

МІНІСТЕРСТВО ОСВІТИ І НАУКИ УКРАЇНИ  
МІНІСТЕРСТВО ОБОРОНИ УКРАЇНИ  
ОДЕСЬКИЙ ДЕРЖАВНИЙ ЕКОЛОГІЧНИЙ УНІВЕРСИТЕТ

Кафедра військової підготовки

## БАКАЛАВРСЬКА РОБОТА

на тему: «Еволюція температурно-вологісних характеристик атмосфери  
при розвитку конвективної діяльності»

Студентки 4 курсу, групи В-41

Спеціальність 103 Науки про Землю

Кожухар Антоніна Анатоліївна  
(прізвище, ім'я та по-батькові)

Керівник підполковник Мансарлійський В.Ф.

Національна шкала \_\_\_\_\_

Кількість балів: \_\_\_\_\_ Оцінка: ECTS \_\_\_\_\_

Члени комісії: полковник Грушевський О.М.

підполковник Романенко С.Е.

підполковник Мансарлійський В.Ф.

ОДЕСА – 2020 р.

МІНІСТЕРСТВО ОБОРОНИ УКРАЇНИ  
МІНІСТЕРСТВО ОСВІТИ І НАУКИ УКРАЇНИ  
ОДЕСЬКИЙ ДЕРЖАВНИЙ ЕКОЛОГІЧНИЙ УНІВЕРСИТЕТ

Кафедра військової підготовки

Рівень вищої освіти бакалавр

Спеціальність 103 Науки про Землю

(шифр і назва)

Освітня програма «Організація метеорологічного та геофізичного  
забезпечення Збройних Сил України»

ЗАТВЕРДЖУЮ

Начальник кафедри військової підготовки

полковник **Олег ГРУШЕВСЬКИЙ**

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

студентці **КОЖУХАР Антонині Анатоліївни**

(прізвище, ім'я, по батькові)

1. Тема роботи «Часова еволюція кількісних значень температурно-вологісних  
індексів»

керівник роботи Мансарлійський Валерій Федорович, к.ф.-м.н.

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

затверджені наказом ректора ОДЕКУ від 17 квітня 2020 року № 40 «С»

2. Строк подання курсантом роботи 16 червня 2020 року

3. Вихідні дані до роботи аеросиноптичний матеріал, архів фактичної погоди  
дані чотирикратного протягом доби (00, 06, 12, 18 СГЧ) температурно-  
вітрового радіозондування атмосфери на ст. Кюммерсбрук (Німеччина)

4. Зміст розрахунково-пояснювальної записки (перелік питань, які потрібно  
розробити):

1) обробити статистичні дані фактичної погоди

2) виявити випадки з наявністю конвективних явищ

3) визначити діапазони кількісних значень температурно-вологісних  
індексів нестійкості атмосфери при яких відбувається інтенсивний  
розвиток конвекції

4) визначити механізмів впливу змін індексів на формування та еволюцію  
конвективних явищ

5. Перелік графічного матеріалу:

1. Рис. 3.1 Графіки часової еволюції температурно-вологісних індексів нестійкості атмосфери на ст. Кюммерсбрук (01.04.2018 р)

2. Рис. 3.2 Графіки часової еволюції температурно-вологісних індексів нестійкості атмосфери на ст. Кюммерсбрук (24.05.2018 р).

3. Рис. 3.3 Графіки часової еволюції температурно-вологісних індексів нестійкості атмосфери на ст. Кюммерсбрук (11.06.2018 р).

#### 6. Консультанти розділів роботи

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

7. Дата видачі завдання: 27 квітня 2020 року

#### КАЛЕНДАРНИЙ ПЛАН

№ з/п	Назва етапів магістерської кваліфікаційної роботи	Термін виконання етапів роботи	Оцінка виконання етапу	
			у %	за 4-х бальною шкалою
1.	Пошук літературних джерел за темою магістерської роботи	27.04 – 01.05.20	90	5
2.	Відпрацювання 1 та 2-го розділів роботи	01.05 – 22.05.20	88	4
3.	Рубіжна атестація	23.05.20	92	5
4.	Обробка вхідних даних та розрахункової частини	24.05 – 03.06.20	90	5
5.	Відпрацювання 3-го розділу	04.06 – 07.06.20	92	5
6.	Відпрацювання вступної частини, висновків, списку використаних джерел та додатків	08.06 – 09.06.20	88	4
7.	Перевірка роботи на плагіат, підготовка презентації, доповіді	10.06.20		
8.	Подання роботи на рецензування	12.06.20		
9.	Подання роботи до навчальної частини	13.06.20		
10.	Інтегральна оцінка виконання етапів календарного плану (як середня по етапам)	14.06.20	90	5

Студентка \_\_\_\_\_  
( підпис )

Антоніна КОЖУХАР  
(ім'я та прізвище)

Керівник роботи підполковник \_\_\_\_\_  
( підпис )

Валерій МАНСАРЛІЙСЬКИЙ  
(ім'я та прізвище)

## ЗМІСТ

Вступ.....	5
1.1 Фізичні умови утворення конвективних явищ .....	7
1.2 Аеросиноптичні умови формування конвективної хмарності.....	8
1.3 Загальні відомості про грози .....	14
1.4 Основні чинники утворення грози .....	21
1.5 Складові грози.....	22
1.6 Параметри конвекції .....	24
2.Параметри конвективної нестійкості атмосфери.....	28
2.1 Температурно-вологісні параметри конвективної нестійкості атмосфери.....	28
2.2 Індекси зсуву вітру.....	35
2.3 Індекси спіральності шторму.....	39
3.Вплив структури поля температури і вологості на формування конвекції.....	44
3.1 Характеристика вихідних даних.....	44
3.2 Опис синоптичних умов утворення конвективних явищ.....	45
3.3 Часова еволюція температурно-вологісних індексів при формуванні конвективних явищ .....	46
Висновки.....	52
Перелік посилань .....	53

## ВСТУП

Найбільшу небезпеку для авіації представляє інтенсивна конвекція, при якій утворюються хмари *Cb*. Слабка конвекція також певною мірою впливає на умови польоту, оскільки вона супроводжується розвитком термічної турбулентності, посиленням вітру і збільшенням зрушень вітру. Основні небезпечні для авіації явища - сильна турбулентність, вертикальні рухи з великими швидкостями, великі зрушення вітру, грози, град, шквали - пов'язані з хмарами *Cb*.

Під конвективними явищами розуміється хмарність купчастих форм, грози, зливи, шквали, смерчі тощо.

У практиці прогнозування конвективних явищ розроблено багато параметрів, які дозволяють кількісно описати імовірність виникнення конвективних явищ. Основна проблема, яка виникає під час застосування цих індексів є в тому, що кількісна оцінка імовірності виникнення конвективних явищ проводиться у межах критеріальних значень, отриманих авторами на основі обробки статистичних даних певного регіону. Охопити їх усіх досить важко, тому одним із важливих завдань для синоптика є необхідність вибрати параметри які мають найбільшу справджуваність і є найбільш ефективними для прогнозування тих чи інших конвективних явищ.

*Актуальність* обраної тематики обумовлена тим, що визначення параметрів конвекції, які найбільш ефективно спрацьовують під час визначення конвективної діяльності дає змогу використовувати їх в подальшому для прогнозу явищ пов'язаних з конвективною діяльністю для конкретного регіону.

*Метою* роботи є визначення часової еволюції і кількісних значень температурно-вологісних індексів нестійкості атмосфери при формуванні конвективних явищ.

Завдання, що вирішувались у рамках дослідження для досягнення мети:

- відбір, обробка і аналіз даних радіозондування атмосфери, з необхідною часовою дискретністю;
- розрахунок температурно-вологісних індексів нестійкості атмосфери для випадків утворення конвективних явищ з побудовою їх часових змін;
- визначення діапазонів кількісних значень температурно-вологісних індексів нестійкості атмосфери при яких відбувається інтенсивний розвиток конвекції, а також механізмів впливу змін цих індексів на формування та еволюцію конвективних явищ.

У першому розділі дипломної роботи висвітлюються загальні відомості про умови утворення конвективної діяльності. Другий розділ висвітлює описання параметрів конвективної нестійкості атмосфери. У третьому розділі наведені параметри конвекції, які найбільш ефективно спрацьовують [1].

## 1 ЗАГАЛЬНІ ВІДОМОСТІ ПРО КОНВЕКТИВНІ ВЕРТИКАЛЬНІ РУХИ

Поле вертикальних рухів тепліше навколишнього середовища, до тих пір, поки теплі повітряні частинки піднімаються з прискоренням, яке називають прискоренням конвекції. Поблизу рівня вирівнювання температур, (зазвичай трохи вище нього), який називають рівнем конвекції, вертикальне переміщення повітряних частинок припиняється.

Конвективні рухи призводять до перемішування повітря в шарі, в результаті чого, в ньому встановлюється стратифікація, близька до адіабатичної. Інтенсивність конвективних рухів визначається вихідною (до розвитку конвекції) температурною стратифікацією атмосфери, ступенем «перегріву» повітряних частинок, що беруть участь у конвективних рухах, структурою повітряних течій, яка може перешкоджати або сприяти розвитку конвекції.

Найчастіше розвиток конвекції починається безпосередньо від підстильної поверхні, коли вона виникає при встановленні сухонестійкої або сухобайдужої температурної стратифікації в прикордонному шарі. Таку конвекцію зазвичай називають термічною.

Зустрічаються випадки, коли шар з нестійкою температурною стратифікацією знаходиться на деякій висоті від підстильної поверхні. Тоді розвиток конвекції починається з нижньої межі цього шару. При цьому розрізняють вільну конвекцію, яка виникає при сухонестійкої температурної стратифікації шару, і вимушену конвекцію, що виникає при його волого нестійкої стратифікації. Вимушена конвекція виникає в умовах попереднього підняття ненасиченого водяною парою шару повітря в системі впорядкованих вертикальних рухів, що забезпечує досягнення рівня

конденсації і встановлення вологонестійкої або волого байдужої стратифікації в цьому шарі.

Конвективні рухи з розмірами і часом існування поблизу нижньої межі діапазону їх існування, які умовно можна назвати дрібномасштабними конвективними рухами, розвиваються під вологонестійкими стратифікованими шарами невеликої товщини.

У цьому випадку розміри конвективних осередків, які можна оцінити за параметрами купчастих хмар при хорошій погоді або при відсутності хмар за даними вимірів неоднорідностей поля вологості за допомогою радіолокаторів, зазвичай складають кілька сотень метрів.

При товщині шару з волого нестійкою стратифікацією, що дорівнює 1-2 км, горизонтальні розміри конвективних осередків зростають, і вони утворюють системи, що складаються з окремих областей з висхідними і низхідними конвективними рухами [1].

### 1.1 Фізичні умови утворення конвективних явищ

Конвективні вертикальні рухи повітря (або конвекція) виникають в результаті дії на елементарний об'єм (частку) як сил плавучості, так і механічних сил, обумовлених динамічними факторами. У першому випадку утворюється термічна, або вільна конвекція, а в другому - вимушена.

Основними причинами формування термічної вільної конвекції в граничному шарі атмосфери є нерівномірний прогрів підстильної поверхні і нестійка вертикальна стратифікація атмосфери. У цьому випадку перегрітий об'єм повітря починає підніматися від вихідного рівня, його температура падає з висотою повільніше, ніж навколишнього повітря, і він виявляється тепліше і легше щодо навколишнього середовища на рівнях вище вихідного.



Відзначимо, що для цього в ненасиченому повітрі вертикальний градієнт температури повинен бути більше сухоадіабатичного:  $\gamma > \gamma_a$ , а в насиченому – більше вологоадіабатичного:  $\gamma > \gamma_{ва}$ .

Розвиток термічної конвекції може починатися як від поверхні землі, так і з деякого рівня на деякій висоті. В останньому випадку нижче деякої висоти розташовується стійкий шар, а вище нестійка стратифікована атмосфера.

Вимушена конвекція переважно спостерігається в зоні атмосферних фронтів і на навітряних схилах височин. Вона виникає тоді, коли в нижніх шарах атмосфери спостерігається стійка стратифікація, а вище рівня конденсації – волого-нестійка. Повітря в цьому випадку спочатку піднімається за рахунок впорядкованих вертикальних рухів або за рахунок натікання потоку на височину, а вище рівня конденсації воно піднімається за рахунок виділення теплоти конденсації, тобто під впливом термічних причин.

Конвекція на атмосферних фронтах може розвиватися одночасно з шарувато-дощовою хмарністю і облоговими опадами. Гряди конвективних хмар в таких випадках бувають приховані від наземного спостерігача, але добре видно на супутникових знімках і виявляються радіолокаційними спостереженнями. Такий тип конвекції має назву затоплена.

Численні дослідження умов виникнення затопленої конвекції у фронтальних хмарних системах показали, що всередині фронтальних систем хмар і опадів часто спостерігається осередкована, або смугова, або спільна форма мезоструктури. У циклоні поблизу фронтальних розділів просторове розташування мезонеоднорідностей в полях хмар і опадів носить регулярний характер. Згідно зі схемою Браунінга і Харролда (рис. 1.1) мезомасштабні зони опадів мають вид довгих смуг, ширина яких до 100 км. У теплому секторі такі смуги витягнуті уздовж холодного фронту, а перед теплим фронтом – уздовж фронтального розділу [2].

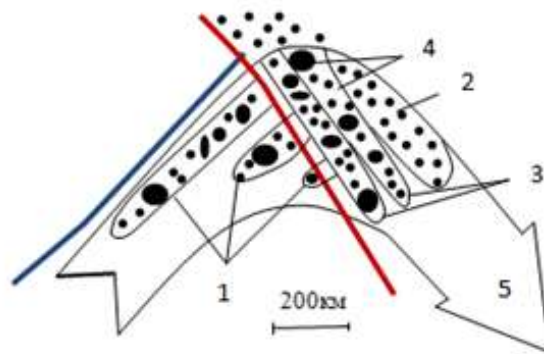


Рис 1.1 – Мезомасштабна структура поля опадів і повітряних потоків у циклоні: 1 – конвективні смуги в теплому секторі; 2 – область однорідних опадів, пов'язаних з теплим фронтом; 3 – конвективні смуги, пов'язані з теплим фронтом; 4 – зливові опади; 5 – смуга, що несе зону опадів [2].

Такий напрямок смуг обумовлено наявністю в південній частині циклону квазістаціонарного потоку теплого вологого повітря (рис. 1.1). Цей потік називається теплою несучою смугою. Структура такої смуги залежить від стадії розвитку циклону і характеристик зовнішніх мас, з яких він складається. Тепла, але недостатньо зволожена повітряна маса не призводить до формування мезомасштабних смуг в полях хмарності і опадів.

Як було зазначено вище, найбільшу небезпеку для авіації являють купчасто-дощові хмари. За даними про структуру купчасто-дощові хмари поділяють на три типи: одночарункові, багаточарункові і суперчарункові.

Одночарункові хмари С<sub>b</sub> розвиваються при слабкому вітрі у поверхні землі в малоградієнтному баричному полі. Розвиток даного типу хмарності добре описується схемою Байєрса і Брейама (рис. 1.2). У процесі свого розвитку вони проходять три стадії: купчастої хмари, зрілості і розпаду. Їх діаметр рідко перевищує 5 - 10 км, а тривалість їх життя становить 30-45 хв [5].

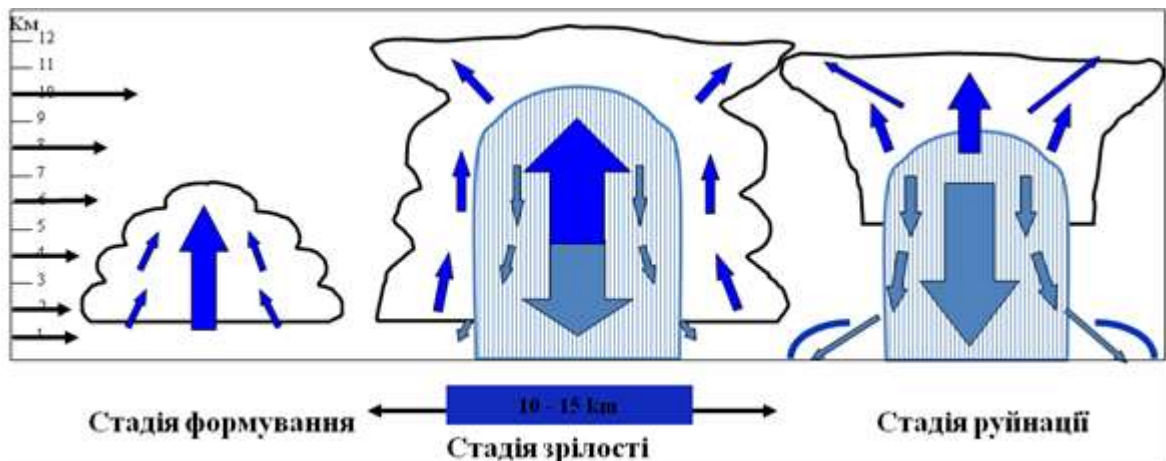


Рис 1.2 – Еволюція одночарункової купчасто-дощової хмари.

Найчастіше це дощові хмари, але над півднем України на частку таких хмар припадає 20-30% випадків випадання граду. Якщо одночарункові хмари досягають грозової або градової фази, то внаслідок низхідних потоків, викликаних випаданням опадів, вони швидко руйнуються. Одночарункові хмари в більшості випадків є початковою стадією в процесі формування багаточарункових хмар.

Багаточарункові (мультичарункові) купчасто-дощові хмари (рис. 1.3) складаються одночасно з декількох комірок, при цьому кожна комірка у фіксований момент часу знаходиться на різних стадіях свого розвитку. У початковий момент часу хмара складається з чотирьох чарунок (чарунки пронумеровані цифрами) [3].

Багаточарункові хмари *Cb* складають до 30% всіх градових осередків, з ними пов'язані також сильні зливи, грози та шквали.

Суперчарункові купчасто-дощові хмари є найбільш потужними і довгоживучими (до 4 год). З ними пов'язані найбільш інтенсивні грози і катастрофічний град.

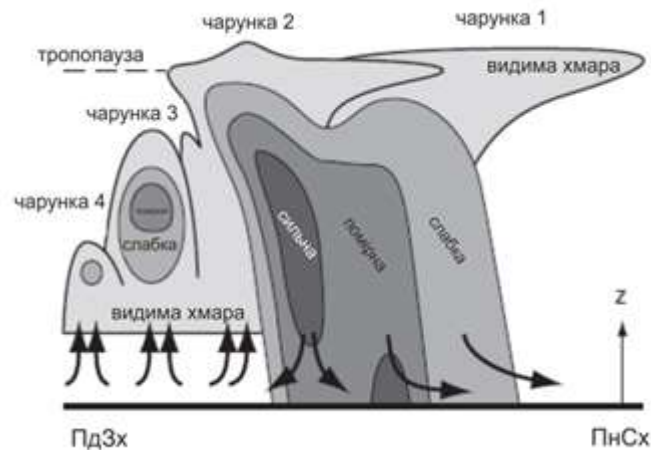


Рис. 1.3. Схематичне зображення багаточарункової купчасто-дощової хмари. чарунка 1 – є старою чарункою у стадії дисипації; чарунка 2 – знаходиться у фазі зрілості; чарунка 3 – у стадії купчастої хмари; чарунка 4 – є наймолодшою і найменшою, знаходиться у стадії купчастої хмари. Заштриховані області вказують, де могли б спостерігатися хмари і зливи. Середнє, сильне і дуже сильне затемнення показує слабку, помірну і сильну радарну луку всередині хмар, яка, зазвичай, відповідає слабким, помірним і сильним опадам. Стрілки вказують вітер на нижніх рівнях.

Суперчарунки розвиваються на холодних фронтах і холодних фронтах оклюзії при сильній нестійкості і великих зсувах вітру при слабкому його обертанні з висотою. Вони складаються з однієї квазістаціонарної чарунки, діаметр якої може перевищувати 10 – 15 км, а висота становить 12 – 16 км[3]. З правого боку такої чарунки (по струму) розташовується зона потужного висхідного потоку, в якій швидкості потоків можуть досягати 50 м/с (рис. 1.5), в тилівій частині в зоні інтенсивних опадів формується низхідний потік зі швидкістю до 20 м/с і більше. Ці дві зони розділяє різко виражений холодний мезофронт (лінія шквалів), після проходження якого тиск і вологість повітря збільшуються, а температура різко падає.

Будова і умови розвитку грозових хмар мають складну структуру, швидкозмінливу по мірі еволюції хмари. Модель статичної грозової хмари в стадії зрілості була запропонована І. М. Ім'янітовим і представлена на рисунку 1.5.

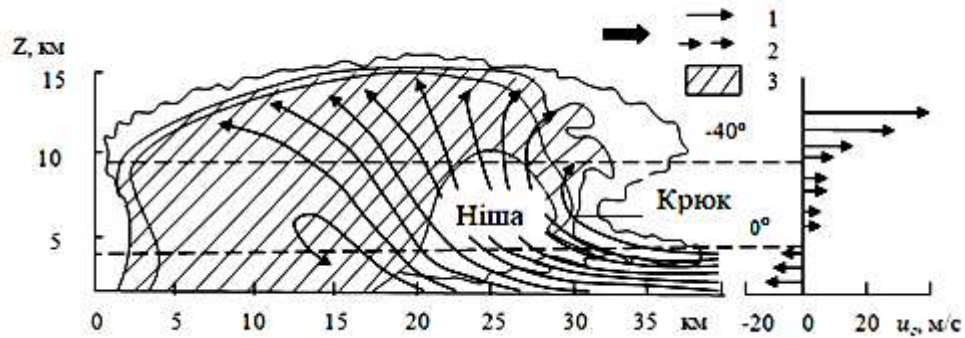


Рис 1.4 – Вертикальний розріз потужної суперчарункової хмари в напрямку переміщення  $Cb$ : 1 – лінія струму; 2 – траєкторія градин; 3 – область найбільш інтенсивного радіоєха.

Відповідно до цієї моделі на стадії зрілості в грозовій купчасто-дошовій хмарі можна виділити чотири добре виражених заряди. Накопичення цих зарядів в конвективних хмарах в основному відбувається в період переходу від стадії  $Cucong$  до  $Cb$  ( $Cucong \rightarrow Cb$ ) і в стадії розвитку  $Cb$  [4].

Найбільш висока кореляція електричних параметрів хмар спостерігається з наступними метеорологічними характеристиками:

- розміри часток опадів;
- потужність хмари спільно з водністю і ступенем зледеніння хмари;
- розвиток вершини хмари вище ізотерми  $-20\dots-25^\circ\text{C}$  [4].

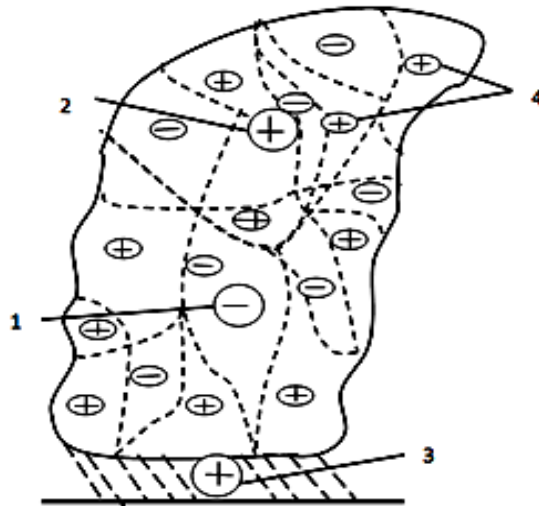


Рис. 1.5 – Статична модель грозової хмари у стадії зрілості: 1 – основний електричний заряд хмари; 2 – заряд, що виникає під впливом електропровідності атмосфери; 3 – заряд опадів; 4 – заряд електричних неоднорідностей хмари.

Для виникнення значних струмів заряджання необхідна велика інтенсивність опадів, що пов'язано з великою водністю хмар і їх вертикальним розвитком. Ступінь кореляції між інтенсивністю опадів і грозовою активністю середня. Це пов'язано з тим, що у випадку малих електричних втрат грозові явища виникають і при слабких опадах, а в разі великих втрат вони не виникають навіть при інтенсивних зливах [4].

## 1.2 Аеросиноптичні умови формування конвективної хмарності

Фізичні умови розвитку конвекції і пов'язані з нею явища погоди обумовлені в першу чергу аеросиноптичними умовами. У залежності від

характеру синоптичного положення конвективної хмарності, зливи і грози поділяються на внутрішньомасові і фронтальні.

Найбільш сприятливими синоптичними умовами для утворення внутрішньомасових конвективних явищ є тилова частина циклону. В тилівій частині циклонів, що виходять на материк у теплу пору року, як правило, спостерігається морське арктичне (МАП) або морське помірне повітря (МПП). Дані повітряні маси спочатку, при виході на узбережжя, є стійкими. По мірі просування над теплою підстильною поверхнею холодне повітря швидко прогривається і стає нестійким. В МАП унаслідок низьких температур і невеликого вологовмісту конвективна хмарність не одержує істотного вертикального розвитку. При достатньому його зволоженні, що в більшості випадків спостерігається у весняний період при переміщенні над вологою підстильною поверхнею, з *Cb* можуть випадати зливові опади (рис. 1.6) [1].

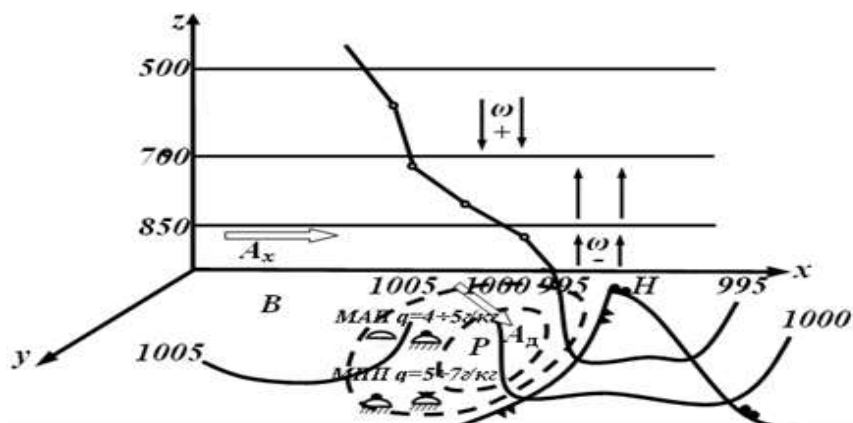


Рис 1.6 – Тилова частина циклону

У МПП температура повітря є вищою, а вологовміст більшим, тому для даної повітряної маси характерним є утворення потужно-купчастих і купчасто-дощових хмар, а при просуванні в південні широти його нестійкість зростає і в даному повітрі можуть спостерігатися грози. Необхідно відзначити, що розвитку купчастої і купчасто-дощової хмарності в даній

синоптичній ситуації часто перешкоджають низхідні впорядковані рухи в середніх шарах тропосфери, які призводять до формування інверсійних шарів або шарів із сповільненим падінням температури. Дані шари є верхньою межею конвективної хмарності і перешкоджають розвитку хмарності по вертикалі, що в більшості випадків виключає можливість випадання сильних злив і гроз.

Депресії, що заповнюються. Це малорухливі циклони, що вже значно заповнилися в нижніх шарах, але добре виражені в середній і верхній тропосфері [5].

Циклон заповнюється настільки, що з'являються розриви в хмарності, у ранкові часи спостерігається малохмарна погода. Це призводить до швидкого прогрівання повітря. Оскільки верхні шари повітря підготовлені для розвитку конвекції (на карті, депресії, що заповнюється біля поверхні землі відповідає осередок холоду, в цілому вертикальні градієнти температури на висотах вищі за вологоадіабатичні), то відбувається інтенсивний розвиток *Cb*. В той самий час в результаті випадання дощів в попередні дні поверхня ґрунту в області депресії є сильно зволоженою, що стає джерелом безперервного зволоження атмосфери. Високі значення масової долі водяної пари спостерігаються як біля поверхні землі (7–12 г·кг<sup>-1</sup>), так і на висотах (на поверхні 700 гПа вона досягає 3–6 г·кг<sup>-1</sup>, відносна вологість 60 – 80 %). Впорядковані вертикальні рухи близькі до нуля, або спостерігаються слабкі низхідні рухи.

У результаті дії перерахованих чинників настає тривалий (до 5 –7 діб) період зливових дощів і гроз, що охоплюють великі території. В більшості випадків грози виникають післяполудневий час, але нерідко бувають і пізніше [5].

Тилова (західна) частина антициклонів. Характер погоди при даному синоптичному положенні може бути різним. В одних випадках спостерігається суха спекотна погода, в інших – погода із зливами і грозами над великими територіями. Неоднаковий характер погоди пояснюється



різними повітряними масами, що спостерігаються влітку в даній синоптичній ситуації. Якщо по західній периферії антициклону відбувається винесення з південних районів морського тропічного повітря (МТП), то, як правило, влітку над материком це тепла нестійка повітряна маса. Слід зазначити, що даний тип повітряної маси також є характерним і для теплового сектора циклону, де може спостерігатися розвиток *Cb*, злив і гроз.

Найважливішими чинниками, що сприяють формуванню нестійкої стратифікації і виникненню купчасто-дощової хмарності, злив і гроз, є зростання вологості повітря як біля землі ( $T_d > 10^\circ\text{C}$ ), так і на висотах (відносна вологість 70–80% або  $D \leq 3-5^\circ\text{C}$ ) і зменшення адвекції теплового повітря з висотою (рис. 1.7) [6].

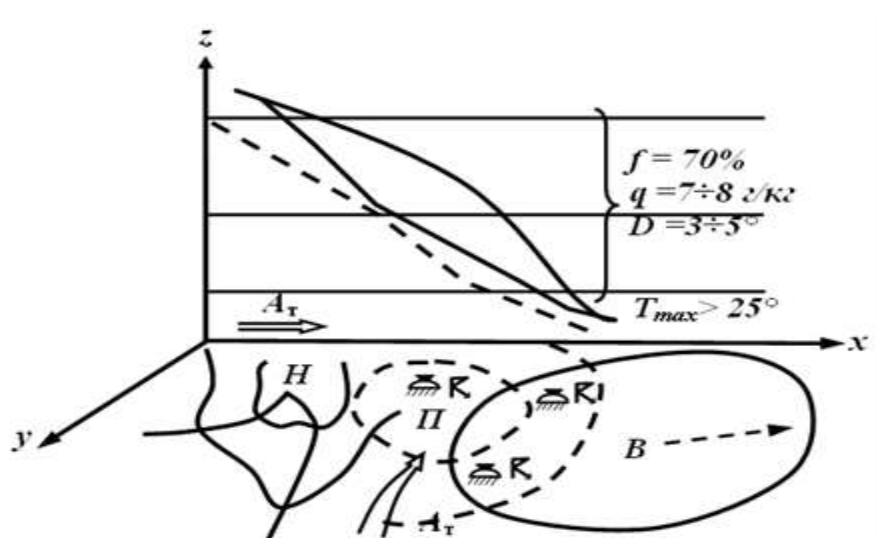


Рис 1.7 – Західна периферія антициклону

Інтенсивний розвиток злив і гроз на західній периферії антициклону спостерігається тільки за умови співпадіння термічного гребеня з язиком вологого повітря. Найбільш ймовірним для виникнення злив і гроз є період 14–18 год місцевого часу при максимумі температури біля землі вищому за

25°C, але за цих умов нерідко спостерігаються і нічні грози. Усунення нестійкого стану при даному синоптичному положенні обумовлюється адвекцією сухого повітря, що має масову долю водяної пари біля поверхні землі нижче  $7 \text{ г} \cdot \text{кг}^{-1}$ , тобто  $T_d < 10^\circ\text{C}$ . Низхідні рухи в зменшенні нестійкого стану мають невеликий вплив. Аналіз спостережень показує, що зливи можливі і при низхідних рухах 60–70 гПа/12 год [7].

Антициклони на стадії затухання. В антициклонах на стадії затухання у більшості випадків розподіл злив і гроз носить опосередкований характер. Лише іноді створюються умови, сприятливі для інтенсивного розвитку конвективних опадів і гроз. Особливістю затухаючих літніх антициклонів є дуже високі температури біля земної поверхні, що досягають у денні часи  $30^\circ\text{C}$ . Тому головним чинником, що призводить до розвитку конвективних явищ, є значне збільшення вологості біля поверхні землі за рахунок випаровування з підстильної поверхні (найчастіше з боліт, озер, лісових масивів). Для утворення  $S_b$  необхідна наявність високих значень точки роси біля поверхні землі – не нижче  $14 - 16^\circ\text{C}$  (рис. 1.8).

Стратифікація  $T$  і  $T_d$  на висотах в затухаючих антициклонах характеризується великими дефіцитами точки роси, а впорядковані вертикальні рухи, як низхідні, так і висхідні, малі по величині (від + 50 до – 30 гПа/12 год) і не впливають істотно на їх зміни. Проте при висхідних вертикальних рухах більш вірогідні зливи з грозами (близько 30% випадків), а при низхідних – сухі грози [7].

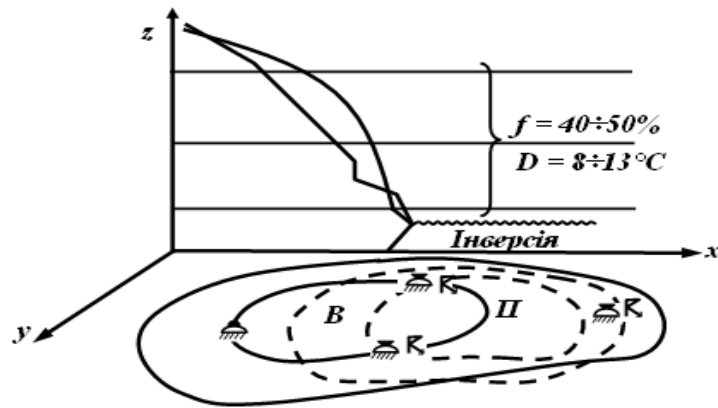


Рис 1.8 – Антициклони на стадії затухання

Фронтальні купчасто-дощові хмари зазвичай являють собою гряди, зосереджені уздовж лінії фронту, і, як правило, є більш потужними, ніж внутрішньомасові. Фронтальні зливи і грози переважно пов'язані з холодними фронтами і фронтами оклюзії по типу холодного. На теплих фронтах і фронтах оклюзії по типу теплового зливи і грози спостерігаються значно рідше, що зумовлено різними умовами формування конвекції в зоні теплих і холодних фронтів [8].

Загальними метеорологічними умовами, при яких утворюються зливові опади, є: велика вологість повітря ( $> 7\%$ ) в приземному шарі та на висотах, невеликі значення дефіциту точки роси (не більше  $3\text{--}5\text{ }^{\circ}\text{C}$ ), значні вертикальні градієнти температури, що перевищують вологоадіабатичний градієнт, відсутність затримуючих шарів (інверсії та ізотермії), адвекція холоду на висотах, перевищення потужності купчасто-дощових хмар відмітки 2 км тощо. Ці умови частіше за все відповідають зонам збіжності повітряних мас при циклонічній кривизні ізобар (фронтальні зливи) і малоградієнтним полям з достатнім прогрівом і вологістю (внутрішньомасові зливи). Повторюваність злив, як і всіх конвективних явищ, зростає в горах. Зливи можуть спостерігатися і в зонах низхідних рухів, якщо під дією місцевих умов розвиваються окремі відкриті конвективні осередки. Формуванню інтенсивної конвекції і випадінню зливових опадів сприяє неоднорідний характер підстильної поверхні та швидкий прогрів ґрунту. В

літній період зливи часто випадають над великими, добре прогрітими водоймами [8].

### 1.3 Загальні відомості про грози

У 1946 році у штаті Флорида США був розпочатий так званий «Грозовий проект», який очолювали вчені Горац Байєрс та Роско Брахам. Відбираючи випадки з окремими грозами з різноманітними дрібномасштабними спостереженнями за поверхнею, радіолокаційними спостереженнями та обхід літака вони визначили всі характеристики гроз: низхідний і висхідний потік повітря, відтік повітря, приплив повітря та межі, які були опубліковані в 1949 році. Вони також встановили той факт, що гроза є результатом швидкого підняття вологого повітря через товсті шари тропосфери. Цей висхідний рух виникає, коли деякий уявний потік повітря є теплішим за повітря, що його оточує. При відсутності достатньої кількості вологи у повітрі, воно піднімається у вигляді терміків без утворення конвективної хмарності. Однак, якщо в повітрі, що підіймається присутня достатня кількість вологи, плавуче повітря виявляється візуальною появою купчастої або купчасто–дощової хмари.

Плавучість повітряної частинки - це конвекція, яка в метеорологічному контексті відноситься до вертикального переміщення теплого повітря. Погода, яка виникає внаслідок конвекції, називається конвективною погодою. До конвективної погоди відносяться не лише грози, а і зливові дощі, шквали вітру, урагани та пилові бурі.[10]

#### 1.4 Основні чинники утворення грози

На початку виникнення конвективного явища з'являється висхідний потік повітря, який з висотою охолоджується. У багатьох випадках значення температури зменшується до значення температури точки роси, через це повітря насичується і конденсується на висоті нижче 1500 м над поверхнею землі. Цей процес триває до моменту повного насичення, після чого формується видима хмара.

Купчасті хмари «хорошої погоди» спостерігаються при слабкому висхідному русі повітря, при якому перестають розвиватися. Однак, коли висхідні рухи потужніші, вони можуть піднятися аж до стратосфери, де досягають повного насичення, яке припиняє їх вертикальний рух, і тоді вони змушені поширюватися горизонтально і утворювати хмару в формі ковадла. Тим часом цей підйом може продовжувати житись припливом повітря знизу, що утворює грозу.

У межах середнього рівня купчасто-дощової хмари відбувається зіткнення крапель та крижаних кристалів, що спричиняє їх швидкому збільшенню. Тому не тільки утворюються хмари, але й масово починають з'являтися великі краплі дощу та частинки льоду. Багато з цих крапель і кристалів випаровуються в середній і верхній частинах купчасто-дощової хмари, утворюючи крапельку охолодженого, щільного повітря, яке швидко починає просідати, що називається низхідним рухом. Після чого можуть спостерігатися опади, пониження температури повітря та підвищення атмосферного тиску. Коли низхідні рухи досягають землі відбувається відтік холодного повітря.[10]

## 1.5 Складові грози

У 1943 році синоптики Альберт Шоуолтер та Джо Фулкс опублікували перший список складових, необхідних для сильної грози. До них віднесли: горизонтальний зсув, конвергенцію, нестійке повітря, широтний зсув вітру та розвиток місцевих хвиль. Список було уточнено Ернестом Фобушем та Л.Г. Старретом в 1953 році, потім у 1987 році Чарльзом Досвеллом ці всі складові об'єднали у нестійкість, вологість і підйом. До яких потім додали ще одну складову – зсув.

*Нестійкість.* Температура насиченого повітря, що підіймається, на всіх рівнях є теплішою за температуру оточуючого його повітря, причому з висотою різниця цих температур збільшується. Отже, у відношенні до насиченого повітря стратифікація атмосфери є нестійкою (волого нестійка), або це буде нестійкою рівновагою насиченого повітря. Як наслідок, це дуже сприятливі умови для розвитку конвекції. Чим більше вертикальний градієнт температури перевищує адіабатичні градієнти, тим сильніше розвивається конвекція. Вертикальну рівновагу повітря краще прослідкувати за допомогою аерологічної діаграми.

*Вологість.* Тепло атмосферної частинки складається не лише з температури повітря, також воно може містити приховане тепло, при якому частинка стає ще теплішою і підвищується її плавучість. Наявність цього виду тепла є надзвичайно важливим при виникненні грозової активності.

Кількість прихованого тепла частинки визначається кількістю водяної пари, яку вона містить. Це можна визначити за допомогою температури точки роси. Крім того, виділення цього прихованого тепла не може тривати до тих пір, поки частинка не охолоне до температури точки роси і досягне стану насичення. Вологість частинки збільшується поступово, оскільки вона підвищується через адіабатичне охолодження, але при дуже низькій

відносній вологості (наприклад, у пустелях і в найспекотніші літні дні), частинка може утворитися на великій висоті, де почне виділяти приховане тепло в результаті якого виникають хмари верхнього ярусу.

*Підйом.* При нестійкості атмосфери для того, щоб частинка почала рухатись потрібен якийсь підйом. У деяких випадках, особливо на Великих рівнинах, для стійкості атмосфери частинка повинна перевищувати середньотропосферну інверсію значної товщини. Для початку підйому потрібна конвергенція низького рівня, дивергенція верхнього рівня, висхідний рух.

*Зсув.* При наявності струминної течії, що проходить над певною територією, частинки опадів переносяться вниз і випадають з купчасто-дошових хмар за багато миль від висхідного потоку. При цьому продовжуються висхідні рухи і шторм може існувати тривалий час.

Найпростішим способом визначення можливого зсуву, є виявлення сильних вітрів на верхніх рівнях на АД. Вітри на висоті 500 гПа зі швидкістю від 40 до 50 км/год вважаються сприятливими для шторму. Якщо вітер біля поверхні землі такий самий як і на висоті зсув не спостерігатиметься.

Також існує масовий зсув, який ще називають зсувом в шарі 0–6 км. Це різниця векторів вітру між підстильною поверхнею і на висоті 6 км. Значення повинно бути обчислене за допомогою векторної математики, діаграми годографа або комп'ютерної програми. Вітер зі швидкістю понад 40 км/год вважається найсприятливішим для виникнення шторму.

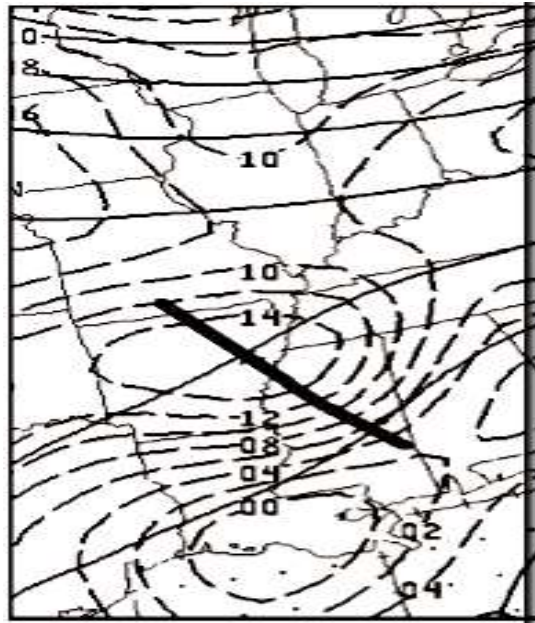


Рис 1.9 – Короткі хвилі.

Однією з найбільш широко відомих особливостей при висхідних рухах, є короткі хвилі, які можуть спостерігатися на картах АТ–500. Висхідний рух зазвичай відбувається в улоговині циклону[10].

## 1.6 Параметри конвекції

Параметри, що впливають на розвиток конвекції:

1. Стратифікація атмосфери характеризує енергію нестійкості атмосфери. Збільшення енергії нестійкості призводить до зростання висхідних конвективних потоків. Як правило, в якості характеристики енергії нестійкості автори прогностичних способів використовують:



а) нахил кривої стратифікації ( і т. д.);

б) суму відхилень кривої стану від кривої стратифікації на  $n$  рівнях , або середнє значення даних відхилень ;

в) значення відхилень кривої стану від кривої стратифікації на рівнях, віддалених від рівня конденсації на 200, 300 і 400 гПа;

г) значення відхилень кривої стану від кривої стратифікації на різних рівнях 700, 600 і 500 гПа;

д) значення відхилень кривої стану від кривої стратифікації на рівнях з температурою  $-10, -20^{\circ}\text{C}$ .

2. Вологовміст атмосфери. Зазвичай в якості предикторів використовують різні характеристики вологовмісту у нижній половині тропосфери:

а) дефіцити точки роси на рівнях 700, 600, 500 гПа;

б) дефіцити точки роси на рівнях з температурою  $0, -5, -10, -20^{\circ}\text{C}$ ;

в) деякі суми цих дефіцитів;

г) точки роси на рівнях 850 і 700 гПа і на рівні конденсації.

Ці параметри визначають запаси енергії грозової хмари, так як одним з основних джерел енергії купчасто-дощової хмари є вивільнена прихована теплота конденсації і кристалізації. Крім того, характеристики вологовмісту сильно корелюють з інтенсивністю опадів, що випадають, які, в свою чергу, визначають один з основних електричних зарядів Сб.

3. Вертикальна протяжність конвективних хмар, за даними Б. Е. Пескова, Н. С. Лебедевої, володіє дуже високою інформативністю в способах прогнозу злив і гроз. Як було зазначено, цей параметр в поєднанні з водністю і ступенем обледеніння вершин має високу кореляцію з концентрацією заряджених частинок. Вважається, що грози розвиваються в тих випадках, коли вертикальна протяжність хмари становить більше 4 км. Пояснюється цей факт тим, що області, в яких створюються і розділяються електричні заряди, займають в купчасто-дощових хмарах об'єм, обмежений знизу

ізотермою  $-5^{\circ}\text{C}$  і зверху ізотермою  $-40^{\circ}\text{C}$ . Очевидно, що вертикальна протяжність хмари залежить від стратифікації [8].

4. Температура повітря на рівні конвекції, висота верхньої межі конвекції, потужність хмари в зоні негативних температур характеризують фазовий стан верхньої частини конвективних хмар, яке, в свою чергу, визначає розподіл електричних зарядів (максимальні різниці потенціалів спостерігаються між водяними і крижаними частинами хмари).

5. Лапласіан приземного тиску – один з синоптичних параметрів, що мають найбільшу інформативність. Він характеризує напрямок і інтенсивність впорядкованих вертикальних рухів в прикордонному шарі атмосфери, а вони, в свою чергу, стимулюють розвиток конвекції. За даними Б. Е. Пескова, грози не утворюються навіть при великій нестійкості, коли значення  $< 0$  (антициклонічна кривизна приземних ізобар і, отже, низхідні вертикальні рухи), що говорить про значний вплив упорядкованих вертикальних рухів на конвекцію при нестійкому стані атмосфери. Даний параметр рекомендується використовувати з предикторами, що характеризують нестійкість.

6. Вертикальний зсув вітру. Вплив цього параметра неоднозначний. Інформативність вертикального зсуву вітру залежить від висоти його впливу на розвиваючу хмару і від синоптичної обстановки (зсув у верхній половині тропосфери майже в 3 рази більше інформативний у внутрішньомасових умовах, ніж поблизу фронтів). На розвиток конвекції позитивно впливає слабкий або помірний зсув вітру. Особливо це відноситься до зсуву в нижніх шарах тропосфери (до 1,5 – 3,0 км). В цьому шарі зсув вітру посилює турбулентність, що призводить до формування окремих турбулентних вихорів, які стають зародками конвективних хмар.

У верхній тропосфері при певних умовах і стадії розвитку купчасто-дощової хмари слабкий зсув вітру приводить до формування суперчарункових *Cb*.

Значні зрушення вітру в шарі 3-10 км перешкоджають утворенню грозових *Cb*, так як посилюють турбулентність, руйнуючи хмару (збільшуються залучення, випаровування, охолодження хмари, відбуваються знесення і знижений верхньої межі хмари) [5].

7. Температура ефективної кристалізації – це температура, при якій утворення крижаних кристалів переважає над їх таненням і випаровуванням. Цей параметр, так само як і температура на рівні конвекції, пов'язаний з виникненням великих електричних зарядів хмари [5].

## 2. ПАРАМЕТРИ КОНВЕКТИВНОЇ НЕСТІЙКОСТІ АТМОСФЕРИ

### 2.1 Температурно-вологісні параметри конвективної нестійкості атмосфери

У практиці прогнозування конвективних явищ розроблено багато параметрів, які дозволяють кількісно описати імовірність виникнення конвективних явищ. Питання встановлення меж критеріальних значень для параметрів конвекції для тієї чи іншої території є відкритим і потребує кропіткої роботи для території України.

Індекс плавучості (Lifted Index,  $LI$ ) є одним з основних критеріїв статичної стійкості атмосфери і визначається як різниця між віртуальною температурою ізобаричної поверхні 500 гПа і температурою частки повітря одиничного об'єму, що піднялася в цей шар:

$$LI = T_c(500\text{mb}) - T_p(500\text{mb}), \quad (2.1)$$

де  $T_c$  – температура повітря на рівні 500 гПа у  $^{\circ}\text{C}$ ;

$T_p$  – температура деякого одиничного об'єму повітря, піднятого (вологоадіабатично) від поверхні землі (або з заданого рівня) до рівня 500 гПа. При значеннях індексу від  $-6^{\circ}\text{C}$  і нижче варто очікувати розвитку конвективних НМЯ.

Індекс  $LI$  може розраховуватися для частинок повітря, що піднялися від різних ізобаричних поверхонь, і має кілька різновидів:

- $LI$ , розрахований для частинки повітря, що піднялася від земної поверхні (Surface Based  $LI$ ,  $SB LI$ );

- $LI$ , розрахований для частинки повітря, що піднялася від перемішаного шару (Mixed Layer  $LI$ ,  $ML LI$ ). У тому шарі атмосфери, від якого піднімається частинка, усереднюються температура і відношення суміші. Найчастіше береться перемішаний шар товщиною 30, 45 і 90 гПа над земною поверхнею. Відношення необхідно для того, щоб виключити негативний вплив приземних температур і вологості;

- $LI$ , розрахований для частинки повітря, що піднялася від найбільш нестійкого перемішаного шару (Most Unstable Planetary Boundary Layer  $LI$ ,  $MU PBL LI$ ). Найбільш нестійким шаром називається шар з найбільшою еквівалентно-потенційною температурою (ЕПТ). Найчастіше вибирається найбільш нестійкий перемішаний шар товщиною 30 гПа в межах від земної поверхні до висоти 180 гПа над нею.

Таблиця 2.1 – Значення індексу та його кількісна оцінка

$LI$	Кількісна оцінка
$\geq 6$	Дуже стійкі умови
$1 \div 6$	Стійкі умови, грози малоймовірні
$0 \div (-2)$	Трохи нестійкі, можливі грози
$-2 \div (-6)$	Нестійкі, вірогідні грози
$< (-6)$	Дуже нестійкі, сильні грози

Значення Showalter індексу розраховується за формулою 2.2.

$$SI = T_{500} - T_{p 500}, \quad (2.2)$$

де,  $T_{500}$ —температура повітря на ізобаричній поверхні 500 гПа.

Таблиця 2.2 – Кількісна оцінка індексу *SI*

<i>SI</i>	Кількісна оцінка
> 0	Стійкість
-3 ÷ 0	Помірна нестійкість
-6 ÷ -4	Велика нестійкість
≤ -6	Абсолютна нестійкість

*K*-індекс (у радянських джерелах має назву коефіцієнта Вайтинга), який використовується для прогнозу грози і має вид:

$$K = 2T_{850} - D_{850} - D_{700} - T_{500}, \quad (2.3)$$

де  $D_{850}$ ,  $D_{700}$  – дефіцит точки роси на ізобаричних поверхнях 850 та 700 гПа відповідно.

Співвідношення між значеннями *K*-індексу і прогностичними висновками наведені у таблиці 2.3.

Табл. 2.3 – Критеріальні значення *K*-індексу.

Значення <i>K</i> -індексу	Прогностичний висновок	Ймовірність грози, %
0 - 20	Гроза малоімовірна	0 – 20
20-25	Можлива гроза з сильним дощем або штормова погода	20 – 40
26-30		40 – 60
31-35	Високий потенціал грози з сильним дощем	60 – 80
36-40		80 – 90
> 40	Максимальний потенціал грози з сильним дощем	90 – 100

З табл. 3 видно, що збільшення значень *K*-індексу або його притоку зумовлює збільшення потенціалу утворення сильної зливи або грози. Оскільки індекс містить у собі значення дефіциту точки роси на поверхнях 850 та 700 гПа, то сухе повітря на цих рівнях зменшує значення *K*-індексу.

Проте, наявність вологого повітря нижче рівня 850 гПа, нестійка стратифікація і підйом можуть спричинити утворення грози і сильної зливи.

Варто зауважити, що осередки конвекції, які спостерігаються у атмосфері з високими значеннями  $K$ -індексу, можуть дати імпульс швидкому розвитку дуже сильних злив.

Vertical Totals ( $VTOT$ ) індекс, який має вид

$$VT = T_{850} - T_{500} \quad ,(2.4)$$

де  $T_{850}$  – температура повітря на рівні 850 гПа;

$T_{500}$  – температура повітря на рівні 500 гПа.

Цей індекс є мірою вертикального градієнту температури для шару від верхньої межі граничного шару атмосфери до приблизно середини шару конвекції. Вважається, що різниця температур у  $26^{\circ}\text{C}$  розділяє умови, які є сприятливими або несприятливими для виникнення грози.

Cross Totals ( $CTOT$ ) індекс, який має вид

$$CT = T_{d850} - T_{500}, \quad (2.5)$$

де  $T_{d850}$  – температура точки роси на рівні 850 гПа;

$T_{500}$  – температура повітря на рівні 500 гПа.

Індекс  $CTOT$  долає недолік індексу  $VTOT$ , який не включає у себе характеристику вологості. Відомо, що гроза не може розвиватися у випадку відсутності вологи, навіть за наявності значних вертикальних градієнтів температури. Цей індекс зростає при збільшенні вологи у нижніх шарах атмосфери, а разом з цим і ймовірність утворення грози, яку доцільно прогнозувати, якщо значення  $CTOT$  перевищує 20. Сильні зливи і смерчі ймовірні у випадку, коли значення індексу перевищує 29.

Total Totals ( $TT$ ) індекс складається з двох компонент Vertical Totals ( $VTOT$ ) та Cross Totals ( $CTOT$ ) і виражається формулою 2.6.

$$TT = VT + CT$$

або

(2.6)

$$TT = T_{850} + T_{d850} - 2T_{500}.$$

Співвідношення між значеннями індексу  $TT$  і прогностичними висновками наведені у таблиці 2.4.

Таблиця 2.4 – Критеріальні значення індексу  $TT$ .

$TT$	Прогностичний висновок
45 - 50	Гроза ймовірна
50 - 55	Гроза (можливо сильна) дуже ймовірна
55 - 60	Висока ймовірність сильної грози

Цей індекс є нерепрезентативним, якщо шар вологого повітря розташовується нижче рівня 850 гПа. Крім цього, у випадку інтенсивної інверсії конвекція може бути пригнічена, незважаючи на високі значення  $TT$ .

Варто зауважити, що осередки конвекції, які спостерігаються у атмосфері з високими значеннями  $K$ -індексу, можуть дати імпульс швидкому розвитку дуже сильних злив.

Формула для Thompson index:

$$Ti = Ki - Li, \quad (2.7)$$

Кількісна оцінка параметрів Thompson index представлена у таблиці 2.5.



Таблиця 2.5 – Кількісна оцінка Thompson index

$T_i$	Кількісна оцінка
< 25	Без гроз
25 ÷ 35	можливі грози
35 ÷ 39	Грози , місцями сильні
>40	Сильні грози

Значення  $KO$  індексу розраховується за формулою 2.8

$$KO = \left( \frac{\theta_{e500} + \theta_{e500}}{2} \right) - \left( \frac{\theta_{e850} + \theta_{e1000}}{2} \right), \quad (2.8)$$

де  $\theta_e$  – еквівалентно потенційна температура на відповідних рівнях.

Для розрахунку параметру  $KO$  індексу необхідно розрахувати значення еквівалентної потенціальної температури  $\theta_e$  на поверхнях 1000, 850, 700 і 500 гПа.

Результат значення  $KO$  індексу вказані у таблиці 2.6 [10].

Таблиця 2.6 – Значення  $KO$  та їхня кількісна характеристика

$KO$	Кількісна оцінка
> 6	Слабка
2 ÷ 6	Помірна
< 2	Сильна

Boyden використовується для оцінки ймовірності грози.  $VI$  був введений в 1963 році британським метеорологом С. Дж. Бойденом, щоб легше було оцінити ймовірність грози, що виникає від фронтальних систем, що рухаються через Британські острови. Чим більше значення  $VI$ , тим більша ймовірність утворення грози.

Оскільки цей показник не використовує температуру або вологість біля поверхні землі, його значення не сильно впливає на тип повітряних мас (континентальні або морські повітряні маси, що виявилося неефективним у таких місцях, як Швейцарія, де тиск біля поверхні землі сильно відрізняється від тиску на рівні 1000 гПа).

Значення Boyden індексу розраховується за формулою 2.9.

$$BI = (Z-200) - T_{700}, \quad (2.9)$$

де  $Z$  – товщина шару 1000-700 гПа;  $T_{700}$  – температура 700 гПа у °С.

Індекс нестійкості Джефферсона. Модифікація індексу Реккліффа була удосконалена Джефферсоном у 1963 році, щоб індекс нестійкості можна було використовувати в літній час для прогнозу грози у Лондонському аеропорті. Джефферсон встановив, що індекс Реккліффа не враховує те, що нестійкість в шарі залежить не тільки від різниці температури у шарі, а і від середньої температури. Ці порогові значення коливаються між 10°C і 20°C на ПнЗх Європи під час грози влітку, змінивши значення індексу Реккліффа Джефферсон отримав порогові значення між 36°C і 29°C. Отже, Джефферсон вніс поправки в формулу Реккліффа з емпіричним дослідженням і отримав значення нестійкості індексу, яке не залежить від температури, але має таке ж саме граничне значення 30°C під час грози. Цей модифікований індекс тепер можна використовувати в більш широких областях і для всіх сезонів. Індекс нестійкості Джефферсона ( $MJI$ ) виражається формулою :

$$MJI = 1,6 \cdot \theta_{w900} - T_{500} - 0,5 \cdot (T - Td)_{700} - 8 \quad (2.10)$$

де  $\theta_{w900}$  – потенційна температура вологого термометра на 900 гПа;

$T_{500}$  – температура на 500 гПа.

Позитивні значення індексу являють собою нестійкість[11].

У 1976 році вчена Літинська визначила, що індекс Humidity схожий до К індексу і розраховується за формулою:

$$HI = (T_{850} - T_{d850}) + (T_{700} - T_{d700}) + (T_{500} - T_{d500}) \quad (2.11)$$

Граничне значення для утворення грози 30°C. Чим менші значення індексу, тим вірогідніше що утвориться гроза[11].

## 2.2 Індеси зсуву вітру

Зсув вітру, під яким розуміється зміна його горизонтальної швидкості або напрямку з висотою, є третьою умовою для формування грозового шторму. Він є різницею значень вітру на верхній і нижній межі шару, поділеною на товщину шару  $\Delta z$ . Зсув вітру має розмірність  $\text{с}^{-1}$ .

Використовуючи поняття з геометрії, зсув вітру може бути визначений через його компоненти:

$$\frac{\Delta u}{\Delta z} = \frac{u_2 - u_1}{z_2 - z_1}; \quad \frac{\Delta v}{\Delta z} = \frac{v_2 - v_1}{z_2 - z_1};$$

$$\beta = \frac{\sqrt{\Delta u^2 + \Delta v^2}}{\Delta z};$$

$$\alpha_{shear} = 90^\circ - \frac{360}{C} \arctg \frac{\Delta v}{\Delta u} + \alpha_0,$$

де, індекси 1 та 2 позначають значення складових швидкості вітру  $u$  та  $v$  на верхній і нижній межах шару відповідно;

$\alpha_0 = 180^\circ$ , якщо  $\Delta u > 0$  та  $\alpha_0 = 0^\circ$ , якщо  $\Delta u < 0$ .

Для прогнозування грози метеорологи розраховують зсуви вітру у різних шарах атмосфери, проте найбільш доцільним видається підхід, коли зсув розраховується для шарів однакової товщини, наприклад (0-1 км, 1-2 км тощо).

Грози можуть бути інтенсивними і тривалими, якщо спостерігається сприятливий для них зсув вітру у нижніх шарах атмосфери. У таких умовах вологе повітря може «подаватися» у грозовий шторм, який переміщується (рисунок 2.1).

Також вплив зсуву вітру на еволюцію грозового шторму полягає у тому, що він спричиняє його відхід від виснаженого ГША до зон, де є можливою «заправка» шторму новими порціями вологи. Тобто шторм поводить себе як своєрідний вертикальний пілосос, який засмоктує теплий і вологий граничний шар і залишає після себе «вихлоп» у виді холодного більш стійкого повітря.

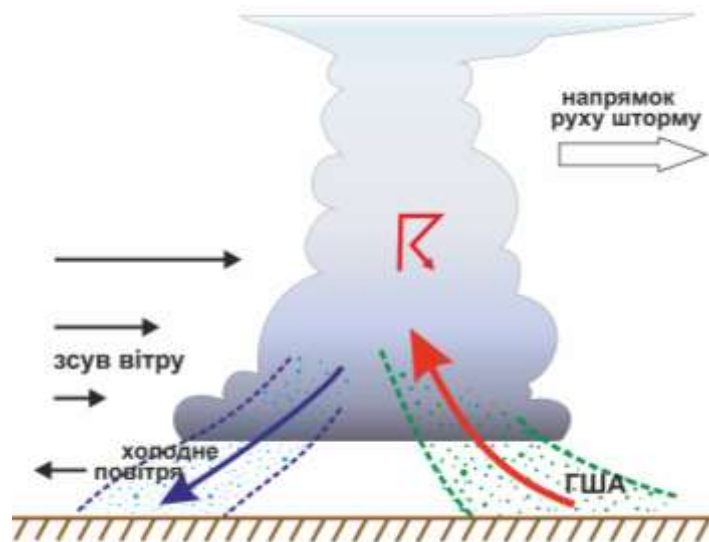


Рис. 2.1 – Ілюстрація впливу зсуву вітру на формування довготривалих грозових штормів (наприклад, суперчарунок або ліній лукоподібної луни).

У середовищі з вітром, але без зсуву гроза триватиме від 15 хвилин до 1 години, оскільки гроза рухатиметься разом з ГША, що спричинить його виснаження у межах шторму.

Зсув також впливає на рух грозового шторму. Крім цього, зсув вітру може відігравати вирішальну роль у виникненні мезоциклонів і, як наслідок, торнадо, а також у посиленні мезомасштабних конвективних систем.

Як було зазначено вище, найпоширенішим у оперативній практиці метеопідрозділів є прийом, коли значення зсуву вітру розраховуються для шарів атмосфери фіксованої висоти. З цієї точки зору можна навести приклад двох індексів зсуву вітру – індекс зсуву нижнього рівня (*LOSHR*) та індекс глибокого зсуву вітру (*Deep Layer Shear (DLS)*).

Перший з них розраховується за формулою

$$LOSHR = V_{1\text{км}} - V_0, \quad (2.11)$$

У якості критеріального приймається значення 10 м/с. Вважається, що при  $LOSHR \geq 10$  м/с існує імовірність утворення торнадо.

Індекс глибокого зсуву вітру *DLS*, за аналогією представляє собою різницю між швидкостями вітру на рівні 6км та біля поверхні землі:

$$DLS = V_{6\text{км}} - V_0, \quad (2.12)$$

Грози можуть бути інтенсивними і тривалими, якщо спостерігається сприятливий для них зсув вітру у нижніх шарах атмосфери. У таких умовах вологе повітря може «подаватися» у грозовий шторм, який переміщується.

Критеріальні значення наведені у таблиці 2.7

Табл. 2.7 – Критеріальні значення індексу *DLS*.

Значення індексу <i>DLS</i> , м/с	Прогностичні висновки
> 50	Переважає утворення моно- та мультичарункових гроз
20-50	У випадку розвитку шторму найімовірнішими є суперчарунки (за умови, що атмосфера підтримує конвективну активність)
15-20	Суперчарунки можливі, якщо атмосфера дуже або екстремально нестійка, оскільки шторм може посилити локальний зсув
< 10	Для ініціалізації конвекції (мульти- або суперчарункової) необхідний зсув з середнім значенням не менше 12 м/с

У якості наступного розглянемо безрозмірне число Річардсона (Bulk Richardson's Number (*BRN*)), яке є показником типу конвективного шторму і включає у себе енергію плавучості *CAPE* та вертикальний зсув вітру.

$$BRN = \frac{CAPE}{0,5SHEAR^2} = \frac{CAPE}{0,5(\bar{v}_{0-6} - \bar{v}_{0-0,5})^2}, \quad (2.13)$$

де  $\bar{v}_{0-6}$  та  $\bar{v}_{0-0,5}$  – значення середньої швидкості вітру у шарі 0-6 км та 0-0,5 км відповідно.

Критеріальні значення наведені у табл. 2.8.

Табл. 2.8 – Критеріальні значення числа Річардсона.

Значення <i>BRN</i>	Прогностичні висновки
< 10	Розвиток грози неможливий
10-45	Ймовірність розвитку суперчарунок
45-50	Ймовірність розвитку супер- або мультичарунок
> 50	Ймовірність розвитку мультичарункових гроз

### 2.3 Індекси спіральності шторму

Вертикальні зсуви вітру зумовлюють виникнення обертальних рухів повітря з горизонтальною віссю, які висхідними і низхідними потоками трансформуються у вертикальну завихреність (рисунок 2.2)



Рис. 2.2 – Протилежні напрямки обертання в мезоциклоні, сформованого конвективним висхідним потоком з горизонтальною віссю обертання, яка зумовлена вертикальним зсувом вітру. Синій циліндр позначає вихрову вісь.

Це дозволяє прогнозувати обертання мезоциклону для будь-якого зсуву вітру у передштормовій повітряній масі. Великі значення горизонтальної завихреності можуть збільшити відносну завихреність мезоциклону, збільшуючи його торнадогенність.

За останні роки отримав поширення як інформативний предиктор індекс відносної спіральності шторму (Storm Relative Helicity (*SRH*)), який характеризує обертання висхідного потоку шторму і, як наслідок, потенціал розвитку торнадо. У загальному виді вираз для розрахунку індексу *SRH* має вид

$$SRH = \iint (V - c) \cdot (\nabla \times V), \quad (2.14)$$

де індекс *SR* представляє потік шторму;

*c* – швидкість руху шторму.

У виразі для розрахунку відносної спіральності шторму використовується відносний штормовий вітер навколишнього середовища (*u'*, *v'*), який дозволяє отримати внесок відносної горизонтальної спіральності *H'*

$$H' = v_{SR} \frac{\Delta u}{\Delta z} - u_{SR} \frac{\Delta v}{\Delta z}, \quad (2.15)$$

де  $u_{SR} = \frac{u_{SR_{i+1}} + u_{SR_i}}{2}$ ,  $v_{SR} = \frac{v_{SR_{i+1}} + v_{SR_i}}{2}$  – складові відносного вектору руху шторму, осереднені у шарі між рівнями.

Для того, щоб отримати величину загального впливу спіральності (*SRH*) на грозовий шторм, величина *H'* в зоні формування чарунки складається по всім шарам і перемножується на товщину кожного.

*SRH* розраховується за формулою 2.16.



$$SRH = \sum H' \cdot \Delta z = \sum_{i=0}^{N-1} \left[ (v_{SR_i} \cdot u_{SR_{i+1}}) + (u_{SR_i} \cdot v_{SR_{i+1}}) \right], \quad (2.16)$$

де  $N$  – кількість шарів;  $i = 0$  зазвичай позначає рівень поверхні землі.

$SRH$  розраховується пошарово – у більшості випадків для шару 0-3 км, проте усе частіше розраховується і для шару 0-1 км.

У формулі потрібно знати штормовий рух, що легко зробити якщо шторм виникнув. Крім того, протягом життєвого циклу шторми можуть змінювати напрямок руху, а  $SRH$  дуже чутлива до цього.

Формула, яка була представлена вище, може бути спрощена до виду, якщо прийняти, що шари однакові і дорівнюють  $\Delta z$ :

$$SRH = \sum_0^3 V_{SR} \Delta u - u_{SR} \Delta v. \quad (2.17)$$

Шари, де  $SRH < 0 \text{ м}^2/\text{с}^2$  виключаються з розрахунку.

Традиційно у шарі 0-3 км використовується значення  $SRH > 150 \text{ м}^2/\text{с}^2$ , яке сигналізує про можливість утворення торнадо. Відносно недавно було виявлено, що значення  $SRH_{0-3\text{км}}$  краще працюють на виявлення суперчарункового обертання, проте багато з цих штормів не генерують торнадо. Значення  $SRH_{0-1 \text{ км}}$  з критеріальним значенням  $> 100 \text{ м}^2/\text{с}^2$  може бути більш інформативним предиктором для прогнозу виникнення торнадо.

Більш детально критеріальні значення індексу *SRH* представлені у таблиці 2.9.

Табл. 2.9 – Критеріальні значення індексу *SRH*.

Значення індексу <i>SRH</i> , м <sup>2</sup> /с <sup>2</sup>	Прогностичні висновки
< 150	слабке обертання
150-300	ймовірна гроза з обертанням
300-450	ймовірні суперчарунки з обертанням
≥ 450	дуже висока ймовірність суперчарунок з обертанням

Ще одним індексом, який у певній мірі можна віднести до цієї групи, є індекс *EHI* (Energy Helicity Index), який пов'язує індекси *CAPE* та *SRH* та має такий вид

$$EHI = \frac{CAPE \cdot SRH}{160}. \quad (2.18)$$

Табл. 2.10 – Критеріальні значення індексу *EHI*.

Значення індексу <i>EHI</i>	Прогностичні висновки
> 1	існує потенціал розвитку суперчарунок
1-5	можливі торнадо з інтенсивністю до EF3
> 5	можливі торнадо з інтенсивністю до EF5

Імовірність торнадо існує і з малим значенням *EHI* через невисокі значення *CAPE*. Крім цього, дані радіозондування не завжди є репрезентативними через високу просторову мінливість спіральності.

Для визначення напрямку руху шторму, а також його можливої еволюції доцільно використовувати годографи вітру. Годограф – це векторна діаграма, яка представляє геометричне місце точок кінця змінного вектору у системі полярних координат. Тобто годографом радіус-вектору рухомої точки і буде сама траєкторія цієї точки, а годографом швидкості буде деяка лінія.

Кривина лінії годографу – це ідентифікатор спіральності шторму, яка має важливе значення у прогнозуванні конвективних явищ. Чим більшою є площа, охоплена годографом у шарі 0-1 або 0-3 км, тим більшою є відносна спіральність шторму. Вигнуті годографи є ознакою суперчарункових штормів, що обертаються – видів, які зумовлюють найбільший град і більшість торнадо.

Зсув напрямку і швидкості вітру – те, що зумовлює виникнення суперчарунок, а годограф при цьому є необхідним інструментом для того, щоб зробити точніші висновки, оскільки може бути прямий годограф, навіть у разі наявності зсуву швидкості і напрямку вітру.

Суперчарункові шторми рухаються з середнім вітром у шарі 0-6 км (якщо дані обмежені, то це може бути вітер на рівні 700 мб).

Суперчарунки уповільнюються і відхиляються праворуч відповідно до свого обертання і взаємодії з зсувом вітру.

### 3. ВПЛИВ СТРУКТУРИ ПОЛЯ ТЕМПЕРАТУРИ І ВОЛОГОСТІ НА ФОРМУВАННЯ КОНВЕКЦІЇ

#### 3.1 Характеристика вихідних даних

З урахуванням високої просторово-часової мінливості процесів, що впливають на розвиток атмосферної конвекції, для проведення дослідження необхідно залучення даних, часова дискретність яких максимально наближалася б до їх масштабу.

Радіозондування атмосфери, яке проводиться двічі на добу, не задовольняє цим вимогам і може зумовити «просіювання» часової мінливості вертикальної структури метеовеличин, які впливають на розвиток атмосферної конвекції. Це призведе до отримання кількісних значень параметрів конвекції, інтерпретація яких може дати хибні уявлення про її розвиток. З іншого боку, накопичення таких значень, з їх подальшим узагальненням і аналізом, спотворить процес адаптації критеріальних значень кількісних характеристик конвекції до певного фізико-географічного району, що є важливою складовою діяльності оперативного метеопідрозділу.

Для максимально коректного дослідження еволюції конвективних явищ залучалися дані чотирикратного протягом доби (06, 12, 18, 24 UTC) температурно-вологісного радіозондування атмосфери, яке проводиться на ст. Кюммерсбрук (Німеччина).

Відбір і обробка даних зондування проводилися за допомогою програмного забезпечення RAOB. Розрахунок параметрів конвекції здійснювався програмою у автоматичному режимі, значення індексів нестійкості фіксувалися без додаткових розрахунків у оригінальному вигляді.

Паралельно з аналізом ходу температурно-вологісних параметрів конвекції розрахованих за даними радіозондування, в ході роботи був

розроблений розрахунковий алгоритм, що дозволяє у автоматичному режимі розраховувати значення цих параметрів, для тієї ж станції за даними глобальної моделі прогностичних даних Global Forecast System (GFS) GRIB-2.

Для проведення дослідження розглядалися три випадки утворення конвективних явищ (злива, гроза та град) на вище зазначеній станції 01.04.2018, 24.05.2018 та 11.06.2018

### 3.2 Опис синоптичних умов утворення конвективних явищ

01.04.2018р. погода на ст. Кюммерсбрук обумовлювалася проходженням холодного фронту з хвилями з ПнСх у першій половині строку та тиловою частиною циклону у другій половині. На картах баричної топографії АТ-850 та АТ-700 синоптична ситуація підтверджується - обумовлюючими погодними факторами є тилова частина циклону та проходження холодного фронту. На карті баричної топографії АТ-500 спостерігається висотна улоговина. Станція знаходиться на лівій холодній стороні ВФЗ. Отже, можна зробити висновок, що синоптичні умови були відповідними для утворення конвекції.

24.05.2018 р. погода на ст. Кюммерсбрук обумовлювалася проходженням холодного фронту з ПнЗх у першій половині строку та малоградієнтним полем підвищеного тиску у другій половині строку. Дана синоптична ситуація спостерігається і на карті баричної топографії АТ-850. На картах АТ-700, АТ-500, АТ-300 спостерігається вплив вісі висотного гребеня антициклону.

11.06.2018р. погода на ст. Кюммерсбрук обумовлювалася малоградієнтним полем підвищеного тиску та проходженням холодного фронту. На картах баричної топографії АТ-850, АТ-700, АТ-500

спостерігається висотна улоговина циклону. Станція знаходиться на правій теплій стороні струминної течії.

### 3.3 Часова еволюція температурно-вологісних індексів при формуванні конвективних явищ

На рис. 3.1 представлені графіки, що відображають часову еволюцію температурно-вологісних індексів нестійкості атмосфери 01.04.2018р. на ст. Кюмммерсбрук. З представлених графіків (окрім графіків, що відображають хід параметрів  $LI$ ,  $KI$  та  $TI$  індексів) видно, що протягом періоду з 06 СГЧ по 18 СГЧ значення індексів знаходилися вище критеріальних значень які відповідають сильному або помірному потенціалу нестійкості. Значення  $LI$ ,  $KI$  та  $TI$  індексів є нижчими за критеріальні, але їх загальний хід є аналогічним до ходу інших індексів, тобто на них чітко продивляється різкий підйом значень на момент початку грози і різкий спад після її закінчення.

Характерно, що під час випадіння граду майже на всіх графіках (окрім графіків, що відображають хід параметрів індексу  $LI$ ) спостерігається тенденція до зменшення або збільшення значень індексів (у залежності від напрямку параметризації). Це можна пов'язати з проходженням холодного фронту та тим, що під час випадіння граду в нижніх шарах атмосфери спостерігається різке падіння температури за рахунок збільшення інтенсивності низхідних потоків, а оскільки в розгляданих індексах у якості предикторів в тому, чи іншому вигляді застосовуються значення температури на різних висотах, відповідно і їх значення змінюються зі зміненням температури повітря у нижніх шарах атмосфери.

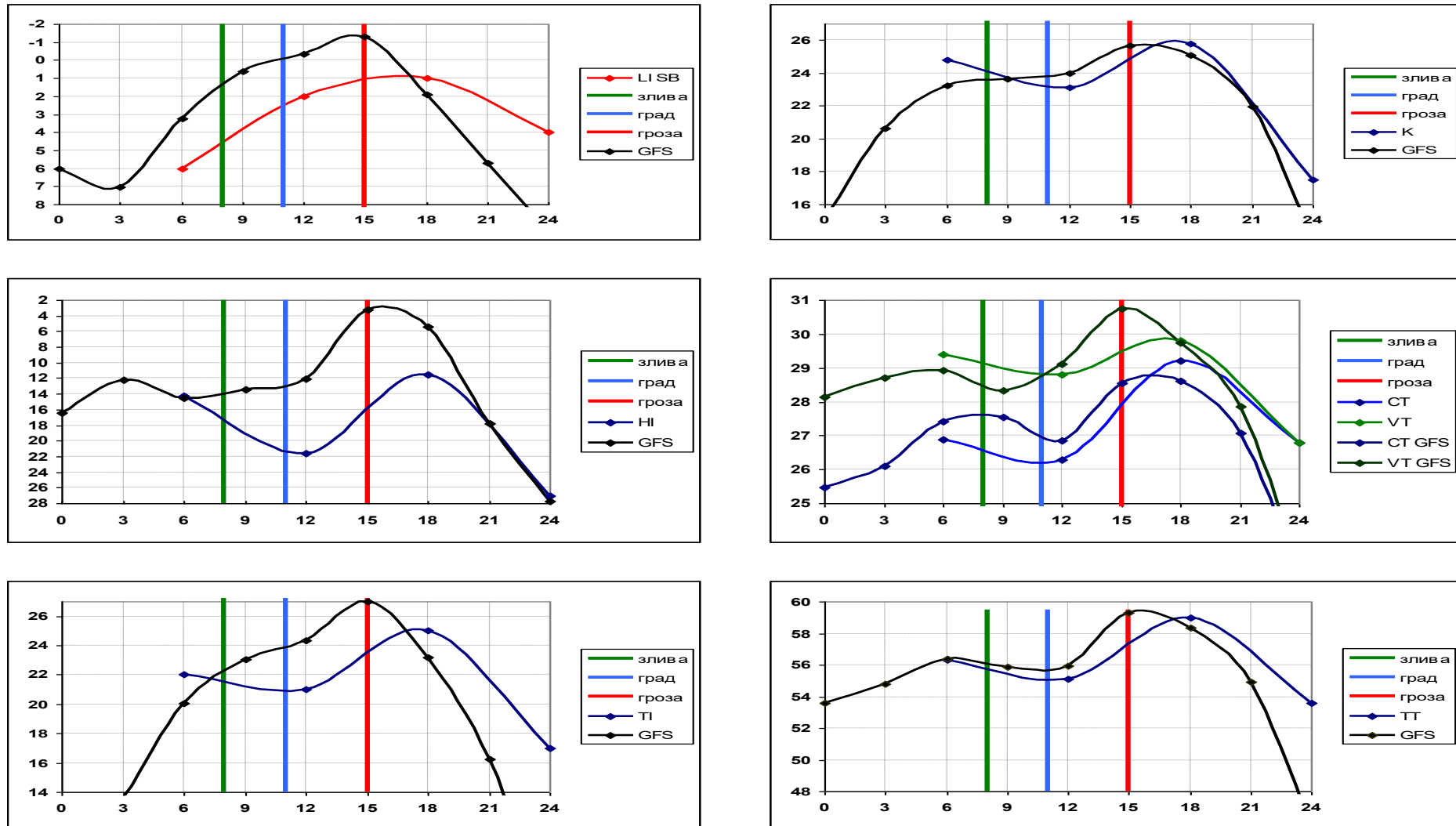


Рис. 3.1 Графіки часової еволюції температурно-вологісних індексів нестійкості атмосфери на ст.Кюммерсбрук (01.04.2018 р).

На рис. 3.2 представлені графіки, що відображають часову еволюція температурно-вологісних індексів нестійкості атмосфери 25.05.2018р. на ст. Кюммерсбрук. На графіках видно, що значення майже всіх температурно-вологісних індексів перевищували критеріальні значення. Виключення склав *LI* індекс розрахований за даними радіозондування атмосфери, але слід зауважити, що його пікове значення виявилися максимально наближеними до критеріальних значень, що відповідають помірному потенціалу грози. Також слід зазначити, що практично на всіх графіках побудованих за даними радіозондування атмосфери максимальні значення індексів спостерігаються перед початком грози, а після її початку спостерігається різке зменшення значень індексів, що можна пов'язати з проходженням холодного фронту і як і у попередньому випадку пов'язаним з цим падінням температури у нижньому шарі атмосфери. По графіках, що відображають хід параметрів розрахованих по даним глобальної моделі прогностичних даних Global Forecast System (GFS) GRIB-2 видно, що лише два параметри (*LI*, *TI*) мають різке збільшення значень параметрів перед початком грози. Всі інші параметри не мають такого різкого збільшення «градієнту параметра», але все ж таки його поступове збільшення має місце і значення параметрів перевищують значення, що відповідають сильному або помірному потенціалу грози.

На рис. 3.3 представлені графіки, що відображають часову еволюція температурно-вологісних індексів нестійкості атмосфери 11.06.2018р. на ст. Кюммерсбрук.

Конвективні явища у вигляді грози і зливового дощу тривали в цей день протягом періоду з 13 СГЧ по 21 СГЧ. З графіків видно, що значення абсолютно всіх температурно-вологісних індексів перевищують критеріальні значення, за яких спостерігається потужна конвекція. На графіках спостерігається доволі різке збільшення або зменшення (у залежності від напрямку параметризації) значень індексів в період з 11:00 до 17:00 і поступове їх зменшення до мінімальних значень о 22 годині.



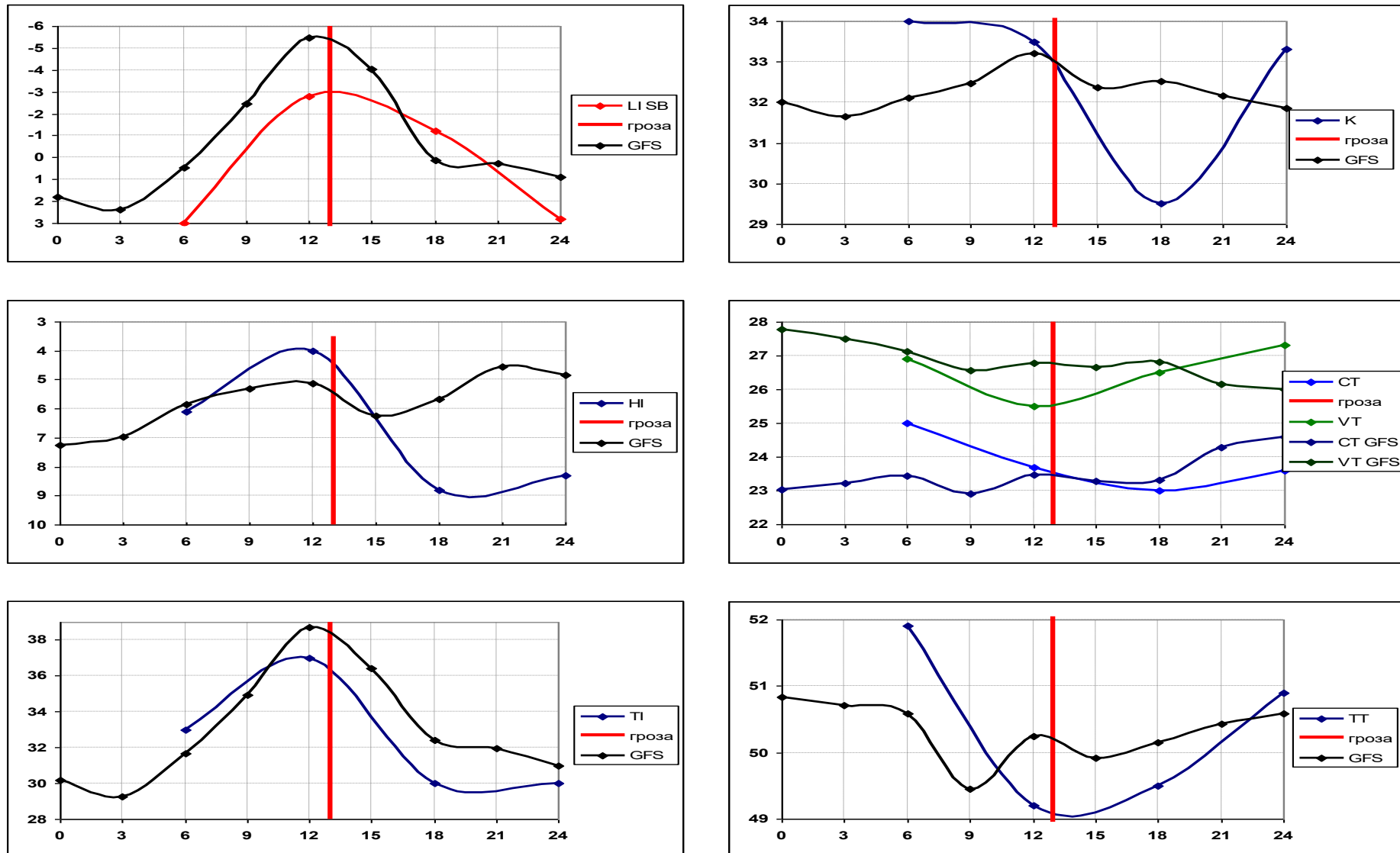


Рис. 3.2 Графіки часової еволюції температурно-вологісних індексів нестійкості атмосфери на ст.Кюммерсбрук (24.05.2018 р).

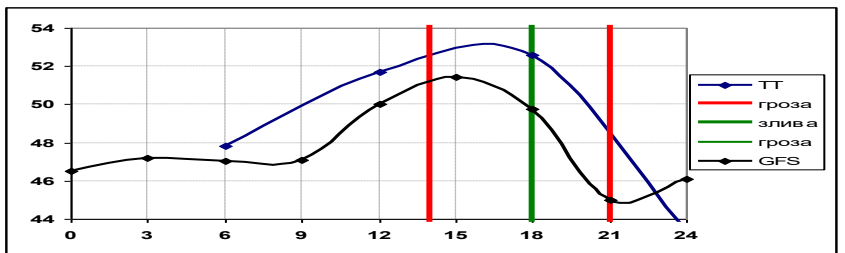
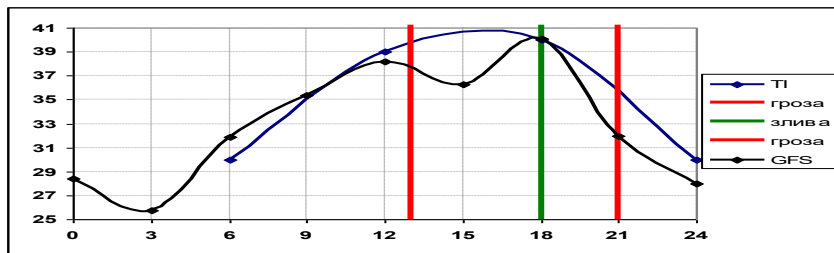
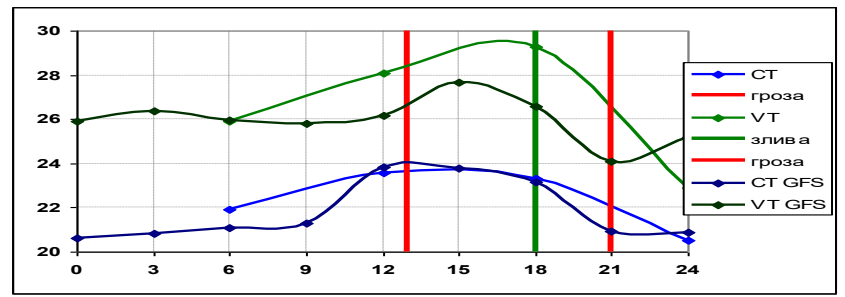
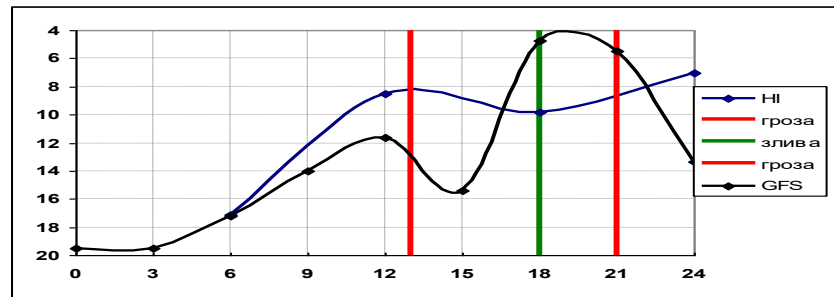
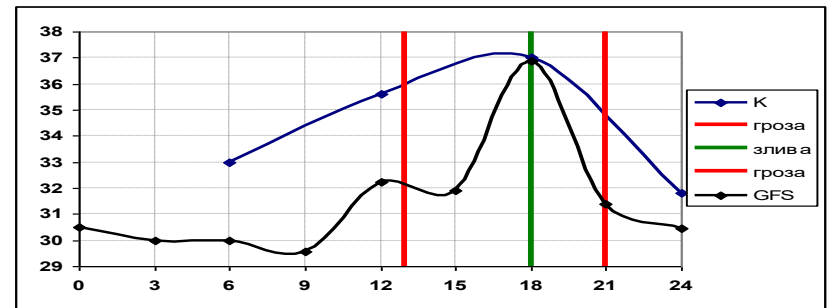
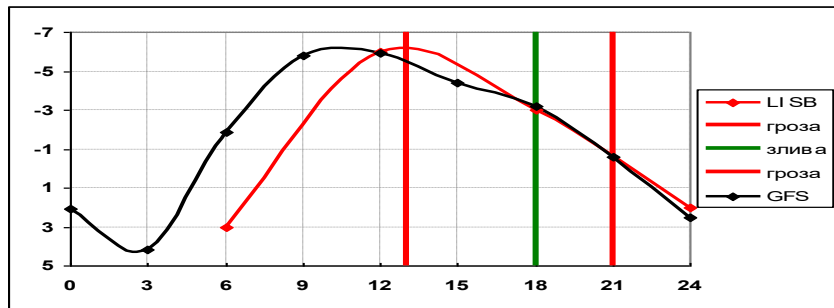


Рис. 3.3 Графіки часової еволюції температурно-вологісних індексів нестійкості атмосфери на ст.Кюммерсбрук (11.06.2018 р).

З представлених графіків, що відображають хід температурно-вологісних індексів нестійкості атмосфери видно поступове загальне збільшення значень цих індексів у залежності від місяця року спостерігається загальна тенденція до збільшення значень індексів з наближенням до теплої пори року. Наприклад в першому випадку (01.04.2018р.) половина з розглянутих індексів за своїми значеннями відповідали критеріальним значенням, що вказують на слабкий потенціал конвекції, а в третьому вже всі параметри перевищили критеріальні значення, що відповідають сильному потенціалу, хоча як видно в обидві ці дні спостерігалось доволі багато конвективних явищ. Це свідчить про те, що уточнення критеріальних значень розглянутих індексів для різних місяців може значно покращити їхні прогностичні властивості.

## ВИСНОВКИ

1. Вертикальна структура поля вологості та температури при формуванні глибокої конвекції є чинником, який зумовлює тривалість конвективних явищ і певний тип конвективного шторму.

2. У розглянутих випадках формування грози і зливи всі індекси нестійкості показали тенденцію до збільшення значень перед початком конвективних явищ, але лише індекси *TT*, *HI*, *LI*, *CT* і *VT* перевищували критеріальні значення у всіх розглянутих випадках.

3. Індекси *TI* та *LI* мають загальну тенденцію до збільшення з наближенням до теплої пори року і в третьому випадку (11.06.2018р.) досягають значень, які перевищують критеріальні значення, що відповідають високому потенціалу конвекції. Це свідчить про необхідність уточнення критеріальних значень розглянутих індексів для різних місяців з метою підвищення їх ефективності.

4. Тривалість конвективних явищ у розглянутих випадках становила не менше 5 годин, що, з урахуванням кількісних значень температурно-вологісних індексів, вказує на взаємозумовленість цих характеристик.

Використання у якості вхідних даних, прогностичні дані глобальної моделі прогностичних даних Global Forecast System (GFS) GRIB-2, в розробленому розрахунковому алгоритмі дає змогу отримувати прогностичні значення індексів конвективної нестійкості атмосфери.

## ПЕРЕЛІК ПОСИЛАНЬ

1. W.R. Barlow. A new index for prediction of deep convection. Preprints, 17<sup>th</sup> Conf. on Severe Local Storms. Amer. Meteor., St. Louis, MO, 1993. P 129 – 132.
2. Клімат України. За редакцією Бабіченко В.М., Дячука В.А., В.М.Ліпінського. – Київ: Вид-во Раєвського, 2003. – С. 216-218.
3. T. Anderson, M. Anderson, C. Jacobsson, C. Nilson. Thermodynamic indices for forecasting thunderstorms in southern Sweden. Meteorol. 1989. Mag. 116, P. 141 – 146.
4. C.J. Boyden. A simple instability index for use as a synoptic parameter. Meteorol. 1963. Mag. 92, P. 198 – 210.
5. 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.
6. Roland Stull. Practical Meteorology: An Algebra-based Survey of Atmospheric Science. The University of British Columbia Vancouver, Canada – 2015. 942 p.
7. J.A Adedokun.: On an instability index relevant to precipitation forecasting in West Africa. Arch. Meteor. Geophys. Bioklimatol. 1982, A 31, P. 221-230.
8. Хандожко Л. А. Экономическая метеорология. Учебник. – СПб.: Гидрометеоиздат, – 2005. С. 125 – 172.
9. Knupp K., Cotton W.R. Precipitating convective cloud downdraft structure – a synthesis of observations and modelling. – Proc. of the 9<sup>th</sup> Intern. Cloud Phys. Conf., Tallin, 1984. – V.2 – P. 431 – 434.
10. Tim Vasquez STORM CHASING HANDBOOK: Second Edition – 2009. 60p.

11. L.Johnson: A stability analysis of AVE–IV severe weather soundings .  
NASA Technical Paper. 1982, P. 59–60.
12. Интернет ресурс: <https://www.ogimet.com/gsynres.phtml.en>