

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

Кафедра військової підготовки

Магістерська кваліфікаційна робота

на тему:

РОЗРАХУНОК ТЕМПЕРАТУРНО-ВОЛОГІСНИХ ІНДЕКСІВ
КОНВЕКТИВНОЇ НЕСТІЙКОСТІ З ВИКОРИСТАННЯМ
ПРОГНОСТИЧНИХ ДАНИХ GRIV ВІД ГЛОБАЛЬНОЇ ЧИСЕЛЬНОЇ
МОДЕЛІ GFS

Спеціальність 103 Науки про Землю
Спеціалізація «Метеорологія»
курсанта групи МВМ-19
Дениса ХОХЛОВА

Керівник: к.ф-м.н., доцент
підполковник

Валерій МАНСАРЛІЙСЬКИЙ

Рецензент: д.геогр.н., професор
Валерій ХОХЛОВ

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

Кафедра військової підготовки

Рівень вищої освіти магістр

Спеціальність 103 Науки про Землю

(шифр і назва)

Спеціалізація Метеорологія

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 МАГІСТЕРСЬКУ КВАЛІФІКАЦІЙНУ РОБОТУ**

курсанту ХОХЛОВУ Денису Святославовичу

(прізвище, ім'я, по батькові)

1. Тема роботи: «Розрахунок температурно-вологісних індексів конвективної нестійкості з використанням прогностичних даних від глобальної чисельної моделі GFS».

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

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

затверджені наказом ректора ОДЕКУ від 16 жовтня 2020 року № 194-С

2. Строк подання курсантом роботи: 12 грудня 2020 року.

3. Вихідні дані до роботи: аеросиноптичний матеріал, архів фактичної погоди, прогностичні дані глобальної чисельної моделі GFS по аеродромах Київ, Одеса, Харків, Львів за теплий період з 01.05.2017 по 30.09.2018р.

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

- 1) обробка статистичні дані фактичної погоди;
- 2) виявлення випадків з наявністю явищ пов'язаних з конвективної діяльністю;
- 3) відбір параметрів конвекції за якими проводитимуться розрахунки;
- 4) розробка розрахункового алгоритму для розрахунку параметрів конвекції здатного у автоматичному режимі обробляти велику кількість вхідних даних;
- 5) визначення найбільш ефективних з відібраних параметрів нестійкості.

5. Перелік графічного матеріалу: графіки, таблиці, діаграми, розрізи.

6. Консультанти розділів роботи

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

7. Дата видачі завдання: 27 жовтня 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	27.10-28.10.20	90	5
2.	Відпрацювання 1 та 2-го розділів роботи	29.10.-22.11.20	84	4
3.	Рубіжна атестація	23.11.20	88	4
4.	Обробка вхідних даних та розрахункової частини	24.11-01.12.20	88	4
5.	Відпрацювання 3-го розділу	02-08.12.20	92	5
6.	Відпрацювання вступної частини, висновків, списку використаних джерел та додатків	09-10.12.20	92	5
7.	Перевірка роботи на плагіат, підготовка презентації, доповіді	10.12.20	90	5
8.	Подання роботи на рецензування	11.12.20	88	4
9.	Подання роботи до навчальної частини	12.12.20	88	4
10.	Інтегральна оцінка виконання етапів календарного плану (як середня по етапам)	12.12.20	89	4

Курсант

(підпис)

Денис ХОХЛОВ

(ім'я та прізвище)

Керівник роботи підполковник

(підпис)

Валерій МАНСАРЛІЙСЬКИЙ

(ім'я та прізвище)

АНОТАЦІЯ

Магістерська кваліфікаційна робота курсанта Хохлова Д. С. на тему
«РОЗРАХУНОК ТЕМПЕРАТУРНО-ВОЛОГІСНИХ ІНДЕКСІВ
КОНВЕКТИВНОЇ НЕСТІЙКОСТІ З ВИКОРИСТАННЯМ
ПРОГНОСТИЧНИХ ДАНИХ ВІД ГЛОБАЛЬНОЇ ЧИСЕЛЬНОЇ МОДЕЛІ
GFS».

Робота присвячена вирішенню питань, які виникають під час застосування температурно-вологісних індексів. Основна проблема що 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.

В ході роботи був розроблений розрахунковий алгоритм реалізований у програмі Microsoft Office Excel, який дозволив одночасно у автоматичному режимі обробляти велику кількість вхідних даних і отримувати значення температурно-вологісних індексів конвективної нестійкості (Vertical Totals, Cross Totals , Total Totals, Boyden, Showalter, Lifted, SWEAT) з одночасним віднесенням цих значень до відповідного висновку згідно з параметризацією запропонованою авторами цих параметрів.

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.

Мета і завдання дослідження. Метою дослідження є визначення найбільш ефективних температурно-вологісних індексів конвективної нестійкості при використанні у якості вхідних, прогностичні дані від глобальної чисельної моделі GFS по станціям Харків, Київ, Одеса та Львів.

Завданнями, що вирішувалися для досягнення мети дослідження є:

- 1) обробка статистичних даних фактичної погоди;
- 2) виявлення випадків з наявністю явищ пов'язаних з конвективною діяльністю;
- 3) відбір параметрів конвекції за якими проводитимуться розрахунки;
- 4) розробка розрахункового алгоритму, здатного у автоматичному режимі обробити велику кількість вхідних даних для розрахунку параметрів конвекції;
- 5) відбір найбільш ефективних параметрів конвекції для станцій Харків, Київ, Одеса та Львів.

Об'єкт дослідження – конвективна нестійкість.

Предмет дослідження – температурно-вологісні індекси конвективної нестійкості.

Методи дослідження: методи статистичного аналізу і статистичних оцінок.

Наукова новизна отриманих результатів пов'язана з вирішенням проблеми швидкого та ефективного способу визначення найефективніших індексів нестійкості при використанні критеріальних значень, запропонованих авторами цих критеріїв для будь-яких метеорологічних підрозділів, розташованих на території України і полягає у наступному:

– вперше для вирішення цієї проблеми був розроблений та реалізований розрахунковий алгоритм у програмі Microsoft Office Excel, який дозволяє одночасно у автоматичному режимі обробляти велику кількість вхідних даних і отримувати значення температурно-вологісних індексів конвективної нестійкості з одночасним віднесенням цих значень до відповідного висновку згідно з параметризацією запропонованою авторами цих параметрів;

– в ході роботи вперше був розроблений та застосований розрахунковий блок, який дозволяє провести перевірку на справджуваність зазначених індексів нестійкості (на наявність, відсутність і загальну), з метою

виявлення відповідності значень цих індексів запропонованим авторами межам критеріальних значень;

– в ході роботи вперше були одержані розрахунки параметрів нестійкості атмосфери, що дозволили визначити які з них мають найбільшу справджуваність для різних регіонів України;

Практичне значення отриманих результатів полягає у визначенні найбільш ефективних параметрів конвекції для станцій Харків, Київ, Одеса та Львів при використанні у якості вхідних даних, прогностичних даних глобальної моделі GFS.

Структура і обсяг роботи. Робота викладена на 77 стор. машинописного тексту, містить у собі 22 рис., 17 таблиць, складається з вступу, 3-х розділів, висновків, списку використаних джерел (50 найм.).

Ключові слова: купчасто-дощова хмарність, нестійкість атмосфери, конвекція, конвективні явища, температурно-вологісні індекси.

ABSTRACT

Master's qualification work of cadet Khokhlov D.S on the topic "CALCULATION OF TEMPERATURE-HUMIDITY INDICES OF CONVECTIVE INSTABILITY USING THE FORECAST OF DIFFERENT DATA.

The work is devoted to solving issues that arise during the application of temperature and humidity indices. The main problem that arises during the application of these indices is that the quantitative assessment of the probability of convective phenomena is carried out within the criteria obtained by the authors based on the processing of statistical data of a particular region.

During the work, a calculation algorithm was developed and implemented in Microsoft Office Excel, which allowed to simultaneously process a large amount of input data automatically and obtain values of temperature-humidity indices of convective instability (Vertical Totals, Cross Totals, Total Totals, Boyden, Showalter, Lifted, SWEAT) with simultaneous assignment of these values to the corresponding conclusion according to the parameterization offered by authors of these parameters.

The relevance of the chosen topic is due to the fact that determining the parameters of convection, which work most effectively when determining convective activity, allows you to use them in the future to predict the phenomena associated with convective activity for a particular region.

The purpose and objectives of the study. The aim of the study is to determine the most effective temperature-humidity indices of convective instability when used as input, forecast data from the global numerical model of GFS at stations Kharkiv, Kyiv, Odessa and Lviv.

The tasks to be solved to achieve the goal of the study are:

- 1) processing of actual weather statistics;
- 2) detection of cases with the presence of phenomena related to convective activity;
- 3) selection of convection parameters for which calculations will be performed;
- 4) development of a calculation algorithm capable of automatically processing a large amount of input data to calculate convection parameters;

5) selection of the most efficient convection parameters for Kharkiv, Kyiv, Odessa and Lviv stations.

The object of study - convective instability.

The subject of research - temperature and humidity indices of convective instability.

Research methods: methods of statistical analysis and statistical estimates are used in the work.

The scientific novelty of the obtained results is related to solving the problem of fast and efficient way to determine the most effective indices of instability using the criteria proposed by the authors of these criteria for any meteorological units located in Ukraine and is as follows:

- for the first time to solve this problem, a calculation algorithm was developed and implemented in Microsoft Office Excel, which allows you to automatically process a large amount of input data and obtain values of temperature-humidity indices of convective instability while assigning these values to the appropriate conclusion according to the proposed parameterization. the authors of these parameters;

- in the course of work for the first time the calculation block which allows to carry out check on authenticity of the specified indices of instability (on presence, absence and the general) for the purpose of revealing of conformity of values of these indices to the limits of criterion offered by authors was developed and applied;

- in the course of work for the first time calculations of parameters of instability of the atmosphere which allowed to define those of them having the greatest authenticity for various regions of Ukraine were received;

The practical significance of the obtained results is to determine the most effective convection parameters and check their validity for Kharkiv, Kyiv, Odessa and Lviv stations.

The results obtained in this work make it possible to automatically obtain the values of temperature and humidity indices, check them for authenticity, taking into account the limits of the criteria proposed by the authors.

Structure and scope of work. Work set out on 75 pages. typewritten text, contains 22 figures, 17 tables, consists of an introduction, 3 sections, conclusions, a list of sources used (50 hired.).

Key words: cumulonimbus clouds, atmospheric instability, convection, convective phenomena, temperature-humidity indices.

ЗМІСТ

Вступ.....	11
1. Загальні відомості про конвективні процеси.....	13
1.1 Фізичні умови утворення конвективних явищ.....	13
1.2 Аеросиноптичні умови формування конвективної хмарності.....	22
1.3 Адіабатичні моделі конвекції.....	27
1.4 Неадіабатичні моделі конвекції.....	31
1.5 Параметри конвекції.....	35
1.6 Прогноз кількості конвективної хмарності.....	37
1.7 Прогноз форми конвективної хмарності.....	41
1.8 Прогноз висоти нижньої і верхньої межі конвективної хмарності.....	42
2. Параметри конвективної нестійкості атмосфери.....	44
2.1 Температурно-вологісні параметри конвективної нестійкості атмосфери.....	44
2.2 Індeksi зсуву вітру.....	54
2.3 Індeksi спіральності шторму.....	57
3. Розрахунок параметрів нестійкості атмосфери.....	61
3.1 Характеристика вихідних даних та їх первинної обробки.....	61
3.2 Результати перевірки на справджуваність параметрів нестійкості.....	63
Висновки.....	67
Перелік посилань.....	68
Додатки.....	72

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 купчасто-дощовими хмарами.

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.

Мета роботи – визначення найбільш ефективних температурно-вологісних індексів конвективної нестійкості при використанні у якості вхідних прогностичні дані від глобальної чисельної моделі GFS по станціях Харків, Київ, Одеса та Львів.

Завдання, що вирішувались у рамках дослідження для досягнення мети:

- обробка статистичних даних фактичної погоди;
- виявлення випадків з наявністю явищ пов'язаних з конвективною діяльністю;
- відбір параметрів конвекції за якими будуть проводитися розрахунки;

- розробка розрахункового алгоритму, здатного у автоматичному режимі обробити велику кількість вхідних даних для розрахунку параметрів конвекції;

- визначення найбільш ефективних параметрів конвекції для станцій Харків, Київ, Одеса та Львів.

У якості вихідних даних в роботі використовувався архівний матеріал прогностичних даних глобальної чисельної моделі GFS та дані фактичної погоди (сайті <http://rp5.ua>.) для станцій Харків, Київ, Одеса та Львів з травня по вересень 2017-2018 років.

Магістерська робота складається зі вступу, трьох розділів, висновків та списку використаних джерел (50 позицій).

У першому розділі магістерської роботи висвітлюються загальні відомості про умови утворення конвективної діяльності та методи прогнозування конвективної хмарності.

Другий розділ висвітлює описання параметрів конвективної нестійкості атмосфери.

У третьому розділі наведений розрахунок параметрів нестійкості атмосфери та визначення параметрів конвекції, які найбільш ефективно спрацьовують.

1 ЗАГАЛЬНІ ВІДОМОСТІ ПРО КОНВЕКТИВНІ ПРОЦЕСИ

1.1 Фізичні умови утворення конвективних явищ

Під конвекцією в найбільш широкому значенні цього слова розуміють переміщення рідини у певному напрямку. В метеорології під конвекцією мають на увазі переміщення окремих об'ємів повітря з одного рівня на інший, зумовлені силою плавучості. Основною причиною виникнення конвекції є наявність нестійкої термічної стратифікації, яка призводить до виникнення сил плавучості і, відповідно, вертикальних рухів, середня швидкість яких становить 1-2 м/с, а в окремих випадках може сягати 40-60 м/с і вище.

За умовами розвитку конвекція підрозділяється на термічну, або вільну та вимушену.

Найчастіше розвиток конвекції починається безпосередньо від підстильної поверхні, коли вона виникає при сухонестійкій або сухобайдужій температурній стратифікації в граничному шарі. Таку конвекцію називають термічною. Зустрічаються випадки, коли шар з нестійкою температурною стратифікацією знаходиться на деякій висоті z від підстильної поверхні. Нижче висоти z розташовується стійкий шар, а вище атмосфера стратифіковано нестійка. Початковий поштовх, необхідний для подальшого «спливання» об'єму, може надати турбулентність, або обтікання потоком нерівностей підстильної поверхні, або значне збільшення впорядкованих вертикальних рухів на окремих ділянках атмосферного фронту, де w перевищують 10-20 м/с [12].

Вимушена конвекція переважно спостерігається в зоні атмосферних фронтів і на навітряних схилах височин. Виникає за рахунок формування вологонестійкої стратифікації в хмарній масі, що може бути обумовлена упорядкованими висхідними рухами (наприклад, при циклонічних перебудовах баричного поля). Вона може також формуватися в районах зі складною орографією за рахунок орографічного підйому. В самій хмарній масі вертикальний градієнт температурі γ близької до волого адіабатичного γ_{ea} ; однак за сприятливих умов в атмосфері створюється $\gamma \geq \gamma_{ea}$ – це умова, яка

необхідна для конвективно-нестійкого шару. Додаткова умова: відносна вологість – 100%.

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 затопленої [1, 3].

Розглянемо умови виникнення затопленої конвекції у фронтальних хмарних системах. Численні дослідження показали, що всередині фронтальних системах хмар і опадів часто спостерігається осередкована, або смугова, або спільна форма мезоструктури. 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.

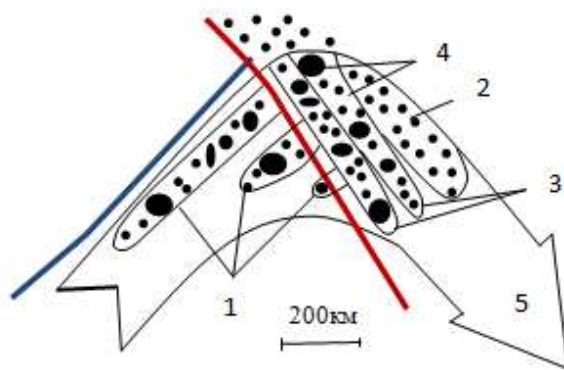


Рис. 1.1 – Мезомасштабна структура поля опадів і повітряних потоків у циклоні: 1 – конвективні смуги в теплому секторі; 2 – область однорідних опадів, пов'язаних з теплим фронтом; 3 – конвективні смуги, пов'язані з теплим фронтом; 4 – зливові опади; 5 – смуга, що несе.

Такий напрямок смуг обумовлено наявністю в південній частині циклону квазістаціонарного потоку теплового вологого повітря (рис. 1.1, 1.2). Цей потік названий теплою смугою, що несе. Структура такої смуги залежить від стадії розвитку циклону і характеристик зовнішніх мас, з яких він складається.

Тепла, але недостатньо волога повітряна маса не призводить до формування мезомасштабних смуг в полях хмарності і опадів.

З рис. 1.1 і 1.2 видно, що ця смуга формується в теплому секторі перед холодним фронтом на висоті 1-2 км як струминна течія низьких рівнів. Вона поступово піднімається над теплим фронтом і відхиляється вправо уздовж фронтальної поверхні. У теплому повітрі, яке піднімається і формується основний масив фронтальної хмарності.

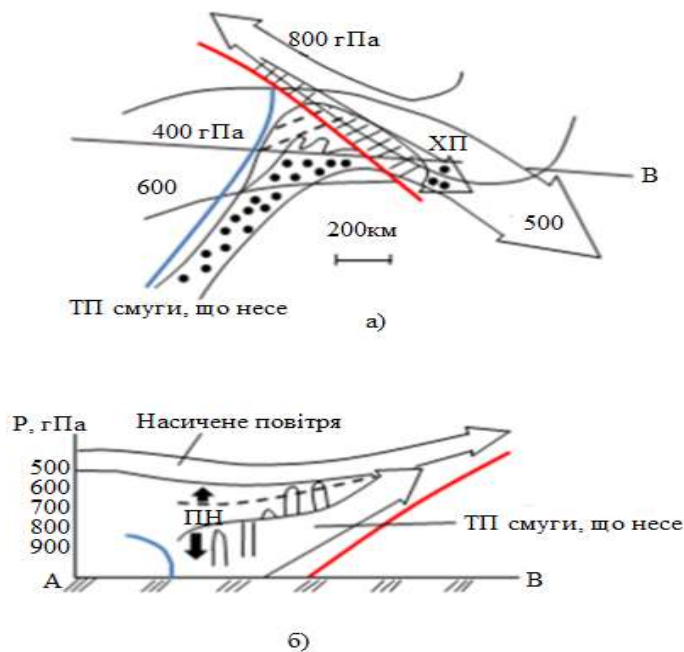


Рис. 1.2 – Повітряні потоки (схема смуги, що несе) у тропосферному циклоні: а) – циклонічна хвиля в горизонтальній площині: значення в (гПа) на стрілках відповідають висотам, на яких починаються і тривають потоки; заштрихована область – опади у поверхні землі; б) – вертикальний розріз через теплий сектор, ПН - потенційна нестійкість.

Як видно із рис. 1.2(б), над смугою, що несе розташований добре виражений потік ненасиченого холодного повітря, що витікає з боку холодного фронту на поверхнях 600-500 гПа. Таким чином, тепле і вологе повітря надходить знизу, а холодне і сухе – зверху, тому поблизу границі, що розділяє ці два потоки, формується нестійка стратифікація. В даному потенційно нестійкому шарі в основній хмарній системі утворюються умови для розвитку конвекції [5, 18, 45, 48].

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

Одночарункові хмари *Cb* розвиваються при слабкому вітрі у поверхні землі в малоградієнтному баричному полі. У процесі свого розвитку вони проходять три стадії: (1) купчастої хмари; (2) зрілості; і (3) розпаду, як показано на рис. 1.3. життєвий цикл окремої клітини триває від 30 до 60 хв і їх діаметр рідко перевищує 5-10 км [13, 39, 41,46, 47].

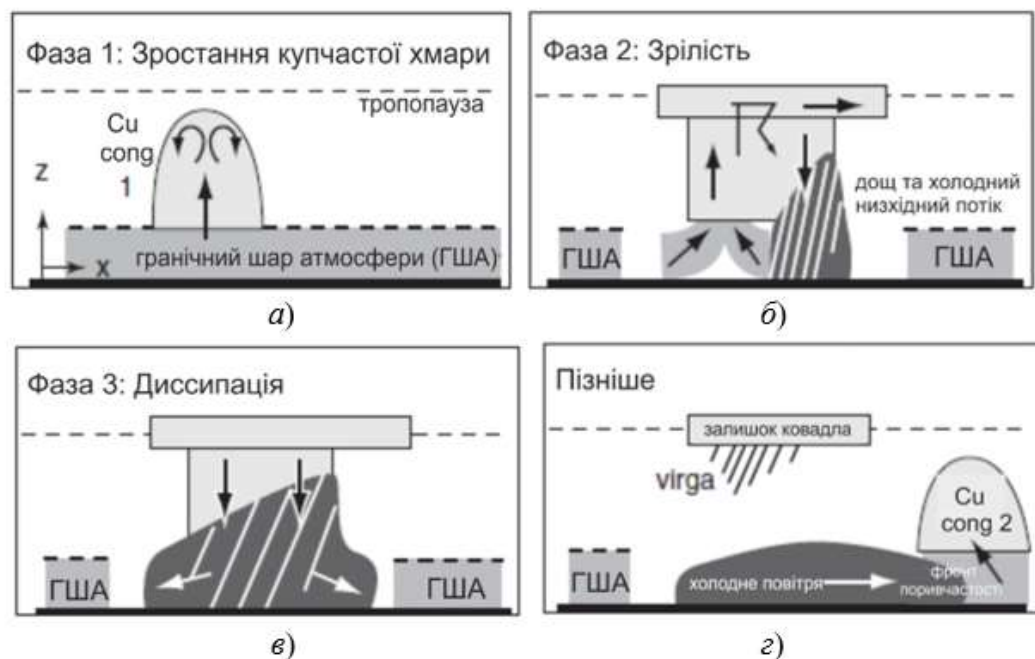


Рис. 1.3 – Стадії розвитку грозової чарунки. Світло-сірий відтінок показує хмару, помірно-сірий – це передштормовий граничний шар (ГША) з теплим вологим повітрям, що служить «паливом» для шторму. Темно-сірий – позначено відтік холодного повітря. Діагональні білі лінії позначають опади. Стрілки показують напрямок руху повітря.

Стадія зростання купчастої хмари характеризується наявністю висхідного потоку у її швидко зростаючої башті *Cu con*. У ній немає ковадла, низхідних потоків та опадів, натомість відбувається втягування теплого і вологого повітря з граничного шару атмосфери до нижньої частини хмари, яке служить «паливом» для майбутнього шторму. У процесі підняття цього повітря, водяна

пара, що у ньому міститься, конденсується. При цьому виділяється приховане тепло конденсації, що додає цьому повітрю ще більшої плавучості [23, 27, 47].

У стадії зрілості грозовій хмарі притаманні ковадло, висхідні і низхідні потоки та інтенсивні зливові опади. Це найнебезпечніший період шторму, який характеризується громом, блискавками, сильними турбулентністю та вітром. Разом з опадами землі досягають холодні потоки повітря, які у виді поривів вітру поширюються у різні сторони.

За відсутності зсуву вітру два фактори визначають тривалість життя конвективного шторму:

- 1) закінчення «палива» для шторму, яке він одержує з ГША;
- 2) відсутність надходження до шторму теплого повітря ГША, за рахунок його перекриття холодним низхідним повітрям.

На стадії дисипації шторм складається з низхідних потоків, опадів і великого ковадла. Розміри шторму, кількість та інтенсивність опадів зменшуються. Інтенсивність найнебезпечніших явищ, пов'язаних зі штормом, також зменшується. Відсутність висхідних потоків унеможливорює подачу «палива» до шторму і він згасає.

На рис. 1г продемонстрована стадія ковадла-залишку, що містить багато льодяних кристалів, які випадають і випаровуються. Ці опади не досягають землі. Такий залишок ковадла не містить зон з інтенсивною турбулентністю, він дрейфує за вітром у виді перисто-шаруватої або високо-шаруватої хмари, поступово зникаючи. Між тим, холодний відтік повітря, який поширюється біля поверхні землі від попереднього шторму, може зустріти свіже повітря ГША, яке він підніме уздовж свого переднього краю (фронт поривчастості), що, можливо, зумовить утворення нової грози (рис. 1г).

Цей процес називається поширенням шторму, коли перший шторм («мати») запускає дочірній шторм. Такий дочірній шторм може розвинути у повноцінну грозу, у разі виконання усіх вищезазначених умов.

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 випадінням опадів, вони швидко руйнуються. Одночарункові хмари в більшості випадків є початковою стадією в процесі формування багаточарункових хмар [11, 23, 27, 30, 47].

Багаточарункові (мультичарункові). Більшість гроз є мультичарунковими (рис. 1.4). У мультичарунковому штормі різні чарунки часто знаходяться на

різних етапах свого життєвого циклу. Зумовлюючи у навколишньому середовищі зсув вітру від слабкого до помірного, низхідні потоки і фронт поривчастості одна з зрілих чарунок (чарунка 2) може стати спусковим механізмом для утворення нових сусідніх чарунок (чарунки 3 та 4). Тобто, коли одна з чарунок згасає, біля неї утворюється новий висхідний потік повітря. Такі скупчення можуть займати площу від кількох десятків до кількох сотень тисяч квадратних кілометрів (мезомасштабні конвективні комплекси).

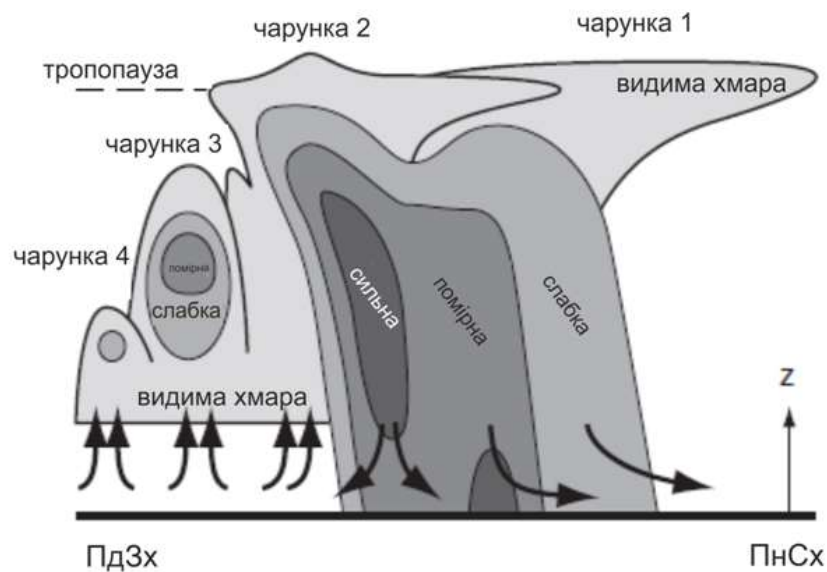


Рис. 1.4 – Схематичне зображення багатовчарункової купчасто-дощової хмари. Чарунка 1 є старою чарункою у стадії дисипації. Чарунка 2 знаходиться у фазі зрілості. Чарунка 3 – у стадії купчастої хмари. Чарунка 4 є наймолодшою і найменшою, знаходиться у стадії купчастої хмари. Заштриховані області вказують, де могли б спостерігатися хмари і зливи. Середнє, сильне і дуже сильне затемнення показує слабе, помірне і сильне радарну луна всередині хмар, яка, зазвичай, відповідає слабким, помірним і сильним опадам. Стрілки вказують вітер на нижніх рівнях.

В основному нові чарунки утворюються перед старою (праворуч від неї), але іноді можуть утворюватися і ліворуч від «материнської» чарунки (ліворуч від напрямку руху).

У центральній частині Північної Америки, де вітри з теплим вологим повітрям граничного шару часто дмуть на південний схід у передштормовому навколишньому середовищі, нові чарунки часто утворюються на правому фланзі шторму, найближчому до «джерела палива», у той час коли північно-

східні, зрілі чарунки згасають, оскільки подача «палива» до них зменшується. Як наслідок, мультичарункова гроза рухається праворуч від провідного потоку (середнього вітру у шарі 0-6 км), хоча окремі чарунки шторму можуть рухатися і за напрямком провідного потоку (рис. 1.5) [13, 35, 39, 41, 47].

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

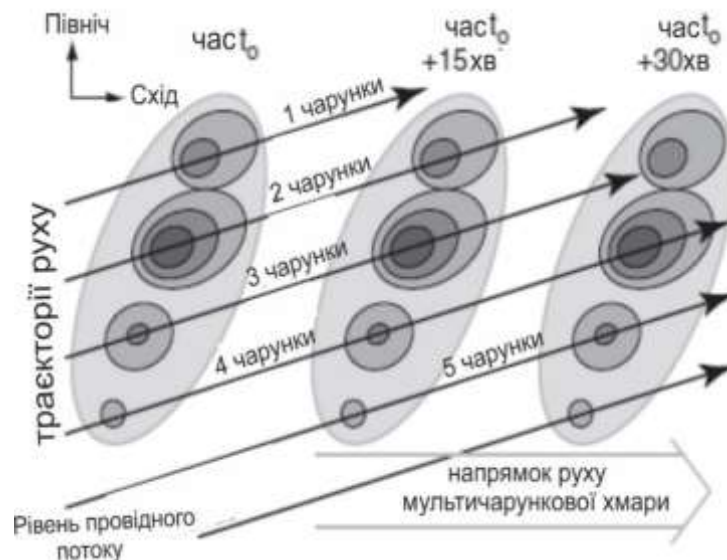


Рис. 1.5 – Схема руху багатоклітинної грози. Сіра штриховка показує видимі хмари і радарну луну. Чорні стрілки показують напрямок руху індивідуальних чарунок. Широка сіра стрілка показує напрямок руху мультичарункової грози. Світло-сірі великі овали показують розташування мультичарункової грози кожні 15 хвилин.

Суперчарункові купчасто-дощові є найінтенсивнішими грозами, які існують протягом декількох годин, мають квазістаціонарний обертальний потік (мезоциклон). Характеризується сильними низхідними потоками, крупним градом, раптовими підтопленнями, найбільш інтенсивними торнадо (EF3 - EF5), сильними зсувами швидкості і напрямку вітру, які поширюються до висоти не менше, ніж 4-6 км над рівнем землі. Для підтримувки суперчарункових штормів у передштормовому середовищі має існувати глибокий конвективно-нестійкого шар повітря і сильний зсув вітру від землі до висоти 6 км.

Суперчарунки розвиваються на холодних фронтах і холодних фронтах оклюзії при сильній нестійкості і великих зсувів 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. Осередок об'єднує висхідний і низхідний потоки, які розташовуються один біля одного [4, 31, 32, 36, 42, 47, 49].

На відміну від багаточарункових купчасто-дощових хмар, у яких осередки швидко змінюють свої характеристики, в суперчарункових хмарах вони залишаються практично незмінними на протязі десятків хвилин. На правому фланзі такої чарунки розташовується зона потужного висхідного потоку. Якщо у одночарункових і багаточарункових хмарах вони досягають декількох м/с і іноді 10-20 м/с, то у суперчарунковій хмарі 30-50 м/с і навіть більше. В тилівій частині в зоні інтенсивних опадів формується низхідний потік зі швидкістю до 20 м/с і більше. Ці дві зони розділять різко виражений холодний мезофронт (лінія шквалів), після проходження якого тиск і вологість повітря зростають, а температура різко падає [4, 11, 33, 37, 46].

При переміщенні суперчарункових купчасто-дощових хмар висхідний потік, який зображується на нижніх рівнях, підіймається в область, яку називають нішою (рис. 1.6). Він настільки сильний, що в області ніші краплі й кристали не встигають вирости до розмірів, при яких вони могли б випадати, а виносяться в передній виступ ковадла. Падаючи донизу, вони знову затягуються всередину висхідного потоку. Така багаторазова «рециркуляція» частинок опадів є основним механізмом, який сприяє утворенню в суперчарунковому *Cb* особливо великих градин [18, 40, 43].

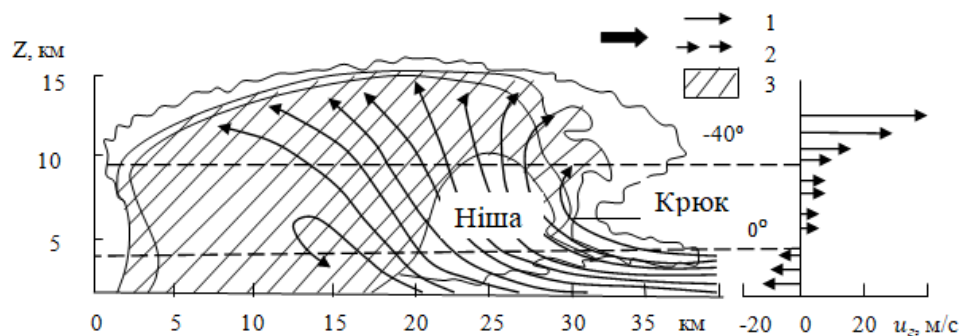


Рис. 1.6 – Вертикальний розріз через потужну суперчарункову хмару в напрямку переміщення *Cb*: 1 – лінія струму; 2 – траєкторія градин; 3 – область найбільш інтенсивного радіоеха.

Розглянемо тепер будову і умови розвитку грозових хмар. Грозова хмара має складну структуру, швидко мінливу в міру еволюції хмари. В межах однієї грози існують висхідні і низхідні потоки, а також різні хмарні частинки і опади. Вимірювання показують, що грозові хмари в різних географічних точках, як правило, виробляють надлишковий негативний заряд на висотах, де температура навколишнього повітря становить від -5 до -15 °С. Позитивний заряд накопичується як на великих, так і на малих висотах. В результаті відбувається поділ заряду по простору, що створює високе електричне поле і можливість значної електричної активності (рис. 1.7).

Якщо більші і важкі частинки хмари заряджаються переважно з негативною полярністю, а більш дрібні і легкі частинки набувають позитивну полярність, то поділ між позитивними і негативними областями відбувається через те, що важкі частинки падають швидше, ніж легкі. Кількість і полярність зарядів крупи залежать від температури навколишнього повітря і вмісту води в хмарі, а також від розміру кристалів льоду, швидкості зіткнення та інших факторів [8, 38, 50].



Рис. 1.7 – Розподіл електричного заряду в грозі.

При розробці прогнозу грози синоптик користується даними про вертикальний розподіл основних метеорологічних параметрів, на основі яких він отримує на аерологічній діаграмі характеристики конвективної хмарності і визначає ступінь нестійкості атмосфери (потужність хмар, фазовий стан, площа енергії нестійкості тощо). Ці характеристики тільки частково пов'язані з електричними. Тому бажано оцінити надійність зв'язку між ними.

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

- розміром опадів;
- потужністю хмари спільно з водністю і ступенем зледеніння хмари;
- розвитком вершини хмари вище ізотерми $-20...-25^{\circ}\text{C}$.

Для виникнення значних струмів заряду необхідна також велика інтенсивність опадів, що, в свою чергу, 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 в інтенсивних зливах [20].

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 конвективна хмарність, зливи і грози поділяються на внутрішньомасові і фронтальні.

Найбільш сприятливими синоптичними умовами для утворення внутрішньомасових конвективних явищ є наступні:

Тилова частина циклону (рис. 1.8). В тилівій частині циклонів, що виходять на материк у теплу пору року, як правило, спостерігається морське арктичне (МАП) або морське помірне (МПП) повітря. Дані повітряні маси спочатку, при виході на побережжя, є стійкими. В цьому випадку на знімках ШСЗ в тилівій частині циклонічного вихору спостерігається шарувато-купчаста хмарність. По мірі просування над теплою підстильною поверхнею холодне повітря швидко прогрівається 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.

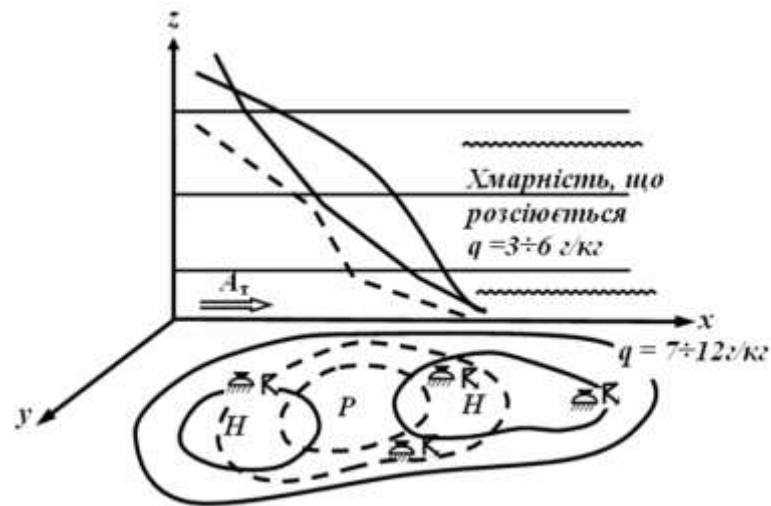


Рис 1.9 – Депресія, що заповнюється.

Циклон заповнюється настільки, що з'являються розриви в хмарності, у ранкові часи спостерігається малохмарна погода. Це приводить до швидкого прогрівання повітря. Оскільки верхні шари повітря підготовлені для розвитку конвекції (на карті BT_{1000}^{500} депресії яка заповнюється біля поверхні землі відповідає осередок холоду, в цілому вертикальні градієнти температури на висотах вищі вологадіабатичних), то відбувається інтенсивний розвиток Sb . В той же час в результаті дощів які пройшли в попередні дні поверхня ґрунту в області депресії сильно зволожена і стає джерелом безперервного зволоження атмосфери. Високі значення масової долі водяної пари спостерігаються як біля поверхні землі ($7-12 \text{ г} \cdot \text{кг}^{-1}$), так і на висотах (на поверхні 700 гПа вона досягає $3-6 \text{ г} \cdot \text{кг}^{-1}$, 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 в післяполудневий час, але нерідко бувають і пізніше.

Тилова (західна) частина антициклонів (рис. 1.10). Характер погоди при даному синоптичному положенні може бути різним. В одних випадках спостерігається суха спекотна погода, в інших – погода із зливами і грозами над значними 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 характерний і для теплого сектора циклону, де може спостерігатися розвиток *Cb*, злив і гроз.

Найважливішими чинниками, сприяючими 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 теплого повітря з висотою [3, 5, 18].

Масовий розвиток злив і гроз на західній периферії антициклону спостерігається тільки за умови збігу термічного гребеня з вологим повітрям. Найбільш ймовірне виникнення злив і гроз в період 14–18 год місцевого часу при максимальній температурі біля землі вищій 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 частку водяної пари біля поверхні землі нижче $7 \cdot \text{г}^{-1}$, тобто $T_d < 10^\circ\text{C}$. Вплив низхідних рухів в зменшенні нестійкого стану невеликий. Аналіз спостережень показує, що зливи можливі і при низхідних рухах 60–70 гПа/12 год.

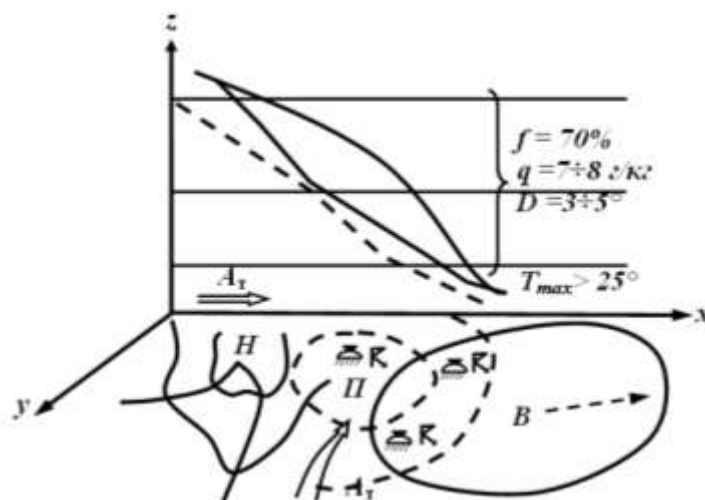


Рис 1.10 – Західна периферія антициклону.

Антициклони в стадії руйнування (рис. 1.11). У більшості випадків розподіл злив і гроз носить осередковий характер. Лише іноді створюються умови, сприятливі для масового розвитку конвективних опадів і гроз. Особливістю літніх антициклонів в стадії руйнування є дуже високі температури біля земної поверхні, що досягають у денний час 30°C . Тому головним чинником, що приводить 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 *Sb* необхідна наявність високих значень точки роси біля поверхні землі – не нижче $14-16^{\circ}\text{C}$ [3, 5].

Стратифікація T і T_d на висотах в антициклонах в стадії руйнування характеризується великими дефіцитами точки роси, а впорядковані вертикальні рухи, як низхідні, так і висхідні, малі за величиною (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.

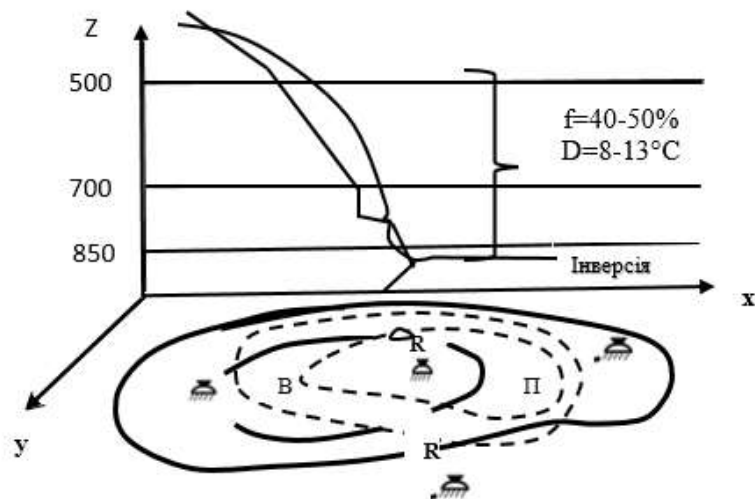


Рис 1.11 – Антициклон в стадії руйнування.

Фронтальні грози утворюються внаслідок витіснення теплого вологого повітря наступаючим валом холодного. Зона грозової діяльності (значної горизонтальної протяжності) звичайно розміщується вздовж фронту на декілька сотень, а впоперек фронту на декілька десятків кілометрів.

Фронтальні купчасто–дощові хмари звичайно являють собою не ізольовані хмари, а 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 [2, 6, 7].

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 $3\text{--}5^\circ\text{C}$), 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 [2, 6, 7].

1.3 Адіабатичні моделі конвекції

В адіабатичних моделях конвекції передбачається, що підйом (опускання) будь-якого об'єму повітря відбувається без теплообміну, вмістом вологи і кількістю руху з навколишнім повітрям. При цьому приймається квазістатична умова, згідно з якою тиск всередині піднімаючого об'єму повітря миттєво вирівнюється з тиском навколишнього середовища. Розглянемо основні види адіабатичних моделей.

Модель частинки. Відповідно до моделі частинки процес підйому повітря проходить наступним чином. В результаті перегріву деякої частинки повітря

щодо навколишнього середовища за рахунок дії архімедових сил починається її підйом з прискоренням

$$\frac{dw}{dt} = \frac{g}{T} (T' - T) = \frac{g}{T} [T_0' - T_0 + (\bar{\gamma} - \bar{\gamma}') \Delta Z], \quad (1.1)$$

де T_0' , T' – температура частинки, що піднімається на вихідному рівні Z_0 і на висоті Z ;

T_0 , T – температура навколишнього повітря на вихідному рівні Z_0 і на висоті Z ;

$\bar{\gamma}$, $\bar{\gamma}'$ – середні вертикальні градієнти температури частинки, що переміщується і в навколишньому середовищі $\Delta Z = Z - Z_0$ [6, 23].

Очевидно, що навіть при стійкій стратифікації ($\gamma - \gamma' < 0$) прискорення позитивне, якщо

$$\Delta T = T_0' - T_0 > (\bar{\gamma} - \bar{\gamma}') \Delta Z. \quad (1.2)$$

В реальних умовах щільність вологого повітря менше, ніж сухого, тому при оцінці фактичної сили плавучості необхідно враховувати різницю не звичайних температур, а віртуальних (ΔT_v). Нагадаємо, що віртуальна температура ($T_v = T(1 + 0,608q)$) дорівнює температурі, яку повинно мати сухе повітря, для того щоб його щільність при даному тиску дорівнювала щільності вологого повітря.

У спекотні літні дні відмінність між значеннями ΔT і ΔT_v , поблизу рівня конденсації іноді сягає десятих часток градуса і тому конвективні хмари можуть утворюватися і при $\Delta T \leq 0$ (вище вплив віртуальної температури зменшується).

Якщо повітря на вихідному рівні Z_0 є ненасиченим, температура його в результаті підйому змінюється за сухоадіабатичним законом. Падіння температури з висотою пояснюється адіабатичним розширенням частинки, що піднімається (рис. 1.12) [18, 22, 23].

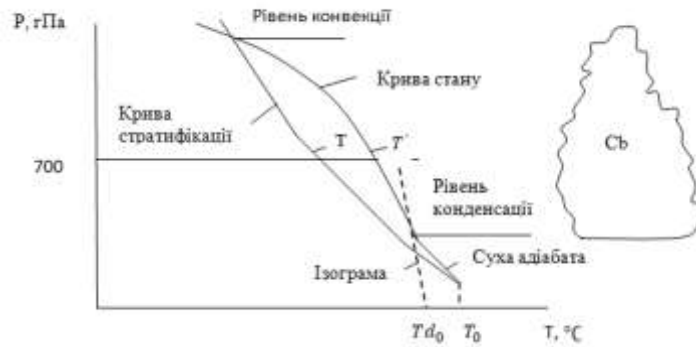


Рис. 1.12 – Визначення меж конвективної хмарності на основі моделі частинки.

Вище рівня конденсації повітря, що піднімається стає насиченим і починається його конденсація з утворенням крапель води і кристалів льоду. Насичене повітря, що містить продукти конденсації, буде називатися надалі хмарним повітрям. Починаючи з цього рівня, підйом хмарного повітря буде супроводжуватися виділенням прихованої теплоти конденсації або сублімації. У зв'язку з цим його температура буде зменшуватися повільніше, ніж при сухоадіабатичному підйомі. Умовно можна вважати, що хмарне повітря буде підніматися по вологій адіабаті (крива стану) і процес підйому буде відбуватися до тих пір, поки температура повітря, яке піднімається не зрівняється з температурою навколишнього середовища. Рівень, на якому відбувається вирівнювання цих температур, називається рівнем конвенції.

Як відомо, рівень конденсації прийнято зіставляти з нижньою, а рівень конвенції – з верхньою межею конвективних хмар.

Для атмосферного шару з тиском на границях p_0 і p енергія нестійкості, тобто робота, яка здійснюється при підйомі одиниці маси за рахунок сили плавучості, описується виразом:

$$E = R \int_{p_0}^p (T' - T) d \ln p, \quad (1.3)$$

де R – газова постійна для сухого повітря.

Величина E являє собою кількісну міру кінетичної енергії конвенції. У нестійко стратифікованому шарі $E > 0$.

Графічно енергію нестійкості можна визначити за допомогою аерологічної діаграми. Площа, розміщена між кривими стану і стратифікації, як це впливає з формули (1.3), є показником додатної енергії нестійкості.

З метою розширення меж застосовності моделі частинки для оцінки можливості конвективних опадів Лебедева запропонувала ввести поняття "конвективно-нестійкий шар" (КНШ). Конвективно-нестійким називається такий шар атмосфери, кожна частка якого, досягнувши свого рівня конденсації, володіє додатною енергією нестійкості відносно навколишнього повітря. Таким чином, в даній моделі передбачається, що в розвитку конвекції беруть участь не тільки частинки повітря, розташовані біля підстильної поверхні, а всі частинки КНШ [6, 22].

На рис. 1.13 показана типова для добре розвиненої термічної конвекції стратифікація атмосфери при $\gamma \approx \gamma_a$ в граничному шарі і $\gamma_{ea} < \gamma < \gamma_a$, у вільній атмосфері. В цьому випадку для знаходження верхньої межі КНШ необхідно:

1) від максимальної температури біля поверхні землі $T_{\max}$ провести суху адіабату до перетину з кривою стратифікації (точка А);

2) від точки А провести ізограму до перетину з кривою точки роси (точка Б). Положення точки Б на кривій точки роси і визначає верхню межу КНШ [18, 23].

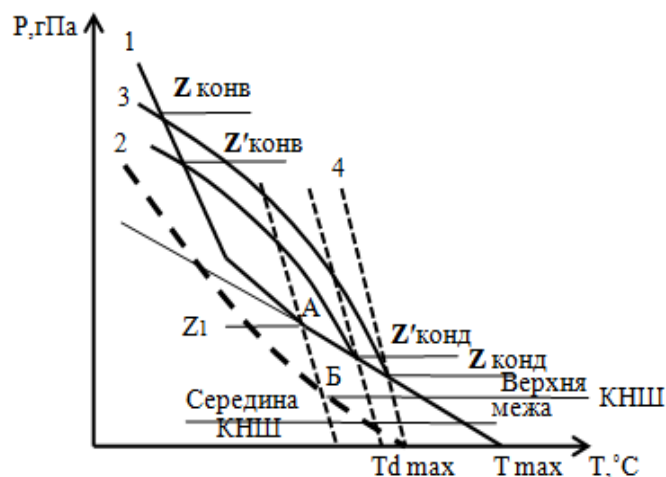


Рис. 1.13 – Визначення товщини КНШ: $Z_{\text{конд}}$ і $Z_{\text{конв}}$ – рівні конденсації і конвекції для моделі частинки, $Z'_{\text{конд}}$ і $Z'_{\text{конв}}$ – для середини КНШ; 1 і 2 – криві стратифікації температури; 3 – волога адіабата; 4 – ізографа.

Практика показує, що використання моделі частки з урахуванням КНШ для розрахунків параметрів конвекції зменшується в порівнянні з моделлю частки розбіжності між даними спостережень і розрахунками.

Модель шару. При використанні моделі частинки передбачається, що частка піднімається в нерухомому повітрі. У реальній атмосфері наявність висхідних рухів повинно згідно з рівнянням нерозривності визивати появу компенсаційного осідання повітря в околицях повітряних об'ємів, що піднімаються. Низхідні рухи в стійких стратифікованих шарах супроводжуються нагріванням повітря, із-за чого перегрів частинок, що піднімаються по відношенню до ~~навколишньої~~ атмосфери, а значить, і сила плавучості зменшуються.

Ця обставина враховується в моделі шару, запропонованим Б'єркнесом і розвиненою Шишкіним та Сіміля. У моделі шару передбачається наступне:

1. Поряд з висхідними рухами, що призводять до утворення конвективних хмар, приймається існування низхідних рухів, що компенсуються.

2. Маса повітря, які піднімаються та опускаються в деякому шарі повітря ΔZ рівні (рис. 1.14).

3. Підйом повітря відбувається вологадіабатично, а опускання – сухоадіабатично.

4. Між піднімаючою хмарною і опускаючою, оточуючим хмарним повітрям відсутнє тепло - і масообмін [6, 18, 22, 23].

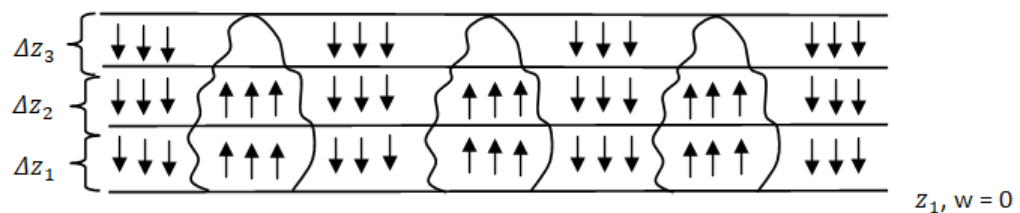


Рис 1.14 – До поняття моделі шару.

Таким чином, аналіз показує, що адіабатичні моделі призводять до помітного завищення фактично спостережуваних значень рівня конвекції, вертикальних рухів, перегріву хмарного повітря, а також водності у хмарах. Головною причиною цього є неврахування неадіабатичних процесів, що спостерігаються в реальних умовах [22].

1.4 Неадіабатичні моделі конвекції

При розвитку конвекції у вільній атмосфері між хмарою і навколишнім середовищем здійснюється безперервний обмін повітрям, що призводить до порушення адіабатичності процесів.

Основною причиною обміну теплом, водяною парою і кількістю руху між хмарним і навколишнім повітрям є затягування [9, 10].

Під затягуванням розуміють процес проникнення повітря з навколишньої атмосфери всередину конвективних елементів. Кількісною мірою інтенсивності затягування є відносна зміна маси m конвективного елемента, відбувається на одиниці шляху, – так званий коефіцієнт затягування:

$$\mu_z = \frac{1}{m} \frac{dm}{dz} = \rho g \frac{1}{m} \frac{dm}{|dp|}. \quad (1.4)$$

Розрахунки, проведені за даними радіозондування в різних шарах близько Cb , показують, що затягування максимально поблизу основи Cb , вгору від якого воно швидко зменшується. Так, при підйомі на 100 гПа затягування в Cb в середньому становить в шарі 500 – 700 гПа 40% від початкового значення m , в шарі від 700 до 850 гПа – 83% і в шарі від 850 гПа до основи хмари – 220%. Середня зважена інтенсивність затягування для всієї товщі хмари дорівнює 75%.

Експериментальні дані свідчать про те, що принаймні в потужних конвективних хмарах найбільшу роль відіграє компенсаційне, тобто впорядковане, затягування. Воно особливо велике в тих шарах, де спостерігається конвергенція зовнішнього потоку всередину хмари через

бокові поверхні. На інтенсивність зтягування також впливає турбулентність атмосфери. Особливо велика роль турбулентного зтягування безпосередньо під верхньою кромкою купчастих хмар.

Оцінці значень коефіцієнта зтягування μ_z , за натуральними даними показали, що в середньому зтягування зменшується зі зростанням горизонтальних розмірів хмари.

На відхилення процесів усередині хмар від адіабатичних впливають також витрати тепла на випаровування хмарних частинок і радіаційний теплообмін між хмарою і навколишнім середовищем [17].

Роль випаровування більш значна, ніж роль радіаційних факторів. Випаровування хмарних частинок супроводжується зменшенням температури в хмарі і його водності. Ці процеси особливо інтенсивні при малій відносній вологості навколишнього повітря, тому низька відносна вологість перешкоджає розвитку конвективних хмар навіть при значній нестійкості стратифікації.

Деяку роль у зменшенні значень вертикальної швидкості і рівня конвекції може також грати і аеродинамічний опір, випробовуване конвективним елементом, що переміщається, а в хмарах – ще і маса сконденсованої води.

Згідно з розглянутими вище умовами розвитку конвективних об'єктів Фаустом та Славіним були розроблені неадіабатичні моделі.

У моделі Фауста, наприклад, враховується вплив випаровування хмарних елементів на енергію нестійкості. У якості характеристики нестійкості випаровування він запропонував розраховувати параметр λ :

$$\lambda = S - [0,00467(100 - \bar{R}) + 0,0000667(100 - \bar{R}^2)]F_1, \quad (1.5)$$

де S – площа енергії нестійкості;

F_1 – площа, укладена між сухою і вологою адіабатами, проведеними від рівня кондиції до ізобаричної поверхні 600 мбар;

$\bar{R}$ – середня відносна вологість в цьому шарі [7].

Формула застосовується для розрахунків в тих випадках, коли $\bar{R} \geq 40\%$. З аналізу даної формули видно, що величина λ , що характеризує міру нестійкості атмосфери, на аерологічній діаграмі буде представлена у вигляді площі.

Величина перегріву хмарного повітря ΔT визначається термогігрометричними характеристиками повітря навколишнього середовища і піднімаючого насиченого повітря і за Славіним визначається за формулою:

$$\Delta T = 2,5\varepsilon\Delta p \frac{\bar{q}_a - \bar{q}}{1 + 0,18\bar{q}_a}, \quad (1.6)$$

де $\varepsilon = f(T' - T, \Delta p)$ – баричний показник затягування;

Δp – товщина шару, в якому відбувається підйом хмарного повітря, гПа;

$\bar{q}_a$, $\bar{q}$ – масова частка водяної пари піднімаючого об'єму повітря і навколишнього середовища (рис. 1.15) [19].

За рахунок адіабатичного процесу піднімаюча частка повітря стає тілом змінної маси і її прискорення описується рівнянням:

$$\frac{dw}{dt} = \frac{g}{T}(T' - T) - \frac{w}{m} \frac{dm}{dt}, \quad (1.7)$$

де $\frac{w}{m} \frac{dm}{dt}$ – реактивна сила, що виникає за рахунок приєднання до частки повітря з масою m і вертикальною швидкістю w додаткової маси dm навколишнього повітря [14, 18].

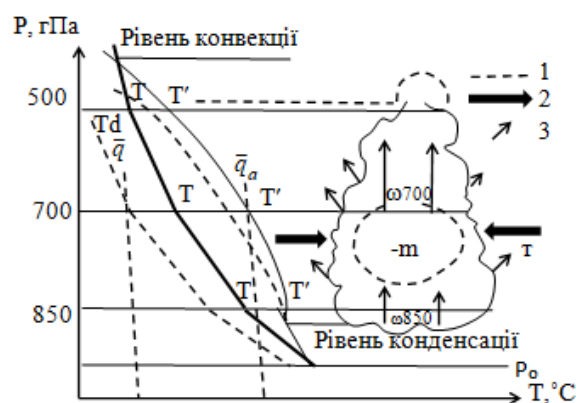


Рис 1.15 – Адіабатний графік неадіабатичної моделі конвекції: 1 – положення хмарної адіабати; 2 – затягування навколишнього повітря; 3 – випаровування

хмарних крапель: P_{850} і P_{700} – конвективні вертикальні рухи; $-m$ – передбачувана зміна маси хмарного повітря без урахування затигування.

Порівнюючи адіабатичні моделі конвекції з неадіабатичними, можна зробити висновок, що при обліку неадіабатичності процесу параметри конвекції будуть значно менші. Розрахунки показують, що затигування навколишнього повітря, його нагрів і зволоження істотно зменшують енергію хмари.

Аналізуючи розглянуті вище моделі конвекції, можна зазначити, що основні відмінності цих моделей при побудові процесу конвекції на аерологічній діаграмі полягають у наступному:

1. Модель частинки – криві стану і стратифікації будуються на аерологічній діаграмі звичайним способом.
2. Модель частинки з урахуванням КНШ – крива стратифікації залишається без змін (порівняно з моделлю частинки), а крива стану змінюється шляхом паралельного перенесення.
3. Модель шару – крива стану залишається без змін, а крива стратифікації зміщується в область більш високих температур.
4. Неадіабатичні моделі – змінюється положення кривої стану шляхом зменшення кута нахилу вологої адіабати [23].

1.5 Параметри конвекції

Як вже було зазначено, попередній перелік предикторів формується на основі фізичних моделей розвитку конвекції і явищ, пов'язаних з нею. Враховуючи складність даного явища і велику кількість факторів, що впливають, перелік предикторів може бути досить великим (наприклад, Б. Е. Песковим було відібрано для аналізу 103 параметра атмосфери). Аналіз взаємодії цих параметрів в комплексі дозволяє з використанням процедури просіювання відібрати невелике їх число. Метою цього відбору є отримання досить інформативних параметрів, але водночас незалежних, а якщо і частково залежних, то таких, які доповнюють один одного [16].

Розглянемо і проведемо аналіз основних параметрів, 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 ($T_{850} - T_{500}$, $T_{850} - T_{700}$ і т. д.);
- б) суму відхилень кривої стану від кривої стратифікації на n рівнях $\Sigma(T' - T)_i$, або середнє значення даних відхилень $(T' - T)$;
- 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°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°C;
- в) деякі суми цих дефіцитів;
- г) точка 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 C_b [15].

3. Вертикальна протяжність конвективних хмар, за даними Пескова, Лебедевої, володіє дуже високою інформативністю в способах прогнозу злив і гроз. Як було зазначено, цей параметр у 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°C

і зверху ізотермою -40°C . Очевидно, що вертикальна протяжність хмари залежить від стратифікації.

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

5. Лапласіан приземного тиску $\nabla^2 p_0$ – один з синоптичних параметрів, який має найбільшу інформативність. Він характеризує напрямок і інтенсивність впорядкованих вертикальних рухів в граничному шарі атмосфери, а вони, в свою чергу, стимулюють розвиток конvekції. За даними Пескова, грози не утворюються навіть при великій нестійкості, коли $\nabla^2 p_0 < 0$ (антициклонічна кривизна приземних ізобар і, отже, низхідні вертикальні рухи), що говорить про значний вплив впорядкованих вертикальних рухів на конvekцію при нестійкому стані атмосфери. Даний параметр рекомендується використовувати з предикторами, що характеризують нестійкість.

6. Вертикальний зсув вітру. Вплив цього параметра неоднозначно. 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 конvekції 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 конvekтивних хмар.

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

Значні зсуви вітру в шарі 3-10 км перешкоджають утворенню грозових *Cb*, так як посилюють турбулентність, руйнуючи хмару (збільшується затягування, випаровування, охолодження хмари, відбуваються знесення і зниження верхньої межі хмари).

Дані досліджень щодо впливу зсувів вітру на розвиток *Cb* є неоднозначними. Як видно, це пов'язано з тим, що з усієї сукупності факторів,

що впливають на конвекцію, штучно був виділений лише один – зсув вітру. Разом з тим характер взаємодії зсуву вітру на конвекцію залежить від стратифікації температури та вологості повітря.

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 хмар [15, 16].

1.6 Прогноз кількості конвективної хмарності

При розробці фізико-статистичних способів прогнозу внутрішньомасової конвективної хмарності формування переліку предикторів здійснюється на основі моделей конвекції. Дані предиктори характеризують зв'язки між фізичними процесами, що протікають в атмосфері і параметрами конвективної хмарності.

У практиці метеорологічного забезпечення польотів прогноз конвективної хмарності розробляється в наступному порядку. На першому етапі проводиться аналіз розвитку синоптичного процесу і розробляється прогноз синоптичного положення. На другому етапі, якщо синоптична обстановка сприятлива для розвитку конвекції, використовуються фізико – статистичні способи для прогнозу конвективної хмарності. У прогнозі вказуються кількість, форма, висота нижньої і верхньої меж хмарності [7].

Аналіз даних радіозондування атмосфери вказує, що для внутрішньомасових синоптичних ситуацій з добре вираженим добовим ходом метеорологічних величин стратифікація і її зміна в приземному шарі атмосфери характеризуються наступними особливостями:

- наявність у ранковий час інверсії температури в приземному шарі, верхня межа якої в середньому розташовується на висотах 300-600 м;
- на висотах 1,5-3,0 км в більшості випадків мають місце невеликі вертикальні градієнти температури (часто менше вологоадіабатичних);
- збільшення вологості з висотою до рівня верхньої межі інверсії температури і помітне зменшення її на вищих рівнях;

– з початком прогрівання поступово приземна інверсія руйнується, температура в нижній частині граничного шару підвищується, а на висотах 600-1000 м спостерігається пониження температури;

– до 10-11 год місцевого часу формується в шарі 0-600 м сухоадіабатичний градієнт температури і з'являються перші купчасті хмари.

Таким чином, в однорідній повітряній масі при відсутності значної адвекції температури і вологості, створюючи спосіб прогнозу конвективної хмарності, необхідно враховувати наступні чинники:

1) інтенсивність денного прогрівання підстильної поверхні і прилеглих до неї шарів повітря [14];

2) вологовміст приземного шару повітря і шару, в якому відбувається утворення конвективної хмарності;

3) стратифікацію температури в нижній частині тропосфери.

На підставі даних радіозондування атмосфери у ранковий час (03 год) Приходько запропонував способи прогнозу кількості внутрішньомасової конвективної хмарності.

Перший спосіб Приходько. На першому етапі за даними ранкового зондування визначається коефіцієнт стратифікації:

$$K_{cmp} = \frac{0,3\Delta T \bar{R}}{(T - T_d) + (1 - \bar{\gamma})}, \quad (1.8)$$

де $\Delta T = T_{\max} - T_0$ – різниця температур ($^{\circ}\text{C}$) повітря між очікуваним максимальним значенням біля поверхні землі і її значенням у момент ранкового зондування [7];

$\bar{R}$ – середнє значення відносної вологості повітря (%) у момент зондування в шарі від верхньої межі приземної інверсії до 3 км;

$(\overline{T - T_d})$ – середня різниця між значеннями температури і точки роси ($^{\circ}\text{C}$) за даними ранкового зондування в шарах від землі до 200 м, якщо біля поверхні землі $1^{\circ}\text{C} < (T - T_d) < 4^{\circ}\text{C}$, і від землі до 500 м в останніх випадках;

$\bar{\gamma}$ – середній вертикальний градієнт температури повітря ($^{\circ}\text{C} / 100 \text{ м}$) в шарі від верхньої межі приземної інверсії до 3 км [14].

Статистичний зв'язок між кількістю конвективної хмарності N_k і значенням коефіцієнта стратифікації $K_{стр}$ характеризується графіком (рис.1.16).

Для ряду станцій України формулу (1.8) і графік (рис. 1.16) можна використовувати без будь-яких поправок. Поліпшення результатів прогнозу для пунктів, де його використовують приводить до грубих помилок, вдається одержати за допомогою невеликої корекції формули (1.8) або графіка зв'язку.

Другий спосіб. Приходько запропонував розрахунковий метод прогнозу конвективної хмарності на момент її максимального розвитку за даними ранкового температурно-вітрового зондування атмосфери, який знайшов застосування в багатьох географічних районах. Розраховується безрозмірний параметр $\Pi_{конв}$, який має добрий кореляційний зв'язок з кількістю внутрішньомасової конвективної хмарності в період максимального розвитку

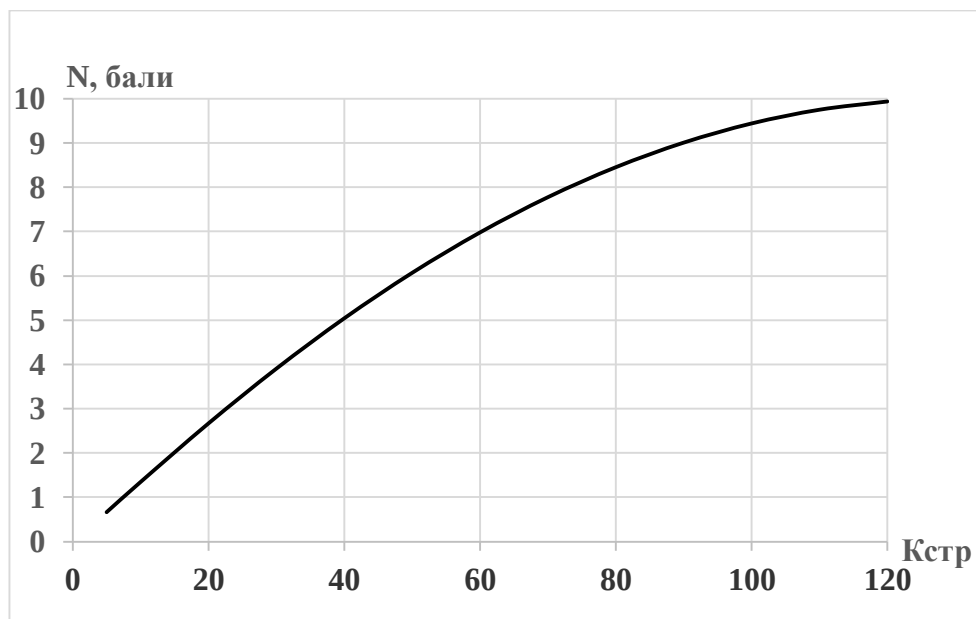


Рис 1.16 – Графік зв'язку між величинами N_k і $K_{стр}$.

Параметр $\Pi_{конв}$ визначається з наступного співвідношення:

$$\Pi_{конв} = \frac{(T_{пвх} - T_0)(T_0 - T_{700}) \cdot H_{сл}}{1500[(T - T_d)_0 + (T - T_d)_{H_{сл}}] \sum_{H_{сл}}^{700} (T - T_d)}, \quad (1.9)$$

де $T_{\max} - T_0$ – різниця між очікуваним максимальним значенням температури повітря біля поверхні землі і її значенням у момент ранкового зондування;

$T_0 - T_{700}$ – різниця між температурою біля поверхні землі і температурою на рівні 700 гПа;

$(T - T_d)_0$ – дефіцит точки роси біля поверхні землі;

H_{cl} – висота верхньої межі (шару) приземної інверсії або висота, де крива точки роси має різкий злам у бік низьких значень;

$(T - T_d)_{H_{cl}}$ – дефіцит точки роси на верхній межі H_{cl} ;

$\sum_{H_{cl}}^{700} (T - T_d)$ – сумарний дефіцит точки роси на чотирьох рівнях: H_{cl} , 850, 775, 700 гПа, який розраховується за формулою:

$$\sum_{H_{cl}}^{700} (T - T_d) = (T - T_d)_{H_{cl}} + (T - T_d)_{850} + (T - T_d)_{775} + (T - T_d)_{700}. \quad (1.10)$$

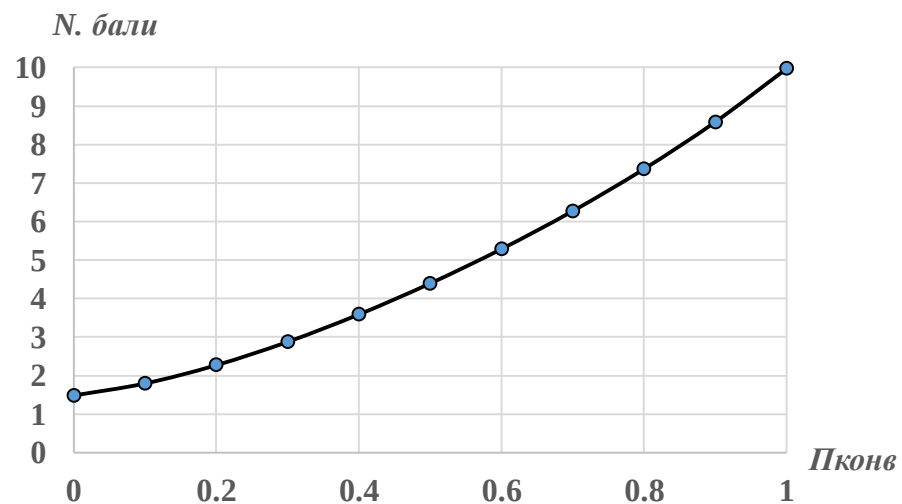


Рис. 1.17 – Зв'язок кількості конвективної хмарності N_k з параметром конвекції $\Pi_{конв}$.

По розрахованому значенню $\Pi_{конв}$ за допомогою графіка (рис. 1.17) визначається кількість конвективної хмарності N_k . За даними автора, прогноз кількості хмар з точністю ± 1 бал забезпечується приблизно в 90% випадків [14].

1.7 Прогноз форми конвективної хмарності

Прогноз форми конвективної хмарності проводиться на основі:

- аналізу і прогнозу синоптичного положення в районі аеродрома і визначення, наскільки очікувані синоптичні умови сприятливі для розвитку конвективної хмарності;
- аналізу аерологічної діаграми і визначення ступеня нестійкості атмосфери, особливостей розподілу характеристик вологості повітря в граничному шарі та у вільній атмосфері.

Проведений аналіз дозволяє якісно визначити інтенсивність і динаміку розвитку конвективної хмарності. Необхідно враховувати, що, як правило, при внутрішньо масовій синоптичній обстановці у ранковий час розвивається купчаста хмарність, яка поступово переростає у потужно-купчасту. При достатній вологості повітря і енергії нестійкості атмосфери потужно-купчаста хмарність в післяполудневий час розвивається в купчасто-дощову.

Отже, в прогнозі, розробленому синоптиком, повинна знайти відображення розглянута закономірність в розвитку конвективної хмарності [9].

1.8 Прогноз висоти нижньої і верхньої межі конвективної хмарності

Висота нижньої та верхньої межі конвективної хмарності, як це було показано вище, розташовується поблизу рівня конденсації і конвекції. Взявши за основу відповідну модель конвекції і провівши необхідні побудови на аерологічній діаграмі, можна з достатнім ступенем точності встановити нижню і верхню межі хмарності. У прогностичній роботі метеопідрозділів цей спосіб є основним для прогнозу даних характеристик хмарності.

Прогноз стану рівня конденсації і конвекції з допомогою аерологічної діаграми на 14-16 год місцевого часу розробляється на основі якісного

прогнозу максимальної температури повітря $T_{\max}$ і точки роси T_d біля поверхні землі і розподілу даних параметрів в тропосфері [18].

На основі прогностичних значень температури і вологості у поверхні землі прогноз висоти нижньої межі конвективної хмарності H_n здійснюється також за допомогою формул:

– Селезньової $H_n = 200 + 110(T_{\max} - T_d)$;

– Ферреля $H_n = 122(T_{\max} - T_d)$;

– Іпполітова $H_n = 22(100 - R)$,

де T_d і R – прогностичні значення точки роси і відносної вологості (у відсотках) у поверхні землі.

Наведені вище формули можна також використовувати для визначення нижньої межі конвективної хмарності за фактичними даними про точку роси і відносну вологість.

За матеріалами спостережень з літака над *Cu hum* і *Cu cong* у Скосиревої отримана наступна залежність між нижньою межею хмарності і відотною вологістю біля поверхні землі R_0 (в частках одиниці):

$$H_n = -A \lg R_0 + B, \quad (1.18)$$

Значення коефіцієнтів A і B залежать від температури повітря біля поверхні землі T_0 . При $10^\circ\text{C} \leq T_0 \leq 20^\circ\text{C}$ – $A = 3751$ м, $B = 310$ м, а при $T_0 > 20^\circ\text{C}$ – $A = 3771$ м, $B = 326$ м [5].

Загальні закономірності, які слід враховувати при прогнозі хмарності. Хмари будуть знижуватись, якщо:

- присутні висхідні рухи;
- здійснюється адвекція теплого повітря на холодну підстильну поверхню;
- відбувається збільшення вологості повітря;
- спостерігається падіння тиску;
- наближається атмосферний фронт до пункту прогнозу.

Висота верхньої межі ($H_{\text{ВМХ}}$) хмар значно менше впливає на безпеку польотів в порівнянні з нижньою межею хмар, проте вертикальна потужність останньої обумовлює умови виконання польотного завдання.

При відсутності зведень від екіпажів, що пролітають, діагноз і прогноз $H_{\text{ВМХ}}$ зводиться, як правило, до аналізу аерологічної діаграми, за даними якої $H_{\text{ВМХ}}$ відмічається на тому рівні, де відбувається різке і помітне зменшення вологості повітря (крива тички роси різко відхиляється вліво від кривої стратифікації) [18, 20].

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 і визначається за формулою (2.1):

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

де T_c – температура повітря на рівні 500 гПа у °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°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 [25];

- 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. Співвідношення між значеннями індексу LI і прогностичними висновками наведені у таблиці 2.1.

Таблиця 2.1 – Значення індексу та його кількісна оцінка

LI	Кількісна оцінка
≥ 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

Vertical Totals ($VTOT$) індекс дає уявлення про вертикальний градієнт температури для шару атмосфери, який включає в себе верхню частину граничного шару до рівня 500 гПа. Він розраховується як різниця температур між рівнями 850 ГПа і 500 гПа, який має вид:

$$VT = T_{850} - T_{500}, \quad (2.2)$$

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

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

Вважається, що різниця температур у 26°C розділяє умови, які є сприятливими або несприятливими для виникнення грози.

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

$$CT = T_{d850} - T_{500}, \quad (2.3)$$

де T_{d850} – температура точки роси на рівні 850 гПа [26].

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 2.4.

$$TT = VT + CT$$

або

(2.4)

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

де VT – Vertical Totals;

CT – Cross Totals.

Індекс TT збільшується зі збільшенням вологості в нижніх шарах атмосфери і збільшенням вертикальних градієнтів температури.

Співвідношення між значеннями індексу TT і прогностичними висновками наведені у таблиці 2.2.

Таблиця 2.2 – 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 .

Модифікований Total Totals (TT_m) використовує середнє значення поверхні (2 м), 925 гПа і 850 гПа замість одних тільки 850 гПа для кращого опису стану граничного шару виражається формулою 2.5.

$$TT_m = (T_{2m} + T_{925} + T_{850})/3 + (Td_{2m} + Td_{925} + Td_{850})/3 - 2T_{500}. \quad (2.5)$$

Граничне значення виникнення грози зазвичай встановлюється рівним 57 [28].

Індекс Showalter (*SI*) заснований на потенційній нестабільності шару 850 ГПа і 500 гПа, оскільки він вимірює плавучість при 500 гПа повітряної частинки, піднятої на цьому рівні. Як такий він дає вказівку на приховану нестабільність шару. Негативне значення еквівалентно існуванню позитивної плавучості вище рівня вільної конвекції (*LFC*) і як такої ймовірності вільної конвекції. Співвідношення між значеннями індексу *SI* і прогностичними висновками наведені у таблиці 2.3.

Значення Showalter індексу розраховується за формулою 2.6.

$$SI = T_{500} - T_{p\ 500}. \quad (2.6)$$

Таблиця 2.3 – Кількісна оцінка індексу *SI*

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

Нестійкість: від’ємний *SI* вказує на те, що верхній планетарний граничний шар нестійкий відносно середньої тропосфери. Це середовище, в якому може відбуватися конвекція. Чим більш від’ємним є *SI*, тим більш нестійка тропосфера і більш стрімке прискорення буде для піднімання частинки повітря з верхнього планетарного граничного шару [25, 29].

Deep Convective Index (*DCI*) являє собою комбінацію температури і вологості на 850 гПа, а також *LI* індекса і виражається формулою:

$$DCI = T_{850} + Td_{850} - LI, \quad (2.7)$$

де *LI* – Lifted індекс.

Однак, при значеннях *DCI* близько 30 і вище слід очікувати активну грозову діяльність.

Boyden використовується для оцінки ймовірності грози. *BI* 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 *BI*, 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 2.8.

$$BI = (Z-200) - T_{700}, \quad (2.8)$$

де *Z* – товщина шару 1000-700 гПа [28].

Індекс Томсона (Thompson index (*Ti*)) заснований на *K*-індексі і версії піднятого індексу для випадку, коли не використовується поверхня землі, а середнє значення за найнижчими 50 гПа над землею і має вид:

$$Ti = K - LI_{50}, \quad (2.9)$$

де *K* – *K*-індекс;

LI – Lifted індекс розрахований від поверхні 50 гПа.

Кількісна оцінка параметрів Thompson index представлена у таблиці 2.4.

Таблиця 2.4 – Кількісна оцінка Thompson index

<i>Ti</i>	Кількісна оцінка
< 25	Без гроз
25 ÷ 35	можливі грози
35 ÷ 39	Грози , місцями сильні
>40	Сильні грози

Цей індекс є поліпшенням *K*-індекса, так як він містить інформацію про шари нижче 850 гПа [34, 44].

Rackliff індекс (RaI) порівнює потенційну температуру змоченого термометра на рівні 900 гПа та потенційну температуру сухого на 500 гПа. Тому він дає інформацію про приховану нестійкість повітряної маси при 900 гПа на нестандартній висоті.

Значення RaI індексу розраховується за формулою 2.10.

$$RaI = \theta_{w900} - T_{500}, \quad (2.10)$$

де θ_{w900} – псевдопотенційна температура змоченого термометра на рівні 900 гПа (рис. 2.1).

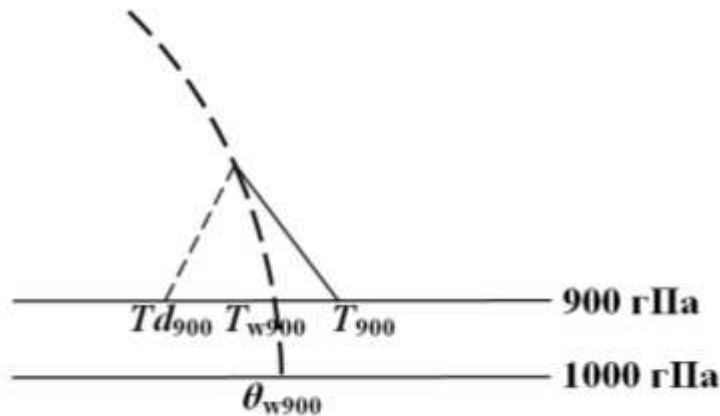


Рис.2.1 – Порядок визначення псевдопотенційної температури змоченого термометра на рівні 900 гПа.

Рекліфф виявив, що деякі зливи відбувалися при значеннях нижче 25, в той час як значення ≥ 30 були пов'язані з виникненням значних злив, що супроводжуються грозами.

Adedokun індекс (AI) використовує різницю псевдопотенційної температури змоченого термометра на рівні 850 гПа (або 2м) і псевдопотенційної температуру насиченого вологого повітря на рівні 500 гПа і має вид:

$$AI = \theta_{w850} - \theta_{ws500}. \quad (2.11)$$

Адедокун розробив свої індекси для позначення потенційної нестійкості в середовищі міжтропічного розриву (ITD) (Adedokun, 1981) і для прогнозування опадів над Західною Африкою (Adedokun, 1982). Для навколишнього середовища ITD було виявлено, що перший індекс (ADED1) є кращим показником умов стійкості/відсутності опадів, в той час як другий індекс (ADED2) краще пов'язаний з умовами нестійкості/наявності опадів (Adedokun, 1981). При прогнозуванні опадів було знову виявлено, що другий індекс більш тісно пов'язаний з випадінням опадів, але обидва мали більш низький відсоток правильних прогнозів, ніж індекс Шоуолтера (Adedokun, 1982). Значення індексів ≥ -1 були визначені як такі, що вказують на випадіння опадів, тоді як значення < -1 були визначені як такі, що вказують на їх відсутність [24, 26, 44].

S-індекс (*SI*) був введений німецьким військовим Рейманом і вважається корисним з квітня по вересень. Він дуже схожий на *K*-індекс і використовує ті ж змінні, але в різних пропорціях. Він визначається як:

$$SI = TT - (T_{700} - Td_{700}) - K, \quad (2.12)$$

де *K* – байдужий коефіцієнт, який залежить від індексу *VT* (табл.2.5).

Таблиця 2.5 – Залежність *K* від індексу *VT*

<i>VT</i>	Значення <i>K</i>
≥ 25	<i>K</i> =0
$22 < VT < 25$	<i>K</i> =2
≤ 22	<i>K</i> =6

Результат значення *S-index* вказані у таблиці 2.6.

Таблиця 2.6 – Значення *S-index* та кількісна характеристика

<i>S-index</i>	Кількісна оцінка
< 40	Слабка
$40 \div 46$	Помірна
> 46	Сильна

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 (*МІІ*) виражається формулою:

$$МІІ = 1,6 \cdot \theta_{w900} - T_{500} - 0,5 \cdot (T - Td)_{700} - 8, \quad (2.13)$$

де θ_{w900} – псевдопотенційна температура змоченого термометра на рівні 900 гПа.

Додатні значення індексу являють собою нестійкість[26, 44].

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

$$HI = (T_{850} - T_{d850}) + (T_{700} - T_{d700}) + (T_{500} - T_{d500}). \quad (2.14)$$

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

Severe Weather ThrEAT індекс (*SWEAT*) – індекс нестійкості, розроблений у США. *SWEAT* – комплексний критерій для діагнозу і прогнозу небезпечних і стихійних явищ погоди, пов'язаних з конвективною хмарністю, розроблений у ВПС США і містить у собі індекс нестійкості повітряної маси, швидкість та зсув вітру. Розраховується за формулою:

Індекс нестійкості *SWEAT* виражається формулою:

$$SWEAT = 12Td_{850} + 20(TT - 49) + 3,888F_{850} + 1,944F_{500} + (125 \cdot [\sin(D_{500} - D_{850}) + 0,2], \quad (2.15)$$

де TT – Total Totals індекс;

F_{850}, F_{500} – швидкість вітру на поверхнях 850 та 500 гПа;

$D_{500} - D_{850}$ – напрям вітру на відповідних поверхнях.

У формулі:

- температура повітря задається у градусах Цельсія;
- швидкість вітру у м/с;
- напрям вітру у градусах;
- другий член рівняння приймається рівним 0, якщо $TT \leq 49$;
- останній доданок у формулі дорівнюється нулю, якщо не виконується

будь яка з наступних умов:

- D_{850} у діапазоні від 130 до 250 градусів;
- D_{500} у діапазоні від 210 до 310 градусів;
- Різниця у напрямі вітру ($D_{500} - D_{850}$) є додатною;
- F_{850} і F_{500} швидкості вітру ≤ 7 м/с.

Результат значення $SWEAT$ вказані у таблиці 2.7.

Таблиця 2.7 – Значення $SWEAT$ та їхня кількісна характеристика

$SWEAT$	Кількісна оцінка
< 250	немає умов для виникнення сильних гроз
$250 \div 350$	є умови для сильних гроз, граду і шквалів
$350 \div 500$	є умови для дуже сильних гроз, крупного граду сильних шквалів, смерчів
≥ 500	умови для дуже сильних гроз, крупного граду сильних шквалів, сильних смерчів

Індекс $SWEAT$ враховує багато важливих параметрів, включаючи низьку вологість, нестійкість та вертикальний зсув вітру (як швидкість, так і напрямок). Однак, обмеження полягає в тому, що вихідні дані є тільки з рівнів 850 та 500 гПа, що маскують будь-які інверсії, сухі шари тощо, які можуть бути присутніми в проміжних шарах. Це також може бути дещо тяжким для обчислення, за відсутності автоматичної процедури зондування.

K -індекс (K), введений Джорджем (1960), по суті кількісно визначає ймовірність грозової активності і задається як (у радянських джерелах має назву коефіцієнта Вайтинга), який використовується для прогнозу грози. Варто зауважити, що осередки конвекції, які спостерігаються у атмосфері з високими значеннями K -індексу, можуть дати імпульс швидкому розвитку дуже сильних злив [28, 34].

K -індекс виражається формулою:

$$K = 2T_{850} - D_{850} - D_{700} - T_{500}, \quad (2.16)$$

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 2.8.

Табл. 2.8 – Критеріальні значення K -індексу.

Значення K -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. 2.3 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.

Модифікований K -індекс (K_{mod}). В якості поліпшення K -індексу замість T і Td при 850 гПа використовують середню температуру і точку роси між 850 гПа і поверхнею 2 м.

$$K_{\text{mod}} = \bar{T} - T_{500} + \overline{Td} - (T_{700} - Td_{700}). \quad (2.17)$$

Цей індекс є поліпшенням K -індексу, так як тепер K_{mod} містить також інформацію про шар нижче 850 гПа [26, 44].

2.2 Індекси 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 Δz . Зсув вітру має розмірність с^{-1} .

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

$$\begin{aligned} \frac{\Delta u}{\Delta z} &= \frac{u_2 - u_1}{z_2 - z_1}; \quad \frac{\Delta v}{\Delta z} = \frac{v_2 - v_1}{z_2 - z_1}; \\ \beta &= \frac{\sqrt{\Delta u^2 + \Delta v^2}}{\Delta z}; \\ \alpha_{\text{shear}} &= 90^\circ - \frac{360}{C} \arctg \frac{\Delta v}{\Delta u} + \alpha_0, \end{aligned} \quad (2.18)$$

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 (рис. 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 пиросос, який засмоктує теплий і вологий граничний шар і залишає після себе «вихлоп» у виді холодного більш стійкого повітря.

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 [25, 34].

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.

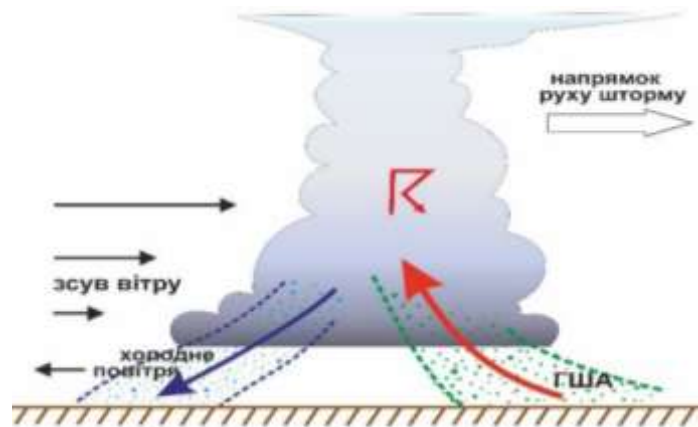


Рис. 2.2 – Ілюстрація впливу зсуву вітру на формування довготривалих грозових штормів (наприклад, суперчарунок або ліній лукоподібної луни).

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

$$LOSHR = V_{1\text{км}} - V_0. \quad (2.19)$$

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:

$$DLS = V_{6\text{км}} - V_0. \quad (2.20)$$

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 [44].

Критеріальні значення наведені у таблиці 2.9

Табл. 2.9 – Критеріальні значення індексу DLS .

Значення індексу DLS , 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.

$$BRN = \frac{CAPE}{0,5SHEAR^2} = \frac{CAPE}{0,5(\bar{v}_{0-6} - \bar{v}_{0-0,5})^2}, \quad (2.21)$$

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. 2.10 [34].

Табл. 2.10 – Критеріальні значення числа Річардсона.

Значення BRN	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 (рис. 2.3)



Рис. 2.3 – 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.

Індекс відносної спіральності шторму (Storm Relative Helicity (*SRH*)) характеризує обертання висхідного потоку шторму і, як наслідок, потенціал розвитку торнадо. У загальному виді вираз для розрахунку індексу *SRH* має вид

Для прогнозування суперчарунки немає чіткого значення *SRH*, тому що їх формування, мабуть, більше пов'язано з шаром вертикального зсуву вітру. Він був введений Девісом-Джонсом в 1990 році. Зазвичай розраховується для шару 0-3 км, проте усе частіше і для шару 0-1 км.

У загальному виді вираз для розрахунку індексу *SRH* має вид:

$$SRH = \iint (V - c) \cdot (\nabla \times V), \quad (2.22)$$

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'*

$$H' = v_{SR} \frac{\Delta u}{\Delta z} - u_{SR} \frac{\Delta v}{\Delta z}, \quad (2.23)$$

$$\text{де } u_{SR} = \frac{u_{SR_{i+1}} + u_{SR_i}}{2}, \quad v_{SR} = \frac{v_{SR_{i+1}} + v_{SR_i}}{2} - \text{складові відносного вектору}$$

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 2.24.

$$SRH = \sum H' \cdot \Delta z = \sum_{i=0}^{N-1} \left[(v_{SR_i} \cdot u_{SR_{i+1}}) + (u_{SR_i} \cdot v_{SR_{i+1}}) \right], \quad (2.24)$$

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

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 [26, 28].

Формула, яка була представлена вище, може бути спрощена до виду, якщо прийняти, що шари однакові і дорівнюють Δz :

$$SRH = \sum_0^3 V_{SR} \Delta u - u_{SR} \Delta v. \quad (2.25)$$

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 2.11.

Табл. 2.11 – Критеріальні значення індексу SRH .

Значення індексу $SRH, \text{ м}^2/\text{с}^2$	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

$$EHI = \frac{CAPE \cdot EHI}{160}. \quad (2.26)$$

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 [29].

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.

Табл. 2.12 – Критеріальні значення індексу EHI .

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

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 градус 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 [44].

3 РОЗРАХУНОК ПАРАМЕТРІВ НЕСТІЙКОСТІ АТМОСФЕРИ

3.1 Характеристика вихідних даних та їх первинної обробки

У якості вихідних даних для проведення дослідження використовувалися:

- 1) прогностичні дані глобальної чисельної моделі GFS в період з травня по вересень 2017-2018 років;
- 2) архів фактичної погоди аеродромів Харків, Київ, Одеса та Львів за вказаний вище період (<http://rp5.ua>).

В ході роботи був проаналізований архівний матеріал за теплий період 2017-2018 років для станцій Харків, Київ, Одеса та Львів з метою уточнення випадків з конвективною хмарністю та явищами пов'язаними з нею. Використовувалися прогностичні дані глобальної чисельної моделі GFS протягом всієї доби через кожні 3 години, що дає змогу спостерігати розвиток конвективної хмарності безперервно протягом усього періоду для станцій Харків, Київ, Одеса та Львів.

Всього за період з 1.05.2017 року по 30.09.2018 для станції Харків було виявлено 142 дні з конвективною хмарністю з них 32 дні з грозою. Для станції Київ за теплий період 2017-2018 років було виявлено 241 день з конвективною хмарністю з них 41 день з грозою. Для станції Одеса було виявлено 140 днів з конвективною хмарністю з них 51 день з грозою. Для станції Львів за теплий період 2017-2018 років було виявлено 200 днів з конвективною хмарністю з них 83 дні з грозою.

Під час відбору випадків з конвекцією окрім щоденників погоди були проаналізовані карти погоди (АРМ синоптика) з метою уточнення фактичних даних представлених в щоденниках погоди.

В даній роботі проводився розрахунок наступних параметрів конвекції: *VT*; *CT*; *TT*; *S-index*; *Boydex*; *KO*; *SWEAT*; *SI*; *LI*; *DCI*. Для виконання розрахунків вказаних параметрів використовувалися прогностичні дані глобальної чисельної моделі GFS з 00:00 по 21:00 СГЧ з дискретністю 3 години для станцій Харків, Київ, Одеса та Львів. В якості вхідних даних для розрахунку перелічених параметрів конвекції відбиралися вхідні дані зазначені у першому розділі необхідні для розрахунку цих параметрів.

На першому етапі роботи проводився розрахунок зазначених параметрів конвекції.

Розрахунки параметрів конвекції проводилися за допомогою розрахункового алгоритму реалізованого у програмі Microsoft Office Excel, який дозволив одночасно у автоматичному режимі обробляти велику кількість вхідних даних і отримувати значення температурно-вологісних індексів конвективної нестійкості (Vertical Totals, Cross Totals, Total Totals, Boyden, Showalter, Lifted, SWEAT) з одночасним віднесенням цих значень до відповідного висновку згідно з параметризацією запропонованою авторами цих параметрів.

В ході роботи для розрахунку деяких параметрів до розрахункового алгоритму були введені формули запропоновані у [48]. Для розрахунку параметру KO індексу необхідно було розрахувати значення еквівалентної потенціальної температури θ_e для поверхонь 1000, 850, 700 і 500 гПа за наступною формулою:

$$\theta_e = T_0 \left[\left(\frac{1000}{P} \right)^{k(1-0,28r)} \right] \exp \left[\left(\frac{3376}{T_{LCL}} - 2,54 \right) r(1 + 0,81r) \right], \quad (3.1)$$

де $k = 0,2854$

T_0 – температура повітря на вихідному рівні;

T_{LCL} – температура на рівні конденсації, визначеному за значеннями температури і температури точки роси відхідного рівня, яка визначалась за наступною формулою:

$$T_{LCL} = T_d - (0,212 + 0,001571 \cdot T_d - 0,000436 \cdot T_0)(T_0 - T_d) + 273,16, \quad (3.2)$$

де T_d – значення температури точки роси на вихідному рівні.

P – значення тиску на вихідному рівні;

r – відношення суміші, яке визначається за наступною формулою:

$$r = 1000 \frac{0,622e}{(P - e)}, \quad (3.3)$$

де e – тиск водяної пари який визначається при $T \geq 0^\circ\text{C}$ на вихідному рівні за формулою:

$$e = 10^{\left[23,832241 - 5,02828 \log(T_d) - 1,381610^{-7} \cdot 10^{11,334 + 0,030399 T_d} + 8,132810^{-3} \cdot 10^{\frac{3,49149 \cdot 1302884}{T_d} - \frac{29,49076}{T_d}} \right]}, \quad (3.4)$$

при $T < 0^\circ\text{C}$:

$$e = 10^{\left[3,56654 \log(T_d) - 0,0032098 T_d - \frac{2484,956}{T_d} + 2,0702294 \right]}. \quad (3.5)$$

Для визначення параметру SI зокрема необхідні були дані по значенню температури частки піднятої від рівня конденсації, визначеного по значеннях температури повітря і температури точки роси на рівні 850 гПа, до рівня 500 гПа, а для визначення параметру LI від піднятої сухоадіабатично до рівня конденсації від середини нижнього рівня товщиною 100 гПа до рівня конденсації, а далі вологадіабатично до рівня 500 гПа. Для цього було визначено залежність між значенням еквівалентної потенціальної температури на рівні 500 гПа і значенням температури на вологій адіабаті:

$$T_{p500} = -4,47 \cdot 10^{-8} \cdot \theta_{e500}^5 + 5,59 \cdot 10^{-5} \cdot \theta_{e500}^4 - 0,032 \cdot \theta_{e500}^3 + 8,5 \cdot \theta_{e500}^2 - 1125 \cdot \theta_{t500} + 59338,71', \quad (3.6)$$

де θ_{e500} – еквівалентна потенційна температура розрахована для рівня 500 гПа за формулою (3.1).

3.2 Результати перевірки на справджуваність параметрів нестійкості

Після проведення розрахунків до розрахункового алгоритму, з метою узагальнення отриманих результатів, були введені наступні умови параметризації: якщо за результатами розрахунків значення параметру потрапляє до області потенціалу нестійкості слабкий (weak) у сусідній з параметром чарунці відображається значення 0; якщо значення параметру потрапляє до області потенціалу нестійкості помірний (moderate) у сусідній з

параметром чарунці відображається значення 1; якщо значення параметру потрапляє до області потенціалу нестійкості сильний (strong) у сусідній з параметром чарунці відображається значення 2. Приклади відображення результатів розрахунків наведених у додатку Б (рис. Б 1- Б 4).

Як можна побачити на рис. Б 1 (додаток Б) в період з 1 по 5 серпня 2017 року на станції Харків не спостерігалось конвективної активності, 6 серпня починаючи з 09:00 годин СГЧ спостерігається купчасто-дощова хмарність, 8 серпня спостерігається купчасто-дощова хмарність з грозою о 03 годині. Аналіз карт погоди за цей період показав, що в районі станції Харків в цей період знаходиться теплий фронт. Аналізуючи дані представлені в таблиці можна побачити, тенденцію збільшення показників деяких параметрів (*VT*, *CT*, *TT*, *S-index*, *SI*, *DCI*) у залежності від наближення теплового фронту на відміну від інших (*Boyden*, *KO*, *SWEAT*, *LI*), тенденцією змінення яких, ніяким чином пов'язати зі збільшенням конвективної активності не вдається .

На другому етапі роботи до розрахункового алгоритму був доданий розрахунковий блок, який також у автоматичному режимі дозволив провести перевірку на справджуваність зазначених індексів нестійкості (на наявність, відсутність і загальну), з метою виявлення відповідності значень цих індексів запропонованим авторами межам критеріальних значень. За випадки зі справджуваністю явища приймалися випадки, коли за результатами розрахунків, параметр вказував при наявності купчасто-дощової хмарності або помірний або сильний потенціал конвективної активності, а при її відсутності слабкий. Результати перевірки на справджуваність параметрів нестійкості наведені у таблицях 3.2-3.5 для станцій Харків, Київ, Одеса та Львів.

Таблиця 3.2 – Справджуваність параметрів конвекції для станції Харків

Справджуваність	<i>VT</i>	<i>CT</i>	<i>TT</i>	<i>S-index</i>	<i>Boyden</i>	<i>KO</i>	<i>SWEAT</i>	<i>SI</i>	<i>LI</i>	<i>DCI</i>
наявність	65	68	70	80	70	92	1	79	10	56
відсутність	63	70	73	76	54	26	100	77	100	83
загальна	64	69	72	78	61	56	54	78	58	71

З таблиці 3.2 видно, що найкращу справджуваність показали параметри *S-index*, *SI* і *TT*, також непогану справджуваність на наявність явища показав параметр *Boyden* 70%, але показник на відсутність склав лише 54%, що свідчить про велику кількість помилкових тривог. На відміну від параметру

Boyden, параметр *DCI* навпаки показав кращу (параметри *SWEAT* і *LI* не беруться до уваги) справджуваність на відсутність 83%, але гіршу на наявність 56%. З аналізу результатів також видно, що деякі параметри (*KO*, *SWEAT*, *LI*) показали результати на рівні випадкових, це свідчить про те, що є необхідність або змінити підхід до їхнього розрахунку, або змінити межі параметризації для цих параметрів.

Таблиця 3.3 – Справджуваність параметрів конвекції для станції Київ

Справджуваність	<i>VT</i>	<i>CT</i>	<i>TT</i>	<i>S-index</i>	Boyden	<i>KO</i>	<i>SWEAT</i>	<i>SI</i>	<i>LI</i>	<i>DCI</i>
Наявність	51	70	74	48	34	22	0	77	54	43
Відсутність	70	73	69	84	30	24	100	59	86	85
Загальна	64	72	71	73	31	23	69	65	76	72

Після проведення розрахунків параметрів конвекції для станції Київ видно, що найкращу справджуваність показали параметри *CT* і *TT*, також непогану справджуваність на наявність явища показав параметр *SI* 77%, але показник на відсутність склав лише 59 %, що свідчить про велику кількість помилкових тривог. На відміну від параметру *SI*, параметри *VT*, *S-index*, *LI*, *DCI* навпаки показали кращу (параметр *SWEAT* не береться до уваги) справджуваність на відсутність 70, 84, 86, 85% відповідно, але гіршу на наявність 51, 48, 54, 43% відповідно.

Таблиця 3.4 – Справджуваність параметрів конвекції для станції Одеса

Справджуваність	<i>VT</i>	<i>CT</i>	<i>TT</i>	<i>S-index</i>	Boyden	<i>KO</i>	<i>SWEAT</i>	<i>SI</i>	<i>LI</i>	<i>DCI</i>
Наявність	57	55	64	53	48	33	0	68	53	46
Відсутність	60	72	66	82	22	11	100	52	88	82
Загальна	59	68	65	75	29	16	75	56	79	73

Перевірка на справджуваність зазначених індексів нестійкості для станції Одеса показала, що краще спрацювали параметри *VT* та *TT*, також непогану справджуваність на наявність явища показав параметр *SI* 68%, але показник на відсутність склав лише 52 %, що свідчить про велику кількість помилкових тривог. На відміну від параметру *SI*, параметри *S-index*, *LI*, *DCI* навпаки

показали кращу (параметр *SWEAT* не береться до уваги) справджуваність на відсутність 82, 88. 82% відповідно, але гіршу на наявність 53, 53, 46% відповідно.

Аналізуючи дані представлені в таблиці 3.5 можна побачити, що найкращу справджуваність показав параметр *TT*, також непогану справджуваність на наявність явища показав параметр *SI* 59%, але показник на відсутність склав лише 45 %, що свідчить про велику кількість помилкових тривог. На відміну від параметру *SI*, параметри *CT*, *S-index*, *LI*, *DCI* навпаки показали кращу (параметр *SWEAT* не береться до уваги) справджуваність на відсутність 66, 71. 78, 72 % відповідно, але гіршу на наявність 48, 39, 34, 27 % відповідно.

Таблиця 3.5 – Справджуваність параметрів конвекції для станції Львів

Справджуваність	<i>VT</i>	<i>CT</i>	<i>TT</i>	<i>S-index</i>	Boyden	<i>KO</i>	<i>SWEAT</i>	<i>SI</i>	<i>LI</i>	<i>DCI</i>
Наявність	35	48	51	39	48	35	0	59	34	27
Відсутність	49	66	57	71	20	9	100	45	78	72
Загальна	47	62	56	67	25	14	81	48	69	64

З аналізу результатів видно, що для всіх станцій параметри нестійкості атмосфери *Boyden*, *KO* та *SWEAT* показали результати на рівні випадкових, це свідчить про те, що є необхідність або змінити підхід до їхнього розрахунку, або змінити межі параметризації для цих параметрів.

ВИСНОВКИ

1. В ході даної роботи був розроблений та реалізований розрахунковий алгоритм у програмі Microsoft Office Excel, який дозволив одночасно обробити велику кількість статистичних даних, отримати у автоматичному режимі значення індексів і перевірити на справджуваність з урахуванням меж критеріальних значень запропонованих авторами.

2. Перевірка на справджуваність індексів конвективної нестійкості показала, що найкращу мають *S-index*, *SI*, *TT* і *DCI* із загальною справджуваністю 78%, 78%, 72% і 71% відповідно для станції Харків. Для станції Київ найкращу справджуваність мають *LI*, *S-index*, *CT*, *DCI*, *TT* із загальною справджуваністю 76%, 73%, 72%, 72%, 71% відповідно. Для станції Одеса найкращу справджуваність мають індекси *LI*, *S-index*, *DCI* із загальною справджуваністю 79 %, 75 %, 73 % відповідно. Для станції Львів найкращу справджуваність мають індекси *CT*, *LI*, *S-index*, *DCI* із загальною справджуваністю 62%, 69%, 67%, 64% відповідно.

3. Оскільки у якості вхідних даних під час розрахунків використовувалися прогностичні дані GRIB моделі GFS доцільно вважати, що розрахунки мали прогностичний характер.

4. Отримані результати свідчать про те, що на станції Харків доцільніше використовувати у якості діагностичних або прогностичних параметри *S-index*, *SI*, *TT* і *DCI*, для станції Київ параметри *LI*, *S-index*, *CT*, *DCI*, *TT*, для станції Одеса параметри *LI*, *S-index*, *DCI*, для станції Львів параметри *CT*, *LI*, *S-index*, *DCI* окремо або у комплексі.

ПЕРЕЛІК ПОСИЛАНЬ

1. Баранов А. Н., Лещенко Г. П., Белоусова Л. Ю. Авиационная метеорология и метеорологические обеспечения полетов: Учеб. Для вузов. – М: Транспорт, 1993. – 287 с.
2. Богаткин О. Г., Еникеева В. Д. Анализ и прогноз погоды для авиации. – Л.: Гидрометиздат, 1985. – 232 с.
3. Воробьев В. И. Синоптическая метеорология. – Л.: Гидрометеиздат, 1991. – 616 с.
4. Данова Т.Є. Д 17 Фізичні основи впливу на атмосферні процеси: Навчальний посібник /Данова Т.Є, 2009. – 124с.
5. Зверев А. С. Синоптическая метеорология и основы предвычисления погоды. – Л.: Гидрометеиздат, 1977. – 712 с.
6. Івус Г.П. Синоптична метеорологія (короткострокові прогнози погоди) (конспект лекцій) - для очної та заочної форми навчання. – Одеса, ОДЕКУ, 2003 – 106 с.
7. Івус Г.П. Спеціалізовані прогнози погоди: Підручник. – Одеса, 2010. – 407 с.
8. Каплан Л.Г., Макитов В.С. О движении грозоградового процесса в атмосфере со сдвигом ветра // Труды ВГИ, 1981. – Выш.50. – С.92-98.
9. Матвеев Л.Т. Курс общей метеорологии. Физика атмосферы. – Л.: Гидрометиздат, 1984. – 751с.
10. Матвеев Л.Т. Физика атмосферы / Л.Т. Матвеев. – СПб.: Гидрометеиздат, 2000. – 778 с.
11. Мейсон Б. Дж. Физика облаков. – Л: Гидрометеиздат, 1961. – 542 с.
12. Назаренко А.В. Опасные природные явления. Часть III. – Издательско-полиграфический центр Воронежского государственного университета, 2008. – 62 с.
13. Петерсен С. Анализ и прогноз погоды. – Л.: Гидрометеиздат, 1961. – 650 с.
14. Приходько М. Г., Смирнов В. С., Эйдельман Ю. З. Общая и синоптическая метеорология. – М.: Воениздат., 1970. – 512 с.
15. Прохареня М. И. Прогноз конвективных явлений на основе выходных данных численных моделей в гидрометеоцентре Республики Беларусь // Український гідрометеорологічний журнал №19, 2017. – 57 с.

16. Сафонова Т. В. Авиационная метеорология: учеб. пособие / Т. В. Сафонова. – Ульяновск: УВАУ ГА, 2005. – 215 с.
17. Семенченко Б.А. Физическая метеорология. М.: Изд-во МГУ, 2002. – 416с.
18. Скирда И. А., Садковский В. И., Мозиков В. А. Авиационные прогнозы погоды. – М: Воениздат., 1995. – 424 с.
19. Хандожко Л. А. Экономическая метеорология. Учебник. – СПб.: Гидрометеиздат, 2005. – 125 – 172 с.
20. Хромов С. П., Петросянц М. А. Метеорология и климатология. – М., Наука, 2006. – 331 с.
21. Шишкин Н.С. Облака, осадки, грозовая электрика. Вид. 2-е. Л.: Гидрометиздат, 1964. – 401 с.
22. Школьный Є.П. Фізика атмосфери: Підручник. К.: КНТ, 2007. – 486 с.
23. Шметер С.М. Термодинамика и физика конвективных облаков. – Л.: Гидрометеиздат, 1987. – 289 с.
24. Adedokun J.A.: On an instability index relevant to precipitation forecasting in West Africa. Arch. Meteor. Geophys. Bioklimatol, 1982. – 221-230 p.
25. Anderson T., Anderson M., Jacobsson C., Nilson C. Thermodynamic indices for forecasting thunderstorms in southern Sweden. Meteorol, 1989. Mag. 116. – 141-146 p.
26. Barlow W.R.. A new index for prediction of deep convection. Preprints, 17th Conf. on Severe Local Storms. Amer. Meteor., St. Louis, MO, 1993. – 129 – 132 p.
27. Bennets, McCallum and Grant. Cumulonimbus clouds an introductory review, Meteorological Magazine, Meteorological Office. – London, 1986. – 115 p.
28. Boyden C.J.. A simple instability index for use as a synoptic parameter. – Meteorol., 1963. Mag. 92. – 198 – 210 p.
29. Dhurmea Ram Kumar, Supervisor: Dr. Pete Inness. Instability Indices and Heavy Rainfall Forecast in a Maritime Environment. Dissertation Submitted in Partial Fulfilment For a Master in Applied Meteorology with Climate and Management to The University of Reading Department of Meteorology, Faculty of Physical and Mathematical Sciences, September 2015. – 96 p.
30. Doswell, Charles A. The operational meteorology of convective weather. Volume II., Storm scale analysis. – Boulder, Colo.: National Weather Service, 1985. – 254 p.
31. Gerald R. North, John Pyle, Fuqing Zhang. Encyclopedia of atmospheric sciences second Edition, 2014. – 998 p.

32. Grant, Leah D.; S. C. van den Heever. Microphysical and Dynamical Characteristics of Low-Precipitation and Classic Supercells, July 2014. J. Atmos. Sci. Volume 71, Issue 7. – 2624 p.
33. Greci Lee M.; Nese Jon M. A World of Weather: Fundamentals of Meteorology: a Text/ Laboratory Manual. Kendall/Hunt Publishing Company, 2001. – 550 p.
34. Grieser Jürgen. Convection Parameters. – Selbstverl., 2012. – 22 p.
35. Johnson, R. H., & Mapes, B. E. Mesoscale processes and severe convective weather. Severe Convective Storm. – Meteorological Monographs, No. 50, 2001. – 122p.
36. 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. – 431-434 p.
37. Lemon, Leslie R.; Doswell C.A. Severe Thunderstorm Evolution and Mesocyclone Structure as Related to Tornadogenesis, Sep 1979. Mon. Wea. Rev. Volume 107, Issue 9. – 1197 p.
38. Leslie C. Hale, Encyclopedia of Physical Science and Technology (Third Edition), 2003. – 15453 p.
39. Markowski P., Richardson Y. Mesoscale Meteorology in Midlatitudes. – Wiley-Blackwell, 2010. – 407 p.
40. Miller, R. C. Notes on analysis and severe storms forecasting procedures of the Air Force Global Weather Central. Technical Report 200 (Rev.), Air Weather Service, 1972. – 181 p.
41. Mireles Mark R., Pederson Capt Kirth L., MSgt Elford Charles H. Meteorological Techniques, 13 June 2003. – 233 p.
42. Moller, Alan R.; Doswell C. A.; Foster M. P.; Woodall G. R. The Operational Recognition of Supercell Thunderstorm Environments and Storm Structures. Weather Forecast. Volume 9, Issue 3, 1994. – 347 p.
43. 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. – 296-300 p.
44. Peppler Randy A. A review of static stability indices and related thermodynamic parameters, October 1988. – 94 p.

45. Rasmussen, E. N. and Blanchard D. O. A baseline climatology of sounding-derived supercell and tornado forecast parameters. *Wea. Forecasting*, 1998. – 1148-1164 p.
46. Rauber Robert M.; Walsh John E.; Donna J. Charlevoix. Chapter Eighteen: Thunderstorms. *Severe & Hazardous Weather: An Introduction to High Impact Meteorology* (3rd ed.). – Dubuque, Iowa: Kendall/Hunt Publishing Company, 2008. – 333-335 p.
47. Stull Roland. *Practical Meteorology: An Algebra-based Survey of Atmospheric Science*. – The University of British Columbia Vancouver, Canada, 2015. – 942 p.
48. Sullivan J., Sanders L. D. Method for obtaining wet-bulb temperatures by modifying the psychrometric formula. – Washington, D.C., June 1974.
49. Zeitler Jon W.; Bunkers Matthew J. Operational Forecasting of Supercell Motion: Review and Case Studies Using Multiple Datasets. National Weather Service Forecast Office, Riverton, Wyoming, March 2005. – 81-97 p.
50. Thunderstorm [Електронний ресурс]. Спосіб доступу: <https://www.britannica.com/science/thunderstorm/Thunderstorm-electrification>.

ДОДАТКИ

Додаток А

ДОВІДКА

кафедри військової підготовки
до магістерської роботи
курсанта МВМ-19 Дениса ХОХЛОВА

на тему:

«Розрахунок температурно-вологісних індексів конвективної нестійкості з використанням прогностичних даних від глобальної чисельної моделі GFS».

1. Доповідь на студентській науковій конференції молодих вчених 17 квітня 2019 р. за темою: «Розрахунок температурно-вологісних індексів конвективної нестійкості з використанням прогностичних даних GRIB від глобальної чисельної моделі GFS» та публікація тез доповіді за результатами конференції на сайті ОДЕКУ. [Електронний ресурс]. Спосіб доступу: <http://odeku.edu.ua/wp-content/uploads/Tezi-studentska-konferentsiya-2019.pdf>. – 345-347 с.

2. Участь у Всеукраїнській конференції молодих вчених «Молоді вчені 2020 - від теорії до практики» 12 березня 2020 року за темою: «Параметризація температурно-вологісних індексів конвективної нестійкості з використанням прогностичних даних GRIB від глобальної чисельної моделі GFS» та публікація наукової статті за її результатами у збірнику матеріалів Всеукраїнської конференції молодих вчених «Молоді вчені 2020 - від теорії до практики» (12 березня 2020 р., Дніпро, Україна). С.180-184.

3. Доповідь на науковій конференції молодих вчених 25-29 травня 2020р. за темою: «Розрахунок температурно-вологісних індексів конвективної нестійкості з використанням прогностичних даних GRIB від глобальної чисельної моделі GFS». [Електронний ресурс]. Спосіб доступу: <http://odeku.edu.ua/wp-content/uploads/Materiali-XIX-konferentsiyi-molodih-vchenih-25-29-travnya-2020.pdf> - 327-328 с.

Керівник магістерської роботи
підполковник

Валерій МАНСАРЛІЙСЬКИЙ

Додаток Б

Рис. Б 1 – Результати розрахунків параметрів нестійкості за даними станції Харків з 1.06 по 8.06.2017 року.

Microsoft Excel - Копия Для_курсовых Харьков

Файл

Правка

Вид

Вставка

Формат

Сервис

Данные

Анализ

Справка

Введите вопрос

H153

=F153-(Не трогать!!!L153-Не трогать!!!M153)-ЕСЛИ(Розрахунки!B153>=25,0;ЕСЛИ(И(22<B153;B153<25);2;6))

	A	B	C	D	E	F	G	H	I	J	K	L	M	N	O	P	Q	R	S	T	U	V
1	Дата(час)	VI	Параметр	CI	Параметр	TI	Параметр	S index	Параметр	Boydex	Параметр	KO	Параметр	SMAI	Параметр	SI	Параметр	LI	Параметр	DCI	Параметр	X
153	03	24.8	0	19.9	0	44.7	0	36.3	0	93.8	0	-3.5	2	91.8	0	3.2	1	1.4	0	15.8	0	3
154	06	24.6	0	19.7	0	44.3	0	35.4	0	94.6	1	-3.3	2	88.8	0	3.4	1	1.5	0	15.6	0	4
155	09	24.6	0	23.2	1	47.8	1	38.2	0	95.2	1	-7.1	2	128.0	0	0.7	1	0.9	0	19.7	0	6
156	12	25.0	0	21.8	1	46.6	1	37.2	0	94.4	1	-7.7	2	121.1	0	1.3	1	0.4	0	20.5	1	7
157	15	26.0	1	21.9	1	47.9	1	43.9	1	98.0	2	-8.6	2	130.4	0	0.7	1	-0.7	0	22.6	1	10
158	01.06.00	26.7	1	14.7	0	41.4	0	35.4	0	95.8	1	2.1	1	64.0	0	5.2	0	4.9	0	11.1	0	3
159	06	24.2	0	16.6	0	40.8	0	17.6	0	94.0	1	-0.9	2	57.3	0	6.2	0	5.0	0	5.8	0	3
160	09	22.6	0	18.5	0	41.1	0	10.6	0	93.0	0	-0.8	2	87.5	0	6.1	0	5.4	0	5.6	0	2
161	12	23.6	0	20.2	1	43.8	0	17.1	0	94.0	1	-2.5	2	97.6	0	4.5	0	3.5	0	8.7	0	4
162	15	24.0	0	21.5	1	45.5	1	41.1	1	95.8	1	-1.5	2	110.5	0	3.4	1	3.1	0	10.3	0	7
163	02.06.06	24.0	0	19.6	0	43.6	0	21.9	0	93.2	0	-0.4	2	33.2	0	6.2	0	4.5	0	-0.9	0	2
164	09	23.0	0	20.4	1	43.4	0	17.8	0	94.6	1	-0.9	2	56.5	0	6.0	0	5.8	0	-0.4	0	4
165	12	22.6	0	19.1	0	41.7	0	20.1	0	94.8	1	0.6	2	53.5	0	6.9	0	5.9	0	-1.0	0	3
166	15	21.8	0	19.3	0	41.1	0	34.7	0	97.0	2	4.6	1	71.5	0	7.1	0	6.8	0	-1.3	0	3
167	03.06.00	14.9	0	12.2	0	27.1	0	-4.9	0	91.5	0	11.7	0	-53.4	0	18.2	0	11.1	0	-27.8	0	0
168	03	21.2	0	11.1	0	32.3	0	1.7	0	92.8	0	9.8	0	-82.7	0	13.4	0	12.0	0	-24.1	0	0
169	06	20.6	0	15.3	0	35.9	0	11.7	0	92.2	0	9.0	0	-36.3	0	12.3	0	10.9	0	-19.8	0	0
170	09	21.4	0	18.6	0	40.0	0	21.8	0	93.0	0	6.3	0	-6.1	0	9.9	0	8.9	0	-13.7	0	0
171	12	22.2	0	19.5	0	41.7	0	27.5	0	93.8	0	3.9	1	12.9	0	8.5	0	8.1	0	-10.4	0	1
172	15	19.2	0	17.5	0	36.7	0	6.7	0	93.0	0	5.0	1	31.4	0	10.9	0	10.4	0	-11.8	0	1
173	04.06.00	15.0	0	7.0	0	22.0	0	0.0	0	89.7	0	17.4	0	-59.6	0	18.9	0	17.2	0	-27.8	0	0
174	06	16.8	0	8.1	0	24.9	0	-8.5	0	91.4	0	14.5	0	-67.3	0	17.1	0	15.7	0	-24.7	0	0
175	09	17.8	0	13.4	0	31.2	0	5.8	0	92.0	0	12.8	0	-26.9	0	14.0	0	13.5	0	-17.5	0	0
176	12	19.0	0	13.3	0	32.3	0	15.1	0	93.6	0	12.8	0	-17.8	0	12.7	0	12.5	0	-13.8	0	0
177	15	19.6	0	13.8	0	33.4	0	20.4	0	93.4	0	12.9	0	-3.8	0	11.6	0	11.8	0	-10.3	0	0
178	05.06.00	20.9	0	8.9	0	29.8	0	14.8	0	91.8	0	16.2	0	-24.2	0	12.7	0	15.7	0	-12.9	0	0
179	06	22.0	0	16.0	0	38.0	0	21.7	0	94.0	1	5.7	1	49.7	0	7.7	0	9.4	0	1.0	0	2
180	09	22.0	0	18.0	0	40.0	0	21.8	0	95.0	1	0.3	2	89.0	0	6.1	0	6.4	0	7.6	0	3
181	12	22.2	0	18.7	0	40.9	0	29.0	0	94.6	1	-2.4	2	109.0	0	5.2	0	5.2	0	10.9	0	3
182	15	22.0	0	16.8	0	38.8	0	23.9	0	94.8	1	-0.6	2	90.4	0	6.6	0	6.2	0	9.6	0	3
183	06.06.00	25.1	0	13.1	0	38.2	0	25.2	0	94.9	1	5.0	1	39.0	0	7.0	0	9.4	0	4.6	0	2
184	06	26.0	1	21.7	1	47.7	1	35.5	0	98.0	2	-6.0	2	106.5	0	1.2	1	2.3	0	17.4	0	8
185	09	26.4	1	23.0	1	49.4	1	37.6	0	97.8	2	-10.8	2	131.5	0	-0.1	1	0.2	0	21.2	1	9
186	12	26.2	1	24.1	1	50.3	1	39.5	0	97.6	2	-8.3	2	163.2	0	-0.8	1	-0.2	0	22.6	1	9
187	15	26.2	1	22.7	1	48.9	1	40.2	1	97.4	2	-8.3	2	114.0	0	0.3	1	-1.3	0	22.2	1	10
188	07.06.00	26.9	1	14.9	0	41.8	0	37.9	0	95.8	1	4.9	1	40.4	0	5.0	0	3.1	0	13.3	0	3
189	06	25.6	0	22.1	1	47.7	1	42.6	1	92.8	0	-4.8	2	114.0	0	0.9	1	0.7	0	20.2	1	7
190	09	25.4	0	21.9	1	47.3	1	42.7	1	94.8	1	-6.6	2	114.0	0	1.1	1	-1.1	0	22.0	1	8
191	12	25.2	0	22.0	1	47.2	1	43.9	1	97.4	2	-5.6	2	118.4	0	1.0	1	-3.1	1	24.4	1	10
192	15	24.4	0	21.2	1	45.5	1	39.8	0	97.8	2	-7.2	2	124.4	0	1.8	1	-3.0	1	24.2	1	9
193	08.06.00	26.7	1	16.7	0	43.4	0	39.2	0	96.2	2	3.7	1	73.6	0	3.8	1	4.7	0	14.9	0	5
194	06	27.0	1	22.2	1	49.2	1	46.3	2	97.2	2	-6.7	2	129.5	0	-0.1	1	-0.7	0	24.0	1	11
195	09	26.8	1	21.2	1	48.0	1	43.5	1	97.0	2	-9.0	2	114.8	0	0.8	1	-2.0	0	24.4	1	10
196	12	26.6	1	24.1	1	50.7	1	47.3	2	98.0	2	-6.7	2	192.5	0	-1.6	1	-1.5	0	27.0	1	11
197	15	27.0	1	22.6	1	49.6	1	41.9	1	96.2	2	-10.8	2	150.6	0	-0.5	1	-1.6	0	26.7	1	10
198	09.06.00	30.1	2	14.1	0	44.2	0	38.2	0	96.1	2	2.3	1	27.0	0	3.8	1	1.0	0	15.0	0	6
199	06	27.6	1	16.8	0	44.4	0	37.8	0	95.8	1	-2.1	2	48.9	0	3.6	1	1.3	0	15.9	0	5
200	09	27.2	1	21.2	1	48.4	1	42.1	1	95.8	1	-5.2	2	104.3	0	0.7	1	-0.8	0	22.3	1	9
201	12	25.6	0	23.2	1	48.8	1	42.4	1	95.8	1	-6.2	2	132.0	0	0.1	1	-0.3	0	22.2	1	8

Видны данные

Розрахунки

Не трогать!!!

Лист1

Лист2

Лист3

Действия

Автофируры

Рис. Б 2 – Результати розрахунків параметрів нестійкості за даними станції Київ з 1.06 по 5.06.2017 року

Microsoft Excel - Для_курсових_Київ - СПРАВДЖ

ФайлПравкаВидВставкаФорматСервисДанныеОкноСправка

Введите вопрос

85%

Arial

10

ЖКЧ

%000,00+0,00

X1

TT

	A	B	C	D	E	F	G	H	I	J	K	L	M	N	O	P	Q	R	S	T	U	V	W	X
1		VT		CT		TT		S-index		Boyd		KO		SWEAT		SI		LI		DCI		Факт		TT
221	09	25,4	1	22,3	1	47,7	1	31,5	0	96,0	1	-7,0	1	117,1	1	1,1	1	1,5	1	18,2	1	0	9	0
222	12	24,7	0	18,7	0	43,4	0	34,4	0	97,2	1	0,7	0	105,2	1	3,7	0	2,5	1	16,2	1	0	4	0
223	15	26,0	1	21,0	1	47,0	1	43,7	1	94,2	0	-1,7	1	137,4	1	1,1	1	2,4	1	20,7	1	1	9	0
224	18	26,2	1	23,2	1	49,4	1	44,1	1	97,0	1	-9,0	1	153,9	1	-0,1	1	-2,2	1	23,7	1	1	10	1
225	21	25,0	0	21,1	1	46,1	1	32,9	0	95,6	1	-7,8	1	129,5	1	2,2	1	-0,9	1	19,1	1	0	8	0
226	01.06.00	25,0	0	21,3	1	46,3	1	17,3	0	91,4	0	-5,9	1	124,6	1	2,5	1	2,5	1	13,8	1	0	7	0
227	06	21,8	0	17,7	0	39,5	0	6,4	0	91,0	0	-0,7	0	67,9	0	7,4	0	4,0	0	3,9	0	0	0	0
228	09	22,3	0	16,2	0	38,5	0	9,6	0	92,0	0	2,5	0	56,5	0	8,1	0	6,9	0	-0,3	0	0	0	0
229	12	24,2	0	15,2	0	39,4	0	9,8	0	97,2	1	-0,1	0	41,1	0	7,5	0	7,8	0	-0,8	0	0	1	0
230	15	24,6	0	17,8	0	42,4	0	14,1	0	95,0	0	-1,2	1	52,6	0	6,0	0	5,6	0	1,7	0	0	1	0
231	18	25,0	0	21,5	1	46,5	1	42,7	1	96,0	1	-0,1	0	67,5	0	3,9	0	3,8	0	4,6	0	0	4	0
232	21	25,0	0	20,6	1	45,6	1	38,8	1	95,7	1	1,5	0	41,8	0	4,8	0	3,4	0	2,2	0	0	4	0
233	02.06.00	24,3	0	19,6	0	43,9	0	31,9	0	92,6	0	3,3	0	44,2	0	5,7	0	5,5	0	-0,6	0	0	0	0
234	06	20,2	0	17,3	0	37,5	0	15,6	0	88,2	0	5,3	0	41,7	0	9,7	0	9,1	0	-7,2	0	0	0	0
235	09	20,0	0	18,7	0	38,7	0	8,8	0	95,7	1	3,9	0	70,1	0	8,5	0	8,0	0	-3,3	0	0	1	0
236	12	20,3	0	18,2	0	38,5	0	7,8	0	93,4	0	4,2	0	76,6	0	8,3	0	7,9	0	-1,8	0	0	0	0
237	15	20,8	0	17,6	0	38,4	0	26,2	0	95,0	0	4,9	0	83,1	0	8,2	0	7,5	0	-0,7	0	0	0	0
238	18	20,0	0	17,5	0	37,5	0	31,3	0	96,0	1	4,6	0	90,9	0	8,8	0	8,1	0	-2,1	0	0	1	0
239	21	18,0	0	14,7	0	32,7	0	26,1	0	98,0	1	5,7	0	55,3	0	12,2	0	11,1	0	-10,0	0	0	1	0
240	03.06.00	17,5	0	11,3	0	28,8	0	-1,2	0	93,1	0	6,3	0	15,8	0	14,7	0	14,7	0	-17,7	0	0	0	0
241	03	16,0	0	7,1	0	23,1	0	-16,4	0	93,5	0	11,1	0	-52,0	0	18,0	0	16,1	0	-25,0	0	0	0	0
242	06	15,8	0	9,0	0	24,8	0	-14,8	0	92,3	0	10,6	0	-31,2	0	17,3	0	15,3	0	-22,5	0	0	0	0
243	09	17,0	0	11,4	0	28,4	0	1,1	0	93,0	0	9,4	0	-4,6	0	15,1	0	14,4	0	-18,0	0	0	0	0
244	12	19,6	0	11,6	0	31,2	0	4,5	0	94,9	0	7,4	0	-14,2	0	12,9	0	12,9	0	-13,6	0	0	0	0
245	15	19,7	0	11,5	0	31,2	0	-0,1	0	94,1	0	6,5	0	-22,6	0	12,8	0	12,5	0	-12,7	0	0	0	0
246	18	18,8	0	10,8	0	29,6	0	-3,7	0	91,0	0	7,6	0	-22,0	0	13,7	0	13,0	0	-13,4	0	0	0	0
247	21	18,6	0	10,4	0	29,0	0	-9,7	0	91,2	0	12,1	0	-33,8	0	14,2	0	13,9	0	-16,1	0	0	0	0
248	04.06.00	18,3	0	9,3	0	27,6	0	9,6	0	92,2	0	14,7	0	-41,2	0	14,8	0	14,6	0	-16,8	0	0	0	0
249	06	20,0	0	7,6	0	27,6	0	4,0	0	93,2	0	13,1	0	-79,5	0	14,5	0	12,1	0	-16,4	0	0	0	0
250	09	20,6	0	14,1	0	34,7	0	13,7	0	93,0	0	8,9	0	7,6	0	10,5	0	10,4	0	-8,8	0	0	0	0
251	12	24,8	0	22,3	1	47,1	1	34,3	0	94,7	0	0,8	0	81,8	0	2,9	1	2,7	1	8,8	0	0	4	0
252	15	22,2	0	21,3	1	43,5	0	33,9	0	92,5	0	-1,2	1	116,5	1	3,8	0	2,8	0	12,7	0	0	3	0
253	18	23,8	0	22,6	1	46,4	1	35,3	0	94,0	0	-2,7	1	138,1	1	1,7	1	1,8	1	17,0	1	0	7	0
254	21	24,6	0	22,9	1	47,5	1	31,6	0	94,2	0	-4,7	1	144,1	1	0,9	1	2,9	0	17,3	1	0	6	0
255	05.06.00	26,9	1	16,9	0	43,8	0	29,8	0	95,8	1	2,3	0	79,2	0	3,9	0	4,3	0	12,9	0	0	2	0
256	06	25,0	0	19,7	0	44,7	0	37,5	1	91,0	0	-1,5	1	113,4	1	3,0	1	4,8	0	13,9	1	0	5	0
257	09	25,4	1	21,1	1	46,5	1	36,9	1	95,0	0	-7,2	1	125,5	1	1,8	1	2,2	1	17,5	1	0	9	0
258	12	25,6	1	22,8	1	48,4	1	40,8	1	98,5	1	-8,9	1	144,4	1	0,4	1	-0,1	1	21,3	1	1	10	0
259	15	25,5	1	22,3	1	47,8	1	43,7	1	97,0	1	-8,1	1	132,1	1	0,8	1	-2,5	1	23,9	1	2	9	1
260	18	25,6	1	25,0	1	50,6	1	44,4	1	92,0	0	-8,6	1	186,2	1	-1,5	1	-0,5	1	23,9	1	2	9	1

Вхідні даніРозрахункиНе трогать!!!СправджувальністьСупряжн. / Комплекс / Комплекс (2) / Комплекс (3) / Кі

Готово

Рис. Б 3 – Результати розрахунків параметрів нестійкості за даними станції Львів з 20.06 по 24.06.2017 року.

Microsoft Excel - Для курсовых Львов - СПРАВДЖ

ФайлПравкаВидВставкаФорматСервисДанныеОкноСправка

Введите вопрос

85%

Arial

10

ЖКЧ

V2440

0

	A	B	C	D	E	F	G	H	I	J	K	L	M	N	O	P	Q	R	S	T	U	V	W	X
1		VT		CT		TT		S-index		Boydex		KO		SWEAT		SI		LI		DCI		Факт		TT
1627	03	21.8	0	19.4	0	41.2	0	20.0	0	97.0	1	-4.4	1	121.3	1	4.0	1	4.4	1	16.8	1	0	6	0
1628	06	21.4	0	19.0	0	40.4	0	17.5	0	97.0	1	-7.9	1	116.6	1	4.6	1	3.7	1	16.7	1	0	6	0
1629	09	21.4	0	17.7	0	39.1	0	20.1	1	97.0	1	-7.8	1	99.4	1	5.6	0	1.6	1	17.5	1	0	6	0
1630	12	22.0	1	21.8	1	43.8	0	25.9	1	95.0	1	-10.1	1	151.2	1	1.7	1	1.7	1	22.2	1	0	9	0
1631	15	22.4	1	20.5	1	42.9	0	28.6	1	95.0	1	-9.8	1	136.6	1	2.7	1	-0.4	1	23.2	1	0	9	0
1632	18	22.4	1	19.9	1	42.3	0	28.1	1	95.0	1	-8.0	1	126.4	1	3.2	1	0.5	1	21.9	1	0	9	0
1633	21	22.2	1	19.9	1	42.1	0	27.6	1	95.0	1	-6.0	1	124.1	1	3.3	1	2.2	1	20.0	1	0	9	0
1634	21.06.00	23.0	1	19.6	0	42.6	0	28.4	1	95.0	1	-4.4	1	124.6	1	3.1	1	2.0	1	20.7	1	0	8	0
1635	03	22.8	1	19.1	0	41.9	0	27.6	1	95.0	1	-4.9	1	119.7	1	3.7	1	2.4	1	19.5	1	0	8	0
1636	06	23.4	1	19.4	0	42.8	0	32.2	1	94.0	1	-6.4	1	131.4	1	3.0	1	2.1	1	20.8	1	0	8	0
1637	09	24.0	1	20.4	1	44.4	0	37.6	1	97.0	1	-8.2	1	145.0	1	1.9	1	-1.5	1	26.0	1	0	9	0
1638	12	25.0	1	23.0	1	48.0	1	38.9	1	96.0	1	-14.7	1	176.3	1	-1.0	1	-2.3	1	30.3	1	1	10	0
1639	15	26.0	1	22.2	1	48.2	1	38.8	1	96.0	1	-17.9	1	172.0	1	-0.7	1	-3.8	1	32.0	1	1	10	0
1640	18	26.8	1	22.0	1	48.8	1	40.7	1	93.0	1	-10.9	1	163.9	1	-0.6	1	-4.0	1	31.1	1	1	10	0
1641	21	27.2	1	20.6	1	47.8	1	38.7	1	92.4	0	-9.4	1	153.1	1	0.5	1	-3.1	1	28.5	1	1	9	0
1642	22.06.00	26.0	1	22.6	1	48.6	1	44.0	1	93.6	1	-6.0	1	160.2	1	-0.2	1	-0.8	1	25.5	1	1	10	0
1643	03	23.4	1	21.8	1	45.2	1	41.4	1	94.0	1	4.8	0	144.7	1	2.1	1	5.9	0	14.1	1	1	8	0
1644	06	20.2	0	18.3	0	38.5	0	32.4	1	94.0	1	13.2	0	99.9	1	6.8	0	10.6	0	2.8	0	1	3	0
1645	09	19.4	0	8.9	0	28.3	0	19.6	0	94.4	1	17.7	0	-19.5	0	13.7	0	9.6	0	-8.1	0	1	1	0
1646	12	18.8	0	10.8	0	29.6	0	12.8	0	95.0	1	12.3	0	-6.5	0	13.3	0	11.1	0	-9.2	0	1	1	0
1647	15	18.0	0	11.2	0	29.2	0	15.0	0	96.0	1	9.7	0	-1.0	0	13.7	0	9.0	0	-7.8	0	0	1	0
1648	18	18.0	0	14.7	0	32.7	0	25.3	1	97.0	1	10.0	0	43.3	1	11.5	0	8.7	0	-4.0	0	0	3	0
1649	21	20.0	0	12.0	0	32.0	0	25.9	1	98.0	1	11.2	0	-19.7	0	12.4	0	7.0	0	-7.0	0	1	2	0
1650	23.06.00	20.0	0	15.2	0	35.2	0	29.2	1	99.0	1	9.0	0	18.7	0	10.4	0	9.0	0	-5.8	0	1	2	0
1651	03	22.0	1	18.7	0	40.7	0	34.6	1	100.0	1	6.0	0	36.3	1	7.5	0	6.4	0	-1.7	0	1	4	0
1652	06	25.0	1	23.0	1	48.0	1	47.9	1	100.8	1	0.5	1	49.4	1	3.6	1	3.5	1	2.5	0	1	9	0
1653	09	27.0	1	24.4	1	51.4	1	51.2	2	100.0	1	-0.7	1	77.1	1	2.0	1	0.8	1	4.6	0	1	10	1
1654	12	28.0	1	23.4	1	51.4	1	50.0	1	98.0	1	-0.6	1	52.2	1	2.3	1	-0.1	1	3.5	0	1	9	1
1655	15	27.6	1	23.2	1	50.8	1	49.3	1	98.0	1	-0.3	1	55.3	1	2.6	1	0.0	1	3.6	0	1	9	1
1656	18	26.0	1	22.9	1	48.9	1	47.2	1	98.0	1	0.9	1	34.4	1	3.3	1	1.7	1	3.2	0	1	9	0
1657	21	26.0	1	21.6	1	47.6	1	42.3	1	95.0	1	0.7	1	25.2	1	4.2	1	3.6	1	0.0	0	0	9	0
1658	24.06.00	27.6	1	25.3	1	52.9	1	48.9	1	93.0	1	0.2	1	119.7	1	1.2	1	2.9	1	2.8	0	0	9	1
1659	03	26.4	1	25.1	1	51.5	1	47.4	1	93.0	1	0.3	1	106.3	1	1.7	1	4.6	1	2.1	0	0	9	1
1660	06	26.0	1	24.5	1	50.5	1	48.9	1	94.0	1	0.3	1	90.3	1	2.2	1	3.0	1	3.5	0	1	9	1
1661	09	26.0	1	22.5	1	48.5	1	45.1	1	97.0	1	-1.4	1	32.2	1	3.6	1	0.7	1	3.9	0	1	9	0
1662	12	27.0	1	24.7	1	51.7	1	48.6	1	98.6	1	-3.5	1	115.1	1	1.4	1	-0.2	1	7.9	0	2	9	1
1663	15	27.8	1	24.3	1	52.1	1	50.1	1	99.0	1	-3.5	1	118.4	1	1.1	1	-2.5	1	10.5	1	2	10	1
1664	18	28.0	1	22.3	1	50.3	1	48.2	1	98.0	1	-0.9	1	58.9	1	2.2	1	-0.8	1	7.4	0	2	9	1
1665	21	28.0	1	23.3	1	51.3	1	48.7	1	93.0	1	1.2	0	88.8	1	1.6	1	-0.1	1	7.4	0	0	8	1
1666	25.06.00	25.6	1	23.0	1	48.6	1	47.0	1	93.0	1	3.3	0	52.3	1	3.0	1	2.8	1	4.5	0	0	8	0
1667	03	25.6	1	22.3	1	48.0	1	47.4	1	93.0	1	3.3	0	52.3	1	3.0	1	2.8	1	4.5	0	0	8	0

Вхідні даніРозрахункиНе трогать!!!СправджуваністьСупряжн.КомплексКомплекс (2)Комплекс (3)Кі

Готово

NUM

Рис. Б 4 – Результати розрахунків параметрів нестійкості за даними станції Одеса з 9.07 по 13.07.2017 року

Microsoft Excel - Для_курсовых Одесса - СПРАВЖ

ФайлПравкаВидВставкаФорматСервисДанныеОкноСправка

Введите вопрос

85%

Arial

10

ЖКЧ

Рис. Б 5 – Справджуваність параметрів конвекції для станції Харків

[illegible]