появи низхідних блискавок, що переносять з хмари на поверхню Землі негативні заряди.

Хмара є діелектриком, усередині якого розподілені об'ємні заряди. Для появи внутрішньо хмарового розряду необхідна наявність сильно розгалуженого «провідного дерева», по гілках якого з однієї частини хмари до іншої може бути скинутий значний об'ємний заряд. Поява такого «дерева» у хмарі ініціює космічна частка надвисокої енергії $\epsilon \geq 10^{14}$ еВ. Вона утворює в атмосфері так звану широку атмосферну зливу (ШАЗ). ШАЗ у грозовій хмарі

схематично показано на рис. 1. Повздовжня довжина зливи може досягати 10 км і більше. У поперечному напрямку високоенергійні частки зливи розлітаються на відстані сотні метрів. Зливи, які народжуються частинками з енергіями $\varepsilon \geq 10^{15}$ еВ, досягають поверхні землі. Інтенсивність появи ШАЗ залежить від часу і географічної широти. Як тільки E досягне значень порядку $2/3$ кВ/см всередині хмари з'являються внутрішньохмарні розряди, що проходять іонізованими слідами ШАЗ. З моменту появи спадних блискавок хмара перебуває у стадії зрілості, що триває близько 20–30 хв. [23] У цій стадії, завдяки великій кількості блискавок, конденсації пари посилюється швидкість своїх максимальних значень, а завдяки виділенню при цьому прихованої теплоти, до своїх максимальних значень посилюється швидкість висхідних потоків, електрична активність і вміст хмари. Частота появи низхідних блискавок здебільшого визначається швидкістю наростання електричного поля у хмарі, яка тим вища, чим більший струм негативних іонів J^- , що направлений до вершини хмари. Вона практично не залежить від швидкості появи ШАЗ $\varepsilon \geq 10^{15}$ еВ, яка є досить високою, і в хмарі з основою 13 км частота блискавкових розрядів становить близько 30 розрядів на секунду. Як правило, блискавка складається з декількох розрядів. Перший розряд проходить слідами великого ШАЗ, що народжується частинкою $\varepsilon \geq 10^{15}$ еВ. Інші розряди проходять по свіжому каналу першого розряду при підключенні до нього провідних каналів інших малих ШАЗ, що народжуються частинками з меншими енергіями.

З часом у грозовій хмарі відбувається безперервне зростання як незамерзлих, так і замерзлих крапель внаслідок процесів конденсації та сублімації водяної пари, а також процесу коагуляції. При цьому краплі важчають і під дією сили тяжіння починають падати вниз, що призводить до появи опадів та розпаду хмари. У процесі осідання хмари разом з опадами з його нижньої частини йде об'ємний негативний заряд, а на його місце зверху приходить позитивний заряд, що знаходиться на гідрометеорах. В результаті

між хмарою та землею змінюється напрямом електричного поля. Це призводить до висхідних блискавок, які переносять негативний заряд із поверхні Землі в хмару. При випадінні опадів висхідні потоки вологого повітря в хмарі сильно слабшають, а разом з цим слабшають і процеси генерації та поділу нових електричних зарядів. Тому висхідні блискавки ліквідують головним чином частину того позитивного об'ємного заряду, який раніше утворився у верхній частині хмари. Частина заряду, що залишилася в хмарі, випадає на поверхню Землі разом з опадами або розсіюється в атмосфері. У зв'язку з тим, що позитивний електричний заряд, що знаходиться у верхній частині хмари, невеликий, то кількість блискавок, що утворюються в грозовому хмарі, у багато разів менші, ніж низхідних.

Слід особливо відзначити, що процес конденсації пари на ядрах відбувається без витрат енергії. Навпаки, у процесі конденсації пари в атмосфері виділяється енергія – прихована теплота, що дорівнює теплоті пароутворення. Пара, що виділяється при конденсації, прихована теплота сприяє посиленню висхідних потоків повітря посиленню процесу поділу різноіменних зарядів у хмарі, що зароджується. Через поділ і зростання об'ємних зарядів у хмарі збільшується напруженість електричного поля E . Це поле сприяє посиленню процесу коагуляції крапель і тим самим посилює процес поділу зарядів.

Процес генерації зарядів внутрішньохмарними розрядами призводить, здебільшого, до збільшення частоти цих розрядів, а також до суттєвого збільшення об'ємних зарядів протилежних знаків, що знаходяться в хмарі. Завдяки внутрішньохмарним розрядам у хмарі зростають концентрації заряджених ядер конденсації, відповідно, зростає концентрація крапель, що утворюються на цих ядрах. Зростання хмари посилюється завдяки наявності у ньому сильного електричного поля, що сприяє прискоренню процесу коагуляції крапель. Виділення в процесі конденсації прихованої теплоти посилює висхідні потоки і, відповідно, електричну активність і вологовміст у хмарі, що зароджується. [14]

2 ЕВОЛЮЦІЯ ОБЛАДНАННЯ ДЛЯ СПОСТЕРЕЖЕНЬ ЗА КОНВЕКТИВНИМИ ЯВИЩАМИ

2.1 Використання радіозонду

Всесвітня служба погоди задовго до появи автоматизованих метеорологічних радіолокаторів та супутникових спостережень намагалася вивчати, аналізувати та прогнозувати погодні явища. На початку метеоспостережень гроза фіксувалась техніками-метеорологами із наземних метеостанцій лише візуально протягом доби із передачею штормових оповіщень про спостережуване явище. Це тривало до тих пір, доки не почали поступово проводити радіозондування за допомогою повітряних зміїв та куль, що виконували моніторинг приземного шару атмосфери (до 3 кілометрів максимум) і повертались на землю, і важили до того більше 2-х кілограм.

Радіозонд — це невеликий витратний пакет приладів (вагою від 250 до 500 грамів), який підвішений під великою повітряною кулею, надутою воднем або гелієм. Оскільки радіозонд піднімається зі швидкістю приблизно 300 метрів/хвилину датчики на радіозонді передають дані про тиск, температуру, відносну вологість і положення GPS щосекунди. Радіозонд підвішується на 25-35 метрів під повітряною кулею (рис 2.1), щоб мінімізувати забруднення вимірювань температури від тепла, що відходить від оболонки повітряної кулі. Під час польоту радіозонд піддається впливу низьких температур до -90°C і тиску повітря менше 1 відсотка від того, що спостерігається на поверхні Землі. Якщо радіозонд потрапляє в сильний реактивний потік, він може рухатися зі швидкістю понад 400 км/год. Після випуску повітряна куля має діаметр приблизно 1,5 метри і поступово збільшується в розмірах, коли піднімається вгору через зниження тиску повітря. Коли повітряна куля досягає діаметра 6-8 метрів, вона лопається. Маленький помаранчевий парашут уповільнює спуск

радіозонда, зводячи до мінімуму небезпеку для життя та майна. У всьому світі налічується понад 800 станцій спостереження в повітрі, і через міжнародні угоди між країнами здійснюється обмін даними. Більшість станцій на висотах розташовані в Північній півкулі, і всі спостереження зазвичай проводяться в один і той же час щодня (до години до 00:00 та/або 12:00 UTC), цілий рік. Якщо очікується суворя погода, на певній кількості станцій можуть бути проведені додаткові зондування. [<https://www.weather.gov/upperair/factsheet>]

Радіозондування атмосфери наразі є чи не єдиним вимірювальним інструментом для отримання контактних даних про вертикальний розподіл параметрів атмосфери. Комплекс радіозондування призначений для температурно-волого-вітрового зондування атмосфери з метою забезпечення метеорологічними даними за допомогою радіозондів та отримання метеорологічної інформації у вигляді аерологічних телеграм для подальшої побудови аерологічних діаграм. Радіозонд проходить крізь атмосферний профіль знімаючи наступні метеовеличини: температуру атмосферний тиск, напрямок і швидкість вітру, а також розраховує деякі параметри автоматично, а саме: відносну вологість, дефіцит насичення водяної пари, парціальний тиск водяної пари.

Система визначення координат радіозонда дозволяє визначити вітер шляхом диференціювання координат. Тиск розраховується за гідростатичною формулою, використовуючи дані про температуру, вологість і координати радіозонда. Далі дані аерологічного зондування вводяться в гідродинамічну чисельну модель і здійснюється прогнозування погоди. Сучасні чисельні моделі дозволяють використовувати як стандартні термодинамічні параметри, так і додаткову інформацію, що дозволяє поліпшити якість прогнозування.

Одиницями виміру метеорологічних параметрів при радіозондових спостереженнях є гектопаскаль для тиску, градус Цельсія для температури та відсоток відносної вологості. Дані про відносну вологість повідомляються щодо тиску насиченої пари над поверхнею води навіть при температурах нижче 0 °C. Одиницею геопотенційної висоти, яка використовується при

аерологічних спостереженнях, є стандартний геопотенційний метр. У тропосфері значення геопотенційної висоти приблизно дорівнює геометричній висоті, вираженій у метрах.

Суть аерологічного зондування атмосфери, який полягає у вимірі параметрів атмосфери за допомогою датчиків радіозонда, вимірі навігаційних координат радіозонда за допомогою датчика Глобальної супутникової навігаційної системи (GPS), який відрізняється тим, що передача інформації про параметри атмосфери, отримані радіозондом, виконується за допомогою радіопередавача Глобальної супутникової системи персонального мобільного зв'язку (GMPCS).

Стандартний радіозонд (рис 2.1) працює в системі аерологічного зондування атмосфери та вимірює профіль метеовеличин в атмосфері і передає цифрову інформаційну послітку з використанням ненаправленої антени GMPCS-радіопередавача радіозонда по каналу зв'язку " радіозонд-супутник" на супутник GMPCS . Ця інформаційна послітка має стандартний формат GMPCS, у якому зазначена адреса одного чи декількох одержувачів інформації, ними є центри збору метеорологічної інформації. Із супутника GMPCS інформаційна послітка передається по каналу зв'язку "супутник-наземна базова станція" до GMPCS станції наземної базування , де перетворюється і передається по наземних каналах зв'язку у центри збору метеорологічної інформації. З опису роботи системи аерологічного зондування атмосфери видно, що в її побудові використовуються стандартні пристрої, і при передачі інформації використовуються стандартні формати інформаційних посліток (наприклад, Internet), що звільняє систему від необхідності наявності спеціалізованого наземного устаткування в місці запуску радіозонда.

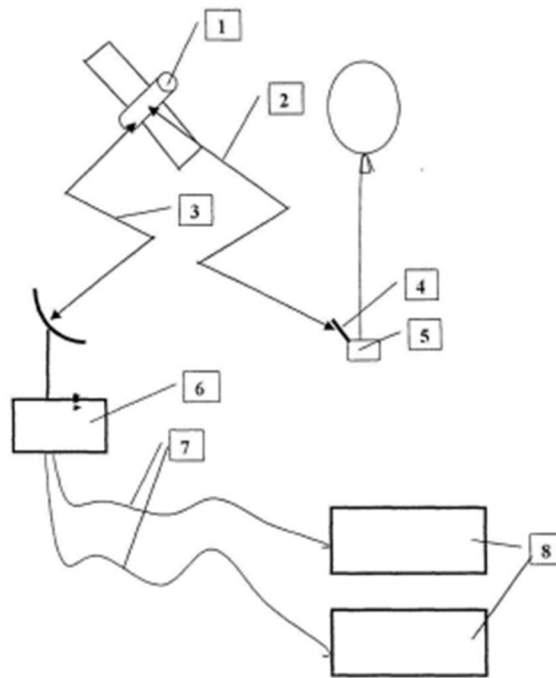


Рисунок 2.1 – Схема системи аерологічного зондування атмосфери

В Україні радіозондування проводять два рази на добу о 00 UTC та 12 UTC переважно на гідрометеорологічних станціях Києва, Львова, Одеси та Кривого Рогу. Зважаючи на те, що погода під час випускання зонду може бути різноманітною, тому системи датчиків повинні постійно та надійно функціонувати, незважаючи на сильні дощі, грози та важкі умови зледеніння. Адже для докладного аналізу необхідно отримати повний набір даних, виміряних з радіозондом, притому жодних пошкоджень протягом усього маршруту бути не повинно.

2.2 Радіолокаційний метеорологічний локатор

Спостереження на метеорологічному радіолокаторі (далі МРЛ) слід зарахувати до класу інструментально-візуальних метеорологічних спостережень. Порівняно із радіозондом який збирає дані в одній точці з

вертикальним підйомом, МРЛ здатен охопити атмосферу у вертикальному та горизонтальному розрізі, в радіусі близько 300 км. Радіолокаційна інформація найбільш достовірна в "ефективному радіусі виявлення", де з високим ступенем імовірності (90 - 100 %) виявляються опади, грози, град. Влітку ефективний радіус виявлення становить близько 50-200 км, взимку до 50 - 90 км.

Принцип роботи МРЛ зводиться до того, що радары посилають спрямовані імпульси мікрохвильового випромінювання тривалістю порядку мікросекунди за допомогою резонаторної магнетронної або клістроної трубки, з'єднаної хвилеводом з параболічною антеною. Довжини хвиль 1–10 см приблизно в десять разів перевищують діаметр водяних крапель або частинок льоду, оскільки на цих частотах відбувається релєївське розсіювання. Це означає, що частина енергії кожного імпульсу буде відбиватися від цих маленьких частинок назад у напрямку радіолокаційної станції.

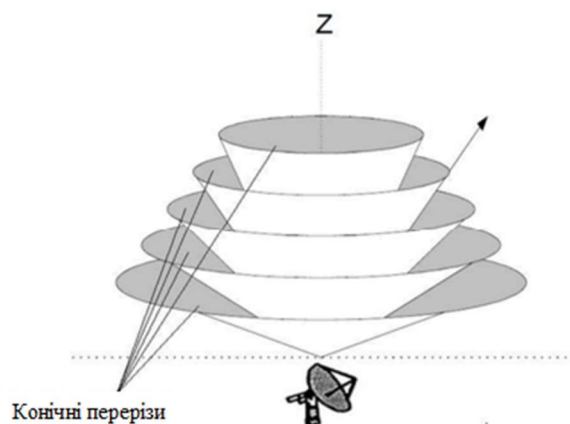


Рисунок 2.2 – Схема принципу радіологічного сканування атмосфери

Робота із МРЛ включає в себе три етапи:

- 1) Спостереження та первинна обробка в дальній зоні (від 40 до 300 км);
- 2) Спостереження та первинна обробка у ближній зоні (до 40 км);
- 3) Діагноз та прогноз небезпечних атмосферних явищ.

Різниця у спостереженнях у дальній чи ближній зоні пояснюється тим, що радіолокаційні імпульси поширюються в міру віддалення від радіолокаційної станції. Таким чином, об'єм повітря, який проходить радіолокаційний імпульс, більший для територій, розташованих далі від станції, і менший для ближніх областей, що зменшує роздільну здатність на великих відстанях (мінімальний кут між наведеннями на два об'єкти, що знаходяться на однаковій відстані, при якому радіолокатор розрізняє їх як окремі). Тому на крайній межі досяжності радіохвилі роздільна здатність у напрямку покращується при звуженні радіохвилі. Зі збільшенням відстані до об'єкта спостереження діаграма спрямовання антени стає широкою, точність вимірювання висоти та площі радіолуни погіршується.

Оскільки така установка не є автоматичною, людина виконує прості технічні операції з керування (натискає кнопки, перемикачі, тумблери). Також вручну здійснює «окреслення» полів хмарності та зон опадів, а головне – приймає цілеспрямовані рішення щодо необхідності деталізації радіолокаційних вимірювань у певних ділянках атмосфери на основі досвіду та глибоких знань фізики хмар й опадів, визначає тип хмарності, оцінює ймовірність наявності небезпечних явищ. Вже на першому та другому етапах оператор на основі візуальних оцінок з урахуванням величин висот нижньої та верхньої меж хмарності, розподілу по вертикалі радіолокаційного відлуння, величини площі хмарних полів повинен визначити тип радіолуни та окреслити кожен тип радіолуни окремо, а якщо це неможливо, то вказати переважний тип радіолуни.

Радіолокатор не фіксує грозу як явище, проте грозові хмари визначаються за непрямими ознаками. Згідно методичних вказівок із використання інформації МРЛ у синоптичній практиці, передбачено три типи радіолуни, причому встановлена певна аббревіатура, яку слід записувати при обробці:

РШХ - радіолуна шаруватої хмарності;

РКХ - радіолуна конвективної хмарності;

РКШХ - радіолуна конвективної та шаруватої хмарності.

Загалом дана типізація дозволяє спершу виділити купчасто-дощову хмарність, далі потрібно відслідковувати активність купчасто-дощової хмари за рахунок збільшення її розмірів. Синоптик, спостерігаючи за розвитком хмари, яка відбувається у зв'язку із підсиленням вертикальної швидкості конвективного потоку, що зароджує масивні краплі. Це в свою чергу підвищує його відбивану здатність, яка є одним з непрямих показників грозової активності і прямим чином залежить від розмірів крапель в хмарі. Тоді прогнозіст доходить висновку, що відбита радіолуна долинула з грозової хмарності.

Із розвитком технологій з'явилися більш сучасні – Доплерівські метеорологічні радіолокатори (ДМРЛ). Їх робота повністю автоматизована, до того ж вони містять розширений список небезпечних явищ серед яких – грози, град, шквал, смерч, сильні опади, зсуви вітру, турбулентність, зледеніння та інші характеристики), які впливають на безпеку польотів літаків, а також для визначення швидкості і напрямку переміщення небезпечних осередків та своєчасне попередження про їх виникнення. ДМРЛ забезпечує одночасне визначення восьми первинних продуктів радіолокаційних спостережень в кожному імпульсному об'ємі, які формуються у конічних перерізах, що у свою чергу відповідають наступним характеристикам хмарності та опадів:

- 1) Радіолокаційне відбиття на горизонтальній поляризації Z_H ;
- 2) радіолокаційне відбиття на вертикальній поляризації Z_V ;
- 3) диференціальне відбиття Z_{dr} ;
- 4) радіальна швидкість V ;
- 5) ширина доплерівського спектру W ;
- 6) диференціальна фаза F_{dp} ;
- 7) питомий диференціальний фазовий зсув K_{dp} ;
- 8) коефіцієнт кореляції ρ_{hv} .

Як результат, із комп'ютерної обробки об'ємних файлів виходить тривимірна модель хмарної атмосфери в зоні радіолокаційного огляду, за допомогою якої будуються вторинні радіолокаційні продукти, що становлять

набір карт метеорологічних характеристик хмарності та опадів. Точність побудованої моделі та вторинних продуктів залежить від кількості конічних перерізів, а також від радіальної та азимутальної роздільності радіолокаційних спостережень.

Насамкінець продукція ДМРЛ постає перед синоптиком у вигляді електронних карт. Карта видимих характеристик погоди становить коло, що обмежується квадратом де розміщена легенда карти. Легенда демонструється з правого нижнього боку, у вигляді кольорової шкали із відповідними небезпечними явищами погоди або хмарності).

Зважаючи на вищевказані параметри – ДМРЛ спеціалізується у більшій мірі на виявленні опадів для прогнозу їх накопичення. Оскільки продукт ДМРЛ по опадам включає в себе інтенсивність опадів біля поверхні землі, накопичення опадів біля поверхні землі за різні проміжки часу. Інтенсивність опадів отримується по функціональній залежності між інтенсивністю дощу і відображеністю. Адже радіолокаційна відбивність хмар залежить від їх фазового складу, водності та спектру розмірів хмарних частинок. Відмінності у цих характеристиках дозволяють ідентифікувати тип хмари. Програма автоматично зіставляє характеристики щільності атмосфери і видає поточну метеоситуацію на карті (рис 2.3).

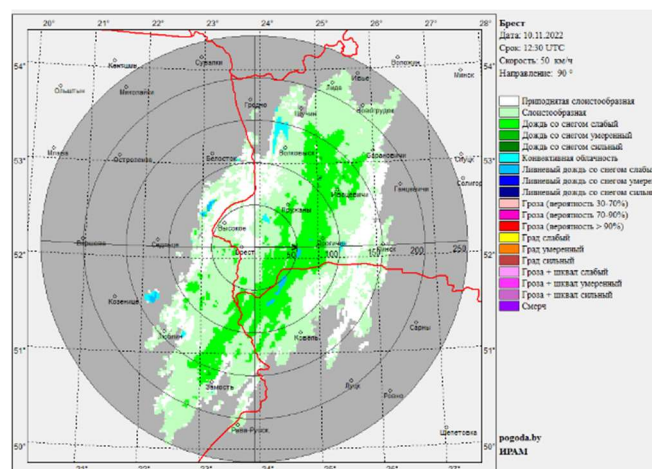


Рисунок 2.3 – Вигляд екрану ДМРЛ

Оцінка ефективності прогнозу проведеного ДМРЛ здійснюється за допомогою зіставлення фактичної погоди метеостанцій та небезпечних явищ чи стихійно небезпечних явищ із розрахунковими даними радіолокатора за довільний період

2.3 Супутникові спостереження за станом погоди

Супутник дистанційного зондування Землі — це супутник, який призначений для спостереження Землі з орбіти, включаючи супутники-розвідники та подібні супутники, призначені для невійськових цілей, таких як моніторинг навколишнього середовища, метеорологія, картографія тощо. Найпоширенішим типом є супутники зйомки Землі, які роблять супутникові зображення, аналогічні аерофотознімкам; деякі супутники можуть здійснювати дистанційне зондування без формування зображень, як, наприклад, у радіопокритті GNSS (Global Navigation Satellite System – у перекладі на українську Глобальна навігаційна супутникова система).[]

Наука про супутникове дистанційне зондування об'єднує розуміння, інтерпретацію та встановлення зв'язків між природними явищами та вимірюваннями електромагнітної енергії, яка випромінюється або відбивається від поверхні Землі чи її атмосфери. Ці вимірювання проводяться для великої кількості місць на поверхні Землі датчиками на борту космічних супутників і обробляються для формування зображень.

Супутникові спостереження базуються на фото- та інфрачервоних знімках Земної кулі з космосу. Запас теплової енергії у різних частинах атмосфери Землі неоднаковий. Проводячи інфрачервоний аналіз атмосфери, можна точніше дізнатися про тепло- і вологовміст, вертикальну потужність

хмари, тип опадів які вона несе в собі, також можна відслідковувати блискавки.

Теплове інфрачервоне випромінювання (ІЧВ) на датчику, виміряне будь-яким космічним апаратом, включатиме в себе дані про атмосферне випромінювання, розсіювання та поглинання земною атмосферою. Ці атмосферні ефекти за необхідності виключають зі спостереження, щоб виділити внесок у поверхнєве випромінювання, що виходить за межі землі, і отримати важливі поверхнєві змінні, такі як температура поверхні землі і коефіцієнт випромінювання. Точність атмосферної поправки залежить від точної характеристики стану атмосфери за допомогою незалежних атмосферних профілів температури, водяної пари та інших складових газу.

Зараз на орбіті знаходяться понад 150 супутників спостереження Землі з датчиками, що вимірюють різні ділянки видимого, інфрачервоного та мікрохвильового діапазонів електромагнітного спектру. Більшість супутників спостереження Землі мають «пасивні» датчики, які вимірюють електромагнітне випромінювання, яке було відображене або випущене від поверхні або атмосфери Землі. На нових супутниках також використовуються «активні» датчики, які випромінюють енергію та реєструють відбиту або зворотно розсіяну реакцію, з якої можна отримати інформацію про поверхню або атмосферу Землі.

Характеристики приладів залежать від мети, для якої кожен був розроблений, і відрізняються за кількома аспектами: мінімальний розмір об'єктів, помітних на поверхні Землі (просторова роздільна здатність), розмір області електромагнітного спектру, що відчувається (спектральна роздільна здатність), кількість цифрових рівнів, які використовуються для вираження зібраних даних (радіометрична роздільна здатність), та інтервали між отриманням зображень (часова роздільна здатність). Розвиток супутників протягом останніх 60 років також йшов у ногу зі збільшенням обчислювальних можливостей. Зі збільшенням ємності зберігання даних і швидкості обробки

зростає здатність супутників спостереження Землі захоплювати, обробляти та передати інформацію.

Ера супутникового дистанційного зондування почалася із запуском Супутника-1 у 1957 році, який завершив орбіту навколо Землі. Земля кожні 96 хвилин і передавав радіосигнали, які могли бути прийняті на Землі. За цим успіхом послідував Супутник-2 через місяць, у листопаді 1957 року, а також перші американські супутники Explorer 1 у січні 1958 року та Vanguard 1 у березні 1958 року. Першим супутником, розробленим спеціально для спостереження за Землею, був Vanguard-2, але через технологічні проблеми він збирав мало даних про хмарний покрив. Його замінив TIROS-1 у 1960 році, який створив перші телевізійні кадри погодних умов із космосу. Успіх TIROS-1 призвів до появи потоку метеорологічних супутників, а також створив основу для подальшого розвитку пристроїв, розроблених спеціально для наземного спостереження. Серія супутників Національного управління океанічних і атмосферних досліджень (NOAA) слідувала за супутниками TIROS і мала прилад під назвою Advanced Very High Resolution Radiometer (AVHRR), який вимірював коефіцієнт відбиття від Землі в п'яти спектральних діапазонах, починаючи від видимого до інфрачервоного. Незважаючи на те, що він був розроблений для метеорологічних цілей, цей датчик згодом виявився найбільш успішним для спостереження на суші та на морі, забезпечуючи багаточасові вимірювання в глобальному масштабі.

Ключовою подією з 1960 по 1980 роки стало використання багатоспектральних датчиків, частково стимульоване розсекреченням військових супутників, які використовували інфрачервоне та мікрохвильове випромінювання для спостереження за поверхнею Землі. Після піонерських досліджень, проведених Національним управлінням з авіації та дослідження космічного простору США (NASA) і Національною академією наук США з метою оцінки користі спостереження Землі в лісництві та сільському господарстві, NASA запустило Landsat 1 у 1972 році для

моніторингу земельної ділянки. Зображення Landsat відобразили великі ділянки земної поверхні в кількох областях електромагнітного спектру.

Landsat 1 породив серію «розширених» місій Landsat, зрештою вивівши на орбіту покращений тематичний картограф (ETM), здатний отримувати дані у восьми спектральних діапазонах, знову ж таки у видимому та ближньому інфрачервоному діапазонах, із просторовою роздільною здатністю 15 метрів. Супутники Nimbus, розпочаті в 1964 році, також були знаковою серією, несучи датчики, здатні контролювати океанічні біологічні процеси, склад атмосфери та рельєф льодового покриву. Датчики Nimbus включали камери видимого діапазону, інфрачервоні та мікрохвильові радіометри, спектрометри, датчики зворотного розсіювання ультрафіолетового випромінювання та кольорові сканери прибережної зони.

Найновішим супутниковим інструментом дистанційного зондування є лазер, який в основному використовується для топографічного картографування та картографування льодовикового покриву, а також для вимірювання зворотного відбиття, або флуоресценції, хмар, що дає інформацію не лише про висоту хмар, але й властивості аерозолів у них.

З початку 1990-х років у проектуванні та експлуатації супутників розвинулися дві різні тенденції. По-перше, великі національні космічні організації, включаючи NASA та Європейське космічне агентство (ESA), зосередили свої ресурси зі спостереження Землі на розробці та запуску великих мультисенсорних платформ, кожен із яких призначений для моніторингу певного аспекту процесів земної системи. , часто в глобальному масштабі. Terra і Aqua, запущені відповідно в грудні 1999 і травні 2002, є першими з серії багатоприладних космічних апаратів, що утворюють систему спостереження за Землею NASA (EOS). Наступними в роботі є Національна полярно-орбітальна екологічна супутникова система (NPOESS), запуск якої наразі запланований на 2010 рік.

П'ятдесят років розробки супутників для спостереження за Землею дали велику кількість знакових зображень і просунули наше розуміння процесів у

системі Земля. Сьогодні супутникові спостереження є нашими найкращими джерелами даних для моніторингу, вимірювання та розуміння наземного, водного та кліматичного середовища Землі, а також того, як вони змінюються та як кожна з них реагує на вплив людини. Деякі з найбільш революційних досягнень, досягнутих за 50 років розвитку дистанційного зондування, стосуються створення карт.

Понад 100 супутників було запущено виключно для моніторингу атмосфери Землі. Половина була розроблена для підтримки прогнозу погоди, тоді як інші були більше зосереджені на дослідженнях. Наука про короткострокове прогнозування погоди досягла значного прогресу завдяки використанню активних мікрохвильових приладів, оскільки вони працюють у хмарному покриві та без денного світла. Мікрохвильові датчики тепер можна використовувати для картографування профілів атмосферної температури, розподілу водяної пари, поверхневого тиску та опадів. Супутник Tropical Rainfall Measuring Mission (TRMM), запущений у 1997 році, містить різні мікрохвильові прилади для моніторингу опадів. Дані TRMM сприяли кращому розумінню процесів випадання тропічних опадів, включаючи кількісну оцінку гальмівного впливу забруднення повітря на кількість опадів.

Дедалі більше обмежень у програмах супутникових даних зміщуються з технології отримання даних на методи й дані на землі. необхідні для оптимального використання інформації в даних дистанційного зондування. Звичайні компроміси в спектральній, просторовій і часовій роздільній здатності, які тепер потрібно вирішувати шляхом вибору зображень з різних супутникових датчиків, поступово стають непотрібними завдяки новій технології. Немає жодних сумнівів, що супутникове дистанційне зондування, ймовірно, продовжуватиме розвиватися як оперативний інструмент для картографування, моніторингу та управління Землею, як прибуткова організація та як основне джерело даних для науки про Землю. Існуючі тенденції в розробці супутників, швидше за все, збережуться, і з'являться нові, що керуватиметься як експлуатаційними потребами, так і прибутками.

3 ПОНЯТТЯ ФРОНТАЛЬНОГО ПАРАМЕТРУ, ОСНОВНІ ЙОГО ВИДИ ТА МЕТОДИ РОЗРАХУНКУ

3.1 Фронтальний параметр Ψ : характеристика бароклінності в шарі 850-500 гПа

Зони атмосферних фронтів, де спостерігаються різні види гідродинамічної нестійкості, методами об'єктивного аналізу виділяються за допомогою розрахунку фронтогенетичних функцій, які представляють собою значення похідної за часом від модулю градієнту будь-якої величини поля температури [13-14]. У загальному розумінні зону фронту можна трактувати як зону підвищеної бароклінності і, відповідно, використовувати для визначення зони її локалізації критерії, які визначають ступінь бароклінності атмосфери. Спираючись на результати [13], наявність фронтів будемо визначати за розташуванням гребневих ліній у полі фронтального параметру ψ , який розраховується за формулою

$$\psi = \nabla |\nabla ZTE| n_{ZTE}, \quad (3.1)$$

де

$$ZTE = -\sum (R/g) \bar{T}_e \ln \left(\frac{p_{500}}{p_{850}} \right), \quad (3.2)$$

де R - питома газова стала, g - прискорення сили тяжіння;

\bar{T}_e - середня еквівалентна температура; ∇ - оператор градієнта;

n_{ZTE} - одиничний вектор, спрямований у бік зменшення ∇ZTE ;

ZTE - еквівалентна товщина шару від 850 до 500 гПа.

Сума в (3.2) береться в межах від $p_l=850\text{гПа}$ до $p_u=500\text{гПа}$,
 \bar{T}_e – еквівалентна температура $T_e = T + L\bar{q} / c_p$ (де \bar{q} – масова доля вологи):

$$T_e = \left(\bar{T}_{e,u} - T_{e,l} \right) / \ln(T_{e,u} / T_{e,l}). \quad (3.3)$$

Таким чином, ψ являється характеристикою бароклінності в шарі 850-500гПа.

Положення фронтів визначається як положення гребневих ліній в поле Ψ , причому приймаються в розгляд лише значення $\Psi > 2,5 \text{ К} / \Delta n$ (де Δn - крок сітки). Негативні значення Ψ (не приймаються до розгляду, оскільки вони відповідають не фронтальним умовам) зводяться до нуля.

Значення Ψ тим більше, чим більше бароклінність в шарі 850 - 500 гПа, і по суті цей фронтальний параметр містить інформацію не тільки про становище, а й про інтенсивність фронту (про гостроту контрастів температури і вологості). Видається, що авторське користування поля Ψ лише для проведення гребневих ліній зменшує можливості методу. Як характеристика бароклінності, параметр Ψ може бути пов'язаний з полем опадів.

Метод дозволяє виділяти невеликі, але зате найбільш інтенсивні фронтальні зони, в яких щільність випадків випадання опадів висока, і не виявляє зони слабших фронтів, це якість може виявитися корисним. [14]

3.2 Фронтальний параметр P : бароклінність і циклонічність в нижній половині тропосфери

Фронтальний параметр P , згідно [13] розраховується наступним чином: 1) проводиться об'єктивна класифікація топографії баричного поля біля землі в даному квадраті сітки і його околиці, 2) для того класу баричних ситуацій, який відповідає даному квадрату, визначається ймовірність наявності фронту шляхом використання вирішального правила для даного класу.

Отже, параметр P за своїм фізичним змістом є характеристикою як бароклінності в нижній половині тропосфери, так і циклонічності поля тиску біля землі і в нижній тропосфері. Для сильних і дуже сильних опадів, отримуємо більш тісну залежність повторюваності опадів від фронтального параметру: більш високі N_0 , більш високий відсоток випадків опадів, спостерігаються всередині ізолінії (72,5% для $P = 15$). Обидва ці показники значно краще у параметра P ніж у Ψ . [16, 14]

3.3 Фронтальний параметр (комбінований)

Досвід розрахунків полів Ψ і P показав, що виділення за допомогою параметра Ψ нечисленних інтенсивних фронтальних зон, хоча саме по собі і не забезпечує успішного аналізу, може виявитися корисним для поліпшення графічного представлення картини об'єктивного аналізу фронтів, одержуваної за допомогою параметра P . Накладення обох картин, як уявлялося, дозволить підкреслити більш активні ділянки фронтів. Пошук найкращої лінійної комбінації $\Delta P + \Delta \Psi$ (після приведення Ψ ; до безрозмірного виду) за допомогою статистичного методу показав, що коефіцієнти A і B повинні бути близькими за значенням. На підставі

таких міркувань та оцінок був введений і випробуваний безрозмірний фронтальний параметр

$$F = P + \Psi \quad (3.4)$$

На більшій частині розглянутої області F близький до P , але в зонах великих Ψ (а це близько 10% площі регіону) поправки значні. Таким чином, параметр F забезпечує найбільш ефективне виділення зон фронтів. [13]

3.4 "Сухий" фронтальний параметр, сіткове динамічне змушення опадів без урахування вологості

При всіх відмінностях фронтальних параметрів Ψ , P і F загальним для них є те, що вони оцінюють бароклініст по контрастам еквівалентності температури і таким чином враховують контрасти як температури, так і вологості. Загальновизнано, що вимірювання вологості та її об'єктивний аналіз недостатньо точні, і часто цим пояснюють помилки в чисельному прогнозі опадів. Вклад контрастів вологості в характеристики барокліності, таким чином, хоча і досить значний кількісно, проте не грає вирішальної ролі в якісному відношенні.

Підкреслимо, що врахування вологості тут принципово відрізняється від того, що має місце в чисельних моделях: процеси конденсації і інші підсіткові ефекти не включаються в розгляд. Фронтальний параметри, що розглядаються в даній статті, характеризують динамічне вимушення опадів сіткового масштабу [13]. Об'єктивний аналіз атмосферних фронтів не зводиться до комп'ютерного відтворення дій і логіки синоптика при їх проведенні. Комп'ютерна реалізація фронтального аналізу дозволяє кількісно враховувати великий обсяг різнорідних даних і отримувати з доступною

дискретністю значення деякої критеріальної величини (фронтального параметра), що містить інформацію не тільки про наявність і відсутність фронту, а й про ширину його зони, про його інтенсивність та просторову неоднорідність. Ця інформація не носить якісного або суб'єктивного характеру і в принципі піддається об'єктивній оцінці ефективності на основі порівняння з даними про погодні умови на станціях. Оцінка ефективності, так само як і розуміння синоптиком принципів розрахунку, необхідна для практичного застосування будь-якого комп'ютеризованого методу аналізу або прогнозу метеорологічних умов. Те, що фронтальні параметри визначаються факторами барокліності і циклонічності атмосферних полів, надає цим параметрам сенс кількісної характеристики динамічного вимушення опадів, що має сітковий масштаб. З ростом інтенсивності динамічного змушення повторюваність опадів будь-якої градації безперервно зростає, причому тим більше, чим вище їх інтенсивність. Цей ефект особливо яскраво виражений в повторюваності сильних і дуже сильних опадів. [13]

Опубліковані до теперішнього часу результати розрахунків фронтогенеза за даними об'єктивного аналізу і чисельного прогнозу для конкретних процесів (стратосферні вторгнення, еволюція струминних течій, циклогенез, оклюдування циклонів, конвективні смуги в циклонічних областях) виявили певні закономірності, що мають практичне значення.

Так, був зроблений висновок, що виникнення і розвиток улоговин і гребенів на висотній фронтальній зоні, меандрування і інтенсифікація струминних течій - всі ці процеси мають загальний механізм: векторний фронтогенез в товщі тропосфери і нижньої стратосфери. При цьому обертальний фронтогенез відіграє основну роль на початковій стадії формування контрастів температури, а в подальшому визначальну роль відіграє скалярний фронтогенез. [9, 13, 16]

Далі, векторний фронтогенез, мабуть, грає ключову роль в процесі зародження і еволюції циклонічних вихорів. Особливо це відноситься до обертальної складової: осередки обертального фронтогенеза є провісниками

циклогенезу у землі. Також певні складові фронтогенеза (обумовлені завихрення або деформацією) відповідальні за поглиблення оклюдованого циклону, звуження піднімається обсягу теплого повітря і утворення в ньому хмар і опадів.

Вертикальні циркуляції, обумовлені фронтогенезом, виступають в ролі генераторів конвективного нестійкості, вирішення якої може відбуватися під впливом таких видів гідродинамічної нестійкості, як симетрична і інерційна, що впливають на характер організації конвекції і її прояви в полях опадів і вітру.

4 ГРОЗОВА АКТИВНІСТЬ НАД ТЕРИТОРІЄЮ УКРАЇНИ ТА СУЧАСНІ МЕТОДИ ЇЇ ПРОГНОЗУВАННЯ

4.1 Кліматологія грозової активності на ст. Київ та Кривий Ріг за 2017...2021 рр.

Для аналізу кліматології грозової активності використовувалися щоденні архіви даних щоденників погоди гр5 за 2017...2021 р. (теплий період) по станціям Київ та Кривий Ріг. В роботі наведені найбільш цікаві випадки, які вибивалися з загальної вибірки отриманими результатами.

За весь дослідний період по ст. Київ було виявлено 285 строків з грозовою активністю. Як можна побачити і таблиці 4.1, максимальна кількість строків з грозами припадає на другу половину доби, а точніше – після 14 години (за даними щоденників погоди). Нічні грози також бувають, і в останні роки їх загальна кількість збільшилася.

Таблиця 4.1 – Кількість строків з грозами по ст. Київ за 2017...2021 рр.

Київський час	2017	2018	2019	2020	2021	Σ
00...06	6	14	9	7	13	49
06...12	6	4	5	5	7	27
12...18	14	25	26	17	28	110
18...00	17	17	21	17	27	99
Σ	43	60	61	46	75	285

Слід відмітити три роки, коли загальна кількість строків з грозами мала максимальні значення – 2018, 2019 та 2021 рр.

На станції Кривий Ріг виявлено 372 строків з грозами і так само як і на ст. Київ, максимум припадає на другу половину доби. Звертає увагу той факт, що роки з максимальною грозовою активністю співпадають також табл.4.2).

Пояснити це можна тим, що в ці роки, напевно, збільшилася кількість циклонічної діяльності, а відповідно і фронтальної, над територією України (над її центральними та південними регіонами).

Таблиця 4.2 – Кількість строків з грозами по ст. Кривий Ріг за 2017...2021 рр.

Київський час	2017	2018	2019	2020	2021	Σ
00...06	4	12	20	12	16	64
06...12	6	6	11	9	12	44
12...18	14	35	18	21	39	127
18...00	12	37	31	25	32	137
Σ	36	90	80	67	99	372

Порівняльний аналіз двох станцій за обраний період показав (рис.4.1 та 4.2), що Кривий Ріг є більш грозоактивним регіоном.

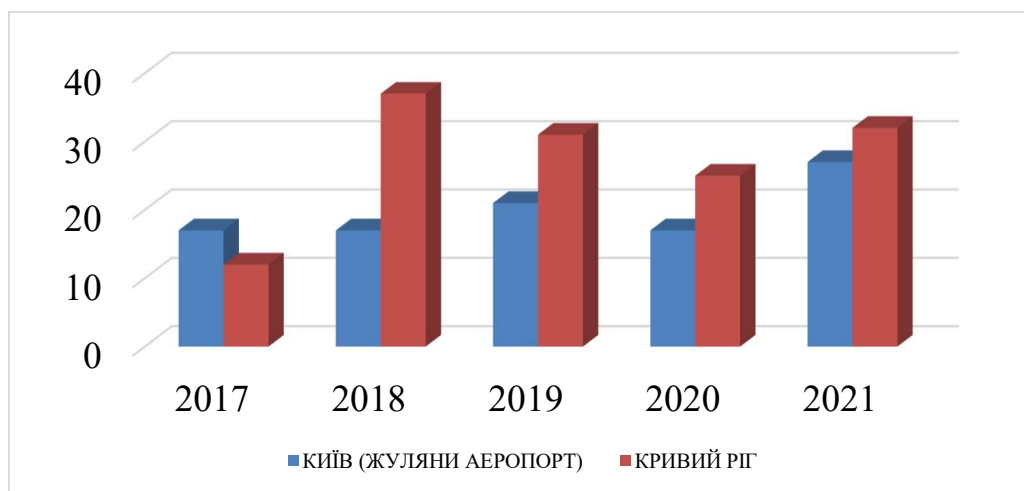


Рисунок 4.1 -- Повторюваність (кільк.вип.) строків з грозовою активністю за кожний рік (2017...2021 рр.)

Пояснюється це тим, що згідно з синоптичним матеріалом, більшість гроз була спричинена проходженням південних циклонів та їх холодних атмосферних фронтів.

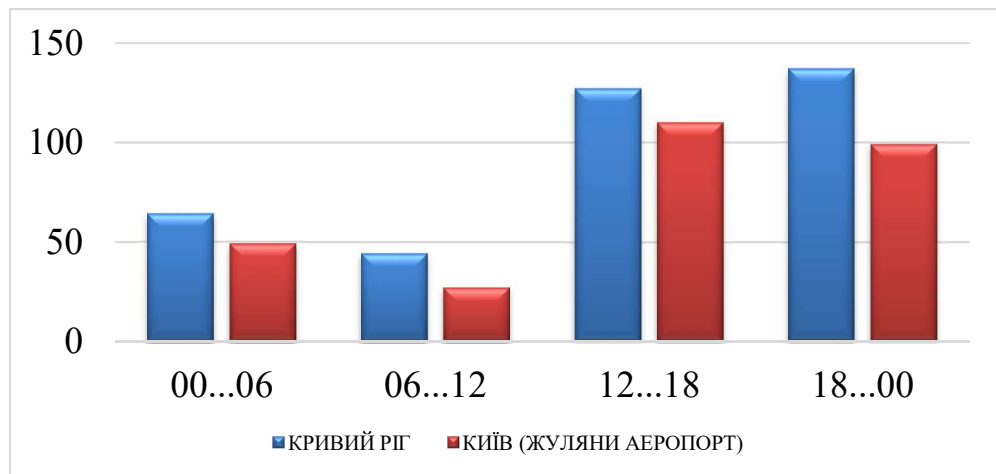


Рисунок 4.2 -- Повторюваність (кільк. вип.) грозової активності за 2017...2021 рр. по строкам

Що стосується повторюваності гроз по строкам, то тут ситуація практично ідентична (по загальному ходу змін). Так, на обох станціях відмічається максимум повторюваності з другої половини доби та до 00 год. Після цього кількість строків помітно зменшується.

Як відомо, конвекція найбільш активно починає формуватися за кілька годин до початку самого явища (приблизно за 4-5 год.). Із всього наведеного можна зробити висновок, що для цих станцій досить бажані були б радіозонди ще і за 18 години, для більш точного прогнозування конвективної активності взагалі.

4.2 Дослідження конвективної діяльності над територією України з використанням сучасних методів прогнозування

В наведеному розділі буде розглянуті поля фронтального параметру Ψ для обраних вище випадків, та проведений аналіз його прогностичних можливостей.

Для виконання завдання використовувалися дані об'єктивного аналізу NCEP/NCAR (температура повітря та вологості на рівнях 850, 700 та 500 гПа) та дані аеросиноптичного матеріалу АРМСин.

Перший випадок, що розглядався – 18.06.2017 р. Як бачимо із рис. 4.3, більшість території України знаходилася в малоградієнтному полі зниженого тиску, при цьому з південного заходу переміщується фронт оклюзії.

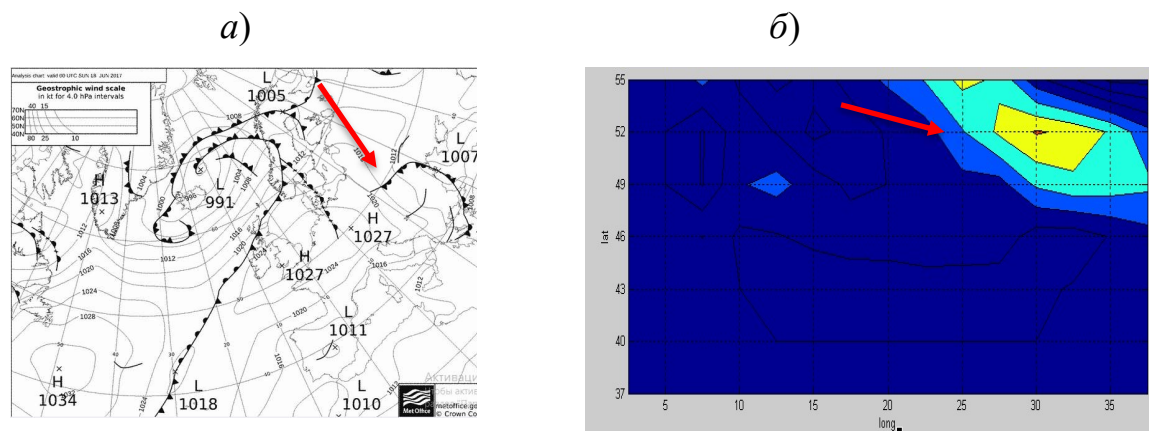


Рисунок 4.3 – Карта приземного аналізу (00 год. СГЧ) *a)* та поле фронтального параметру *б)* за 18.06.2017 р.

Поле фронтального параметру (рис.4.3 *б)* чітко виявило цей фронт. На станції кривий Ріг в цей день після обіду спостерігалися зливові опади з грозами (приблизно з 16 години), в Києві після 12 години. Таким чином, досить загострена ділянка атмосферного фронту ($\Psi > 30$) перемістившись на нашу територію привела до формування конвективних явищ. Індокси

нестійкості, отримані за даними era 5 (Додаток Б) показали, що як по станції Кривий Ріг, так і по Києву Li , K , TT спрогнозували можливість утворення грози та зливових опадів ще за нічними даними (00 год.) за 12 год ці індекси продовжили сигналізувати про наявну нестійкість, достатню для формування конвективних явищ.

Досить цікавим виявився наступний випадок 27.07.2017 р. на станції Київ. Синоптична ситуація для території України знову визначалася малоградієнтним полем (рис.4.4 *a*), але з півдня спостерігалася улоговина південного циклону зі своєю фронтальною системою (гілка полярного фронту окремою гілкою фронту оклюзії), частина якої меридіонально орієнтовано переміщується з південного-заходу на територію України. Як бачимо по погодним явищам, то в зоні дії атмосферних фронтів їх не відмічалось взагалі.

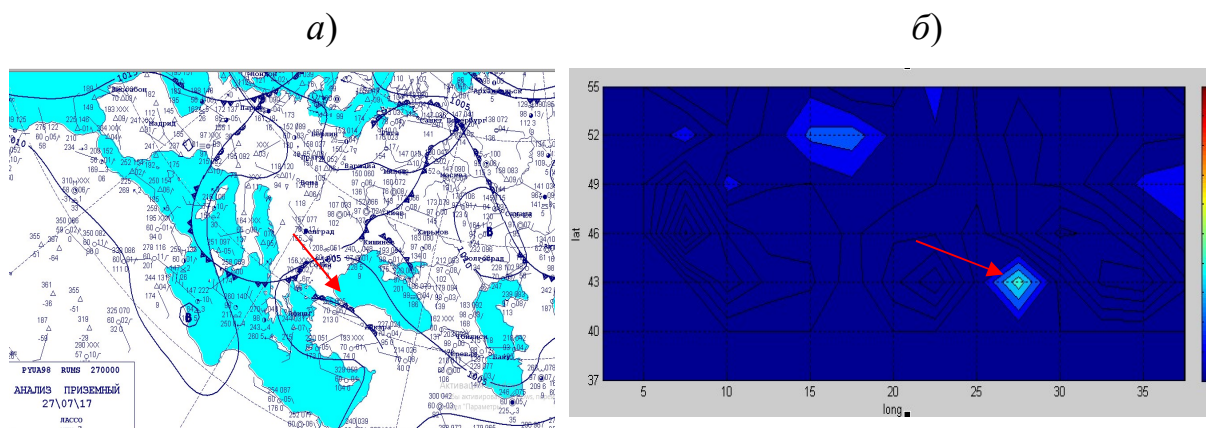


Рисунок 4.4 – Карта приземного аналізу (00 год. СГЧ) *a*) та поле фронтального параметру *б*) за 27.07.2017 р.

Частина атмосферних фронтів з заходу не проявлялася в значному контрасті температур та вологості, в той час як південна частина фронту на деяких станціях проявлялася. Поле фронтального параметру (рис.4.4 *б*) виявило тільки частину південної гілки атмосферного фронту (оклюзії) Вся інша фронтальна система не виявлена зовсім. Пояснити це можна тим, що фронтальний параметр виявляє саме загострені ділянки атмосферних фронтів, тобто ті, де є необхідні градієнти як температур так і вологості.

В цей день на ст. Кривий Ріг спостерігалися як зливи з грозами так і навіть шквал (приблизно 16 години місцевого часу), а в Києві – гроза. Спрогнозувати можливість утворення грози на станції Кривий Ріг змогли індекси Li , K , TT за нічними даними та K і TT за денними.

У наступну добу 28.07.2017 р. можна побачити, що фронтальна система південного циклону перетинає південні та західні регіони України (рис. 4.5 а).

Станцію Київ в 00 год. СГЧ перетинає теплий фронт, а на самій станції відмічаються зливи а грози. В той же час, як бачимо із рис. 4.5 б, фронтальний параметр знову не виявив цю фронтальну систему.

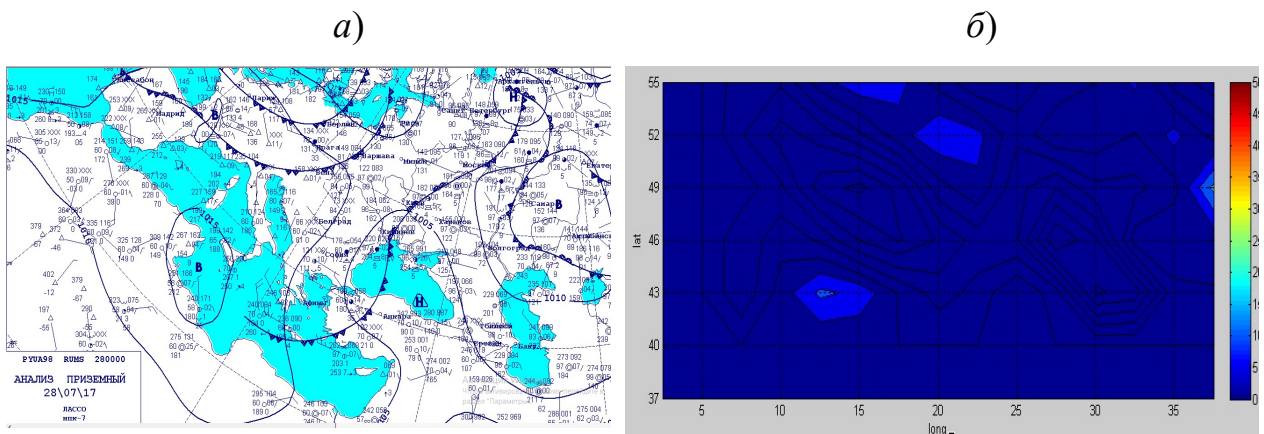


Рисунок 4.5 – Карта приземного аналізу (00 год. СГЧ) а) та поле фронтального параметру б) за 28.07.2017 р.

16.05.2021 р. на станції Кривий Ріг відмічалися зливи з грозою після 16 години. Синоптична ситуація (рис.4.6 а) для більшої частини України з 12 години СГЧ визначалася малоградієнтним полем зниженого тиску. В південних, західних та центральних областях вже відмічалися зливи які не були пов'язані з жодною фронтальною системою.

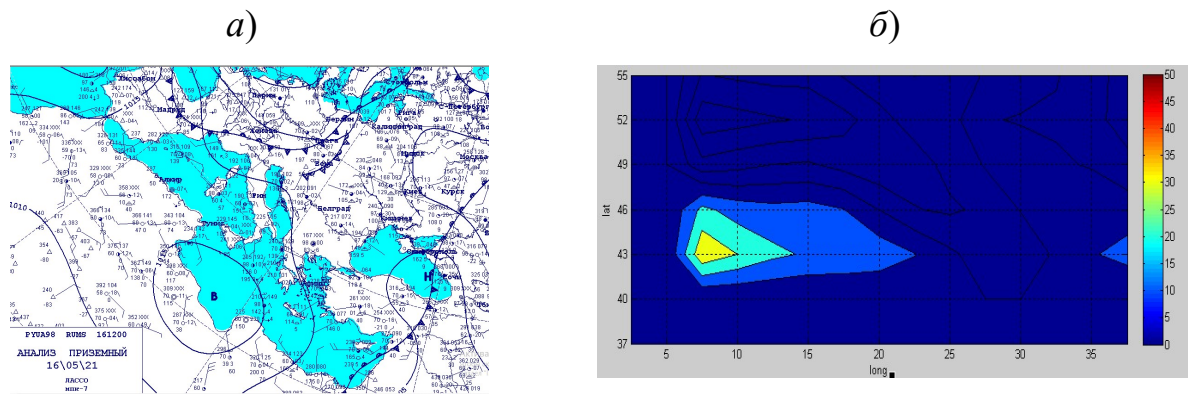


Рисунок 4.6 – Карта приземного аналізу (12 год. СГЧ) *а)* та поле фронтального параметру *б)* за 16.05.2021 р.

Як бачмо із рис. 4.6 *б)*, фронтальний параметр знову показав відсутність будь-яких осередків зі значною бароклинністю над територією України при тому, що зливові опади та грози відмічалися на декількох станціях України впродовж як мінімум 5 годин. Індеси нестійкості K і TT по станції Київ за кілька годин до формування конвективних явищ показали відповідні значення.

Розглянемо випадок, коли на деяких станціях відмічалися тільки грози, а на інших і грози і зливи (рис.4.7).

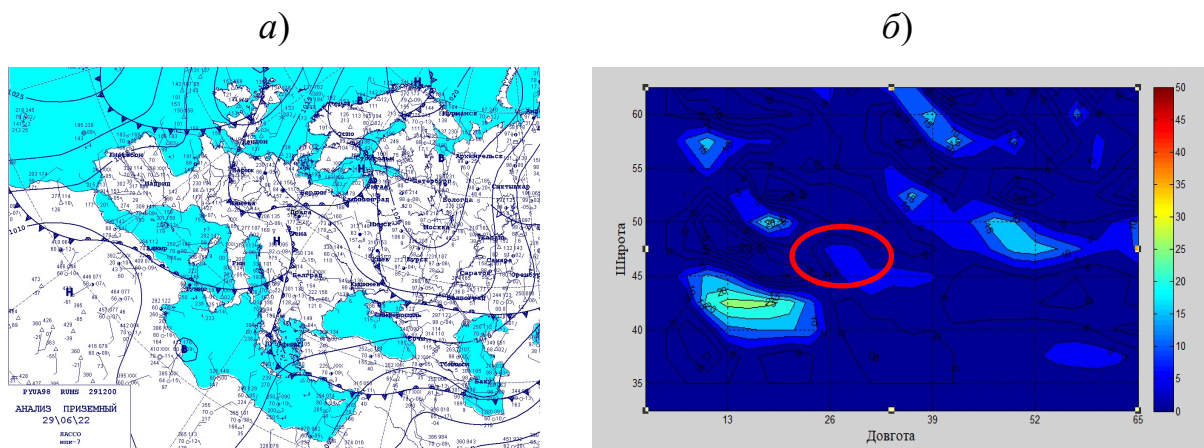


Рисунок 4.7 – Карта приземного аналізу (12 год. СГЧ) *а)* та поле фронтального параметру *б)* за 29.06.2022 р.

Синоптична ситуація 29.06.2022 р. обумовлена впливом малоградієнтного поля зниженого тиску на заході та впливу меридіонально

розташованого гребеня північного антициклону над сходом України. Фронтальна система, що простягається меридіонально уздовж центральної України пов'язана із двома полярними циклонами.

Поле фронтального параметру показало $\Psi=12$ над станціями в червоному колі. Так, над станцією Могилів-Подільський, простежувалася гроза без опадів на 18 годину місцевого часу. На західній території України (червоне коло) – грози зі зливами. Індекси нестійкості K і TT спрогнозували значні грози (Додаток Б).

Наступним розглядається випадок 06.07.2022 р., в якому територія України знаходиться під впливом малоградієнтного поля підвищеного тиску. Над південно-західною частиною проходить фронт оклюзії (рис 4.8 а). Біля фронтальної системи відмічається область падіння тиску. Також поле фронтального параметру відзначає загострення до значень $\Psi=20-40$. Відповідно, станція Могилів-Подільський відмітила наявність купчасто-дощової хмарності із $\Psi=40$, а наступного дня о 3 годині місцевого часу пішов дощ (1 мм). Індекси K і TT спрогнозували значні грози.

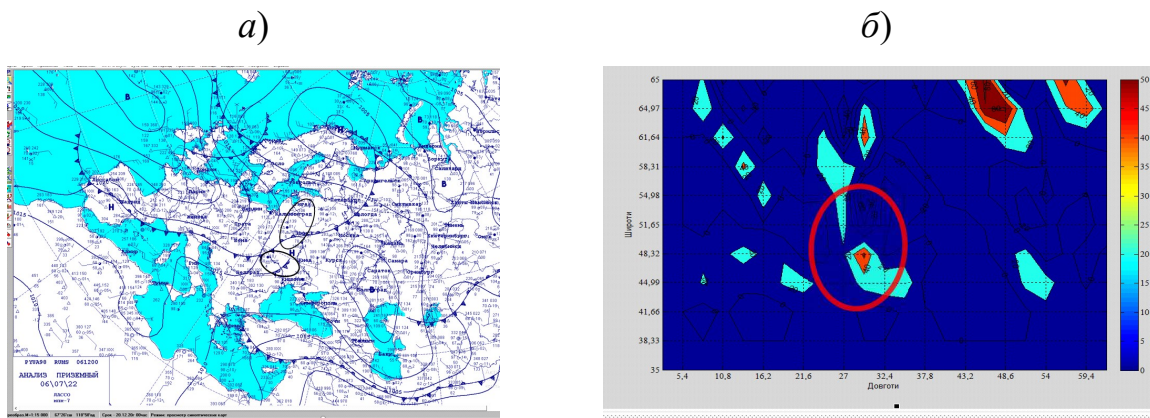


Рисунок 4.8 – Карта приземного аналізу (12 год. СГЧ) а) та поле фронтального параметру б) за 06.07.2022 р.

Станції які знаходились у зоні значення фронтального параметру $\Psi=20$ відмітили наступні погодні умови: м Чорноморське – купчасто-дощова хмарність без явищ, М Сарни – купчасто-дощова хмарність зі зливовим дощем

(15:00 - 0.8 мм), М Любашівка – купчасто-дощова хмарність без явищ. SWEET індекс тільки по станції Сарни спрогнозував дуже сильні грози зі зливами, також по цій станції спрогнозували значну нестійкість і можливість сильної конвекції індекси R , TT , Li .

Одночасно з півночі простягається фронтальна система - гілка полярного фронту, яка меридіонально орієнтовано переміщується з північного-заходу на територію України. Метеостанції, які піддавалися впливу цієї фронтальної системи відмітили наступні явища: Рівне – зливовий дощ вночі (0.6 мм) та гроза з опадами (4 мм) відповідно $\Psi=20$ та Лівів – вночі о 5 годині гроза з опадами (0.8 мм) зі значенням $\Psi=15$.

15.06.2018 року на станції Кривий Ріг. Синоптична ситуація відмічалася малоградієтним полем зниженого тиску (рис.4.9).

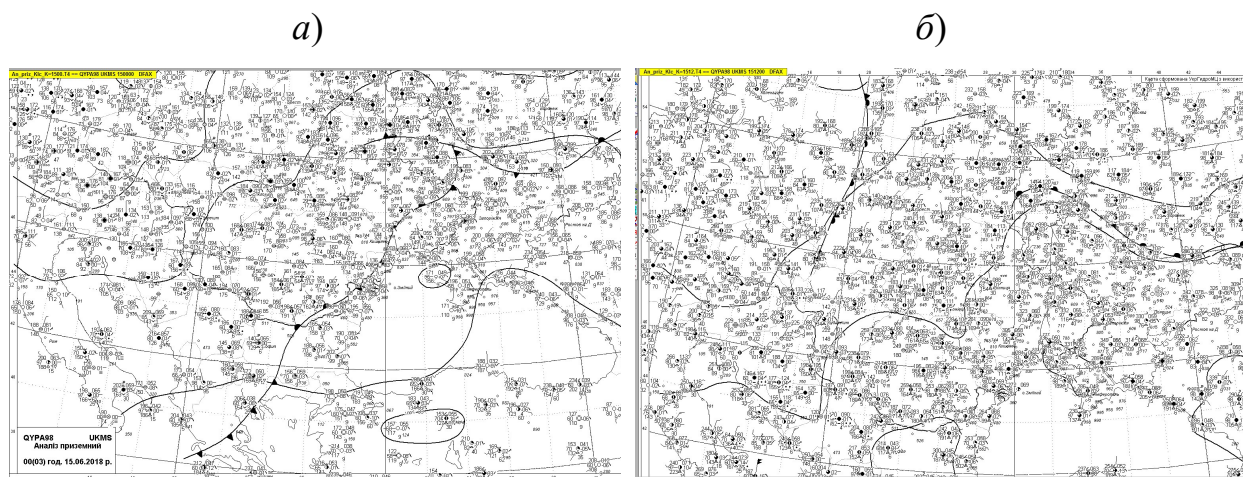


Рисунок 4.9 – Карти приземного аналізу за а) 00 та б) 12 год. СГЧ за 15.06.2018 р.

Конвективна діяльність спостерігалася на станції у другу половину доби, гроза з 18 години.

Як можна побачити з рис.4.10, над територією півднем та сходом України простежується гребінь тепла, в той час як західні території знаходяться в 00 годин в слабкій улоговині холоду з північного заходу.

На рис. 4.9, ми бачимо, що над Симферополем сформувався центр циклону, для формування якого необхідна одна із умов – адвекція тепла в передню частину циклону та адвекція холоду в тилову. О 18 годині, вже чітко простежується адвекція холоду вже над більшою територією України на рівні 850 гПа (рис.4.10).

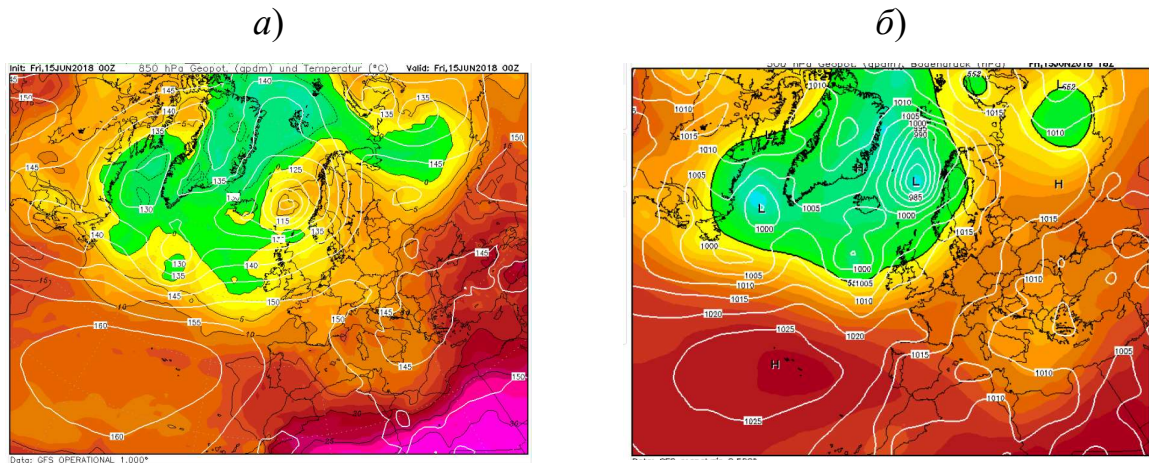


Рисунок 4.10 – Карта баричної топографії АТ850 за 15.06.2018 р. а) 00 год та б) 18 год.

За обрану дату розрахований фронтальний параметр Ψ та побудоване відповідне поле (рис.4.11).

Перед описом наведеного поля, звернемо увагу, що на приземних картах поблизу Кривого Рогу атмосферні фронти не проведені, при тому, що південніше нашої станції відмічається формування циклонічного центру. Також, як було зазначено вище, в межах циклону присутні контрасти температур, хоча і досить невеликі. Взагалі, даний циклон приніс на територію Симферополя достатньо потужні опади, такі невеликі за горизонтальними розмірами циклони носять назву мезоциклони.

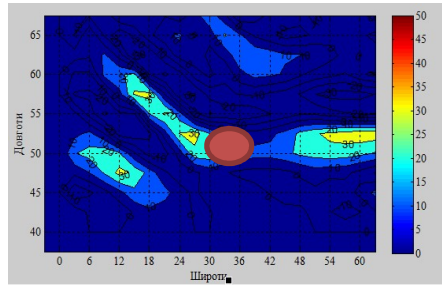


Рисунок 4.11 – Поле фронтального параметру Ψ за 15.06.2018 р.

Поле фронтального параметру рис.4.11 показало декілька областей зі значними зонами бароклинності. Станція Кривий Ріг (помаранчеве коло на рис.) знаходиться досить близько до однієї з таких зон. Як відомо із робіт Шакіної Н.П., якщо область значної бароклінності досягає 15 та більше, то цій зоні можуть відповідати опади.

Як бачимо із Додатку Б, CAPE взагалі не показав наближення до критеріальних значень, які могли показати утворення нестійкості, тобто нестійкість була, але досить слабка. Наявність CIN показало момент закриття деякого шару, під яким накопичувалася необхідна енергія, з 12 години цей шар став меншим, але не пропав повністю. Якби це відбулося, то індекс CAPE міг досить значно збільшитися.

Індекс LI показав слабку нестійкість. K-індекс показав можливу грозу з дощем. SWEAT індекс не показав можливість утворення гроз.

ВИСНОВКИ

В результаті виконаної роботи можна зробити наступні висновки:

В силу того, що грози є одним із найнебезпечніших явищ погоди для авіації, покращення їх прогнозу та збільшення періоду попередження суттєво поліпшить подальші прогнози та попередження, а це, в свою чергу, зменшить збитки спричинені ними.

- Для станцій Київ та Кривий Ріг найбільш характерні конвективні явища у післяобідні години з 15-16 години і до 00.

- Найбільша повторюваність грозової активності відмічається на станції Кривий Ріг, в порівнянні з Києвом.

- Взагалі виявити тенденцію змін грозової активності досить важко в силу того, що ці зміни несуть циклічний характер і за зменшенням кількості строків з грозами одразу спостерігалися роки, коли кількість гроз збільшувалася.

- Розрахунок фронтального параметру для нестандартних випадків з грозовою активністю (малоградієтні поля) показав, що при значеннях фронтального параметру 12, є імовірність утворення гроз та злив. Для уточнення прогнозу в цьому випадку слід переглянути індекси нестійкості K та TT , які навіть в таких випадках добре прогнозують саме грозову активність.

- Взагалі по розглянутим випадкам, такі індекси як Li , K , TT в більшості випадках попереджають про можливість утворення гроз та злив за 6-12 год. до моменту їх утворення, в той час як SWEET індекс частіше не прогнозував ці явища.

- Чим яскравіше показани області фронтального параметру, тим більше індексів нестійкості покажуть можливість формування конвективної діяльності. Але, слід зазначити, що у випадках, коли загострені ділянки фронтального параметру спостерігаються поблизу станції, імовірність утворення гроз збільшується.

СПИСОК ВИКОРИСТАНОЇ ЛІТЕРАТУРИ

1. Грушевський О.М., Міщенко Н.М. Діагноз і прогноз конвективних явищ. Навчальний посібник. Одеса. 2020. 121 с.
2. Івус Г.П. Короткострокові прогнози погоди з урахуванням мезометеорології. Конспект лекцій. Одеса, 2007. 162с.
3. Клімат України. За редакцією Бабіченко В.М., Дячука В.А., В.М.Ліпінського. Київ: Вид-во Раєвського, 2003. С. 216-218.
4. Міщенко Н.М., Куляс К.А., Криворучко Д.С. Термічна та динамічна структура атмосферних фронтів. Фізична географія та геоморфологія. Київський національний університет імені Тараса Шевченка. Вип.91. 2018. 44-49 с.
5. Andersson, T., Andersson, M., Jacobsson, C., Nilsson, S., 1989: Thermodynamic indices for forecasting thunderstorm CIN southern Sweden. Meteorol. Mag. 116, 141-146.
6. 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.
7. C.J. Boyden. A simple instability index for use as a synoptic parameter. Meteorol. 1963. Mag. 92, P. 198 – 210.
8. Folsom, M. Developing a forecast tool for cloud-to-ground lightning in The north central and northeast United States Air Force institute of technology, 2004 136p.
9. Griser Ju. Convection Parameters. 2012. С. 7-10, 15.
10. J.A Adedokun.: On an instability index relevant to precipitation forecasting in West Africa. Arch. Meteor. Geophys. Bioklimatol. 1982, A 31, P. 221-230.
11. Knupp K., Cotton W.R. Precipitating convective cloud downdraft structure – a synthesis of observations and modelling. Proc. of the 9th Intern. Cloud Phys. Conf., Tallin, 1984. V.2 P. 431 – 434.
12. L.Johnson: A stability analysis of AVE–IV severe weather soundings . NASA Technical Paper. 1982, P. 59-60.

13. Norman E. Prosser, Donald S. Foster. U. S. Weather Bureau, ESSA, Kansas City, MO (Manuscript received 16 July 1965, in revised form 10 February 1966). – Journal of applied meteorology. P. 296-300.
14. Roland Stull. Practical Meteorology: An Algebra-based Survey of Atmospheric Science. The University of British Columbia Vancouver, Canada – 2015. 942 p.
15. Шакина Н.П. Динамика атмосферных фронтов и циклонов. Н.П. Шакина. Л. Гидрометеиздат. 1985. 264 с.
16. Шакина Н.П., Скриптунова Е.Н., Иванова А.Р. Прогностическая значимость динамических факторов генерации осадков. Метеорология и гидрология. 2008. Вып. № 5. С. 31 - 44.
17. Grieser Jü. Convection Parameters. 2012. <http://www.juergen-grieser.de/CovectionParameters/ConvectionParameters.pdf>
18. Charba, J.P., 1977: Operational system for predicting thunderstorms two to six hours in advance. NOAA Technical Memo. NWS TDL-64. 24pp.
19. <https://iprop-ua.com/inv/pdf/nr6eoon4-pub-description.pdf>
20. http://method.meteorf.ru/norma/document/dop_3red.pdf
21. https://www.sgu.ru/sites/default/files/textdocsfiles/2019/05/24/zondirovanie_atmosfery_chervyakov.pdf
22. https://radarmet.atmos.colostate.edu/AT786/papers/BAMS_The_Thunderstorm_Project.pdf
23. https://radarmet.atmos.colostate.edu/AT786/papers/BAMS_The_Thunderstorm_Project.pdf
24. https://journals.ametsoc.org/view/journals/apme/14/7/1520-0450_1975_014_1303_ifcspi_2_0_co_2.xml?rskey=UHeRYN&result=8
25. https://revolution.allbest.ru/geography/00322213_0.html

Додаток А

ДОВІДКА

кафедри метеорології та кліматології
до магістерської кваліфікаційної роботи
студентки 2 курсу групи МЗМ-21

Чорної Ани Леонідівни

на тему:

«Сучасні методи прогнозу грозової активності та методика їх
використання на території України»

Доповідь XXI наукової конференції молодих вчених Одеського державного екологічного університету (23-31 травня 2022 р.) з темою доповіді: «MODERN METHODS OF FORECASTING THUNDERSTORM ACTIVITY OVER THE TERRITORY OF UKRAINE».

<https://odeku.edu.ua/wp-content/uploads/materiali-xxi-naukovo%D1%97-konferenczi%D1%97-molodih-vchenih-odeku-23-31-travnya-2022.pdf>

Додаток Б
Індекси нестійкості атмосфери

Таблиця Б.1 – Індекси нестійкості атмосфери за розглянуті дати

1	18.05.2022	Київ	±=40	Кропивницький		±=30	Керч		±=20
2		0	12	18	0	12	18	0	12
3	SB CAPE	0	9	2	0	242	2	70.3	62
4	SB CIN	0	-0.3	-27	0	0	-16	-62	-0.1
5	SB LI	7.5	4.1	7	7.5	2.5	2.7	1.8	62
6	K index	9.3	20.6	6	9	12	24	24	22
7	TT	45	57	46	45	48	54	47	37
8	SWEAT	77	138	95	77	51	208	120	167
9									
10	29.05.2022	Могічів-Под.	±=12	Рівне					
11		0	12	18	0	12	18		
12	SB CAPE	0	1507	866	250	256	687		
13	SB CIN	0	0	-110	-334	-133	-150		
14	SB LI	1.5	-5.8	-4.6	-0.4	-2.4	-3.5		
15	K index	20.3	31.5	31.5	17.7	30	28.5		
16	TT	47.8	54.4	53.5	46	50.5	48		
17	SWEAT	118	270	234	120	158	128		
18									
19	06.07.2022	Могічів-Под.	±=20-40	Сєрпін		±=20	Черноморське		±=20
20		0	12	18	0	12	18	0	12
21	SB CAPE	107.4	6.7	0	0	99	3	7	0
22	SB CIN	-373	-35	0	0	-14	-4	-335	0
23	SB LI	-0.8	0.3	2	2	0.1	6	2.8	2.4
24	K index	31.8	31.4	33	30	33	19	18	23.5
25	TT	48.7	46	47	46	44	39	40	42
26	SWEAT	168	153	180	304	180	136	108	96
27	18.06.2017	Київ		27.07.2017	К-Р	Київ	16.05.2021		±=30
28		0	12	0	12	0	12	0	12
29	SB CAPE	0.18	0	10.69	18.35	83.72	821.57	0	0.74
30	SB CIN	-141	0	-188.57	-25.13	-143.29	0	0	-24.77
31	SB LI	2.63	3	4.3	2.3	-0.24	-3.59	4	1.42
32	K index	28.91	23.9	27.08	24.12	33.3	34.34	22.04	26.82
33	TT	45.46	43.57	44.58	42.62	49.53	50.22	48.23	48.91
34	SWEAT	98.59	73.27	94.74	50.95	190.82	207.91	48.45	77.72
35	15.06.2018	К-Р		17.07.2017	К-Р				
36	Індекс	0	12	0	12				
37	SB CAPE	189,7	66,8	0	64,6				
38	SB CIN	-321,4	-1,2	0	103,86				
39	SB LI	-1,1	-0,8	5,2	-0,93				
40	K Index	29,8	32	18,75	25,19				
41	TT	47,8	49,5	39,45	47,96				
42	SWEAT	111,2	112,3	75,87	128,43				