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

Кафедра військової підготовки

Магістерська кваліфікаційна робота

на тему:

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

Спеціальність 103 Науки про Землю
Спеціалізація «Метеорологія»
курсанта групи МВМ-19
Христини БУЗЕНОВСЬКОЇ

Керівник: к.ф-м.н., доцент
підполковник
Валерій МАНСАРЛІЙСЬКИЙ
Рецензент: д.геогр.н., професор
Валерій ХОХЛОВ

Одеса – 2020

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 БУЗЕНОВСЬКІЙ Христині Віталіївні
(прізвище, ім'я, по батькові)

1. Тема роботи: «Параметризація 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 статистичних даних фактичної погоди;
2) виявлення випадків з наявністю явищ пов'язаних з конвективної діяльністю;
3) розробка розрахункового алгоритму для розрахунку параметрів ;
4) перевірка на справджуваність індекси нестійкості атмосфери;
5) виконання процедури параметризації та комплексації індексів нестійкості атмосфери з урахуванням результатів розрахунків отриманих за даними станцій Харків, Київ, Одеса та Львів.

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	92	5
2.	Відпрацювання 1 та 2-го розділів роботи	29.10.-22.11.20	90	5
3.	Рубіжна атестація	23.11.20	90	5
4.	Обробка вхідних даних та розрахункової частини	24.11-01.12.20	90	5
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	88	4
7.	Перевірка роботи на плагіат, підготовка презентації, доповіді	10.12.20	90	5
8.	Подання роботи на рецензування	11.12.20	90	5
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	90	5

Курсант _____ Христина БУЗЕНОВСЬКА
(підпис) (ім'я та прізвище)

Керівник роботи підполковник _____ Валерій МАНСАРЛІЙСЬКИЙ
(підпис) (ім'я та прізвище)

АНОТАЦІЯ

Магістерська кваліфікаційна робота курсанта Бузеновської Х. В. на тему «ПАРАМЕТРИЗАЦІЯ ТЕМПЕРАТУРНО-ВОЛОГІСНИХ ІНДЕКСІВ КОНВЕКТИВНОЇ НЕСТІЙКОСТІ З ВИКОРИСТАННЯМ ПРОГНОСТИЧНИХ ДАНИХ ВІД ГЛОБАЛЬНОЇ ЧИСЕЛЬНОЇ МОДЕЛІ GFS».

Робота присвячена вирішенню питань покращення показників справджуваності індексів конвекції за рахунок корегування меж прогностичних градацій у автоматичному режимі.

В ході роботи був розроблений розрахунковий алгоритм реалізований у програмі Microsoft Office Excel, який дозволив одночасно обробити велику кількість статистичних даних. Для проведення процедури параметризації і комплексації до розрахункового алгоритму був доданий розрахунковий блок, який дозволяє провести процедуру параметризації і комплексації у автоматичному режимі і одночасно висвітлює змінення справджуваності з урахуванням меж градацій отриманих після процедури параметризації.

Актуальність обраної тематики обумовлена тим, що адаптація і параметризація існуючих індексів нестійкості дає змогу збільшити ефективність визначення з їхньою допомогою явищ пов’язаних з конвективною діяльністю.

Мета і завдання дослідження. Метою дослідження є параметризація температурно-вологісних індексів конвективної нестійкості з використанням у якості вхідних прогностичних даних від глобальної чисельної моделі GFS

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

4) перевірка на справджуваність індексів нестійкості;

5) параметризація та комплексація індексів нестійкості атмосфери, з урахуванням результатів розрахунків отриманих за даними станцій Харків, Київ, Одеса та Львів.

Об'єкт дослідження – конвективні явища.

Предмет дослідження – температурно-вологісні індекси конвективної нестійкості.

Методи дослідження: методи статистичного аналізу, статистичних оцінок.

Наукова новизна отриманих результатів пов’язана з вирішенням проблеми покращення показників справджуваності індексів конвекції за рахунок корегування меж прогностичних градацій у автоматичному режимі і полягає у наступному:

– вперше в ході роботи був розроблений розрахунковий алгоритм, який дозволяє одночасно обробити велику кількість статистичних даних і отримати у автоматичному режимі значення температурно-вологісних індексів конвективної нестійкості;

– вперше для покращення показників справджуваності індексів конвекції був розроблений розрахунковий блок, який дозволяє провести процедуру параметризації у автоматичному режимі і одночасно висвітлює змінення справджуваності з урахуванням меж градацій отриманих після процедури параметризації;

– вперше в ході роботи був розроблений і реалізований розрахунковий алгоритм, який дозволяє у автоматичному режимі застосовувати процедуру комплексації індексів конвективної нестійкості, шляхом об’єднання їх до груп за довільними варіаціями з метою підвищення ефективності прогнозу конвективних явищ.

Практичне значення отриманих результатів полягає у визначенні найбільш інформативних меж прогностичних градацій температурно-вологісних індексів конвективної нестійкості на підставі прогностичних даних від глобальної чисельної моделі GFS.

Одержані в роботі результати параметризації індексів нестійкості для міст Харків, Одеса, Київ, Львів можуть бути використані в оперативній практиці метеорологічних підрозділів Збройних Сил України.

Структура і обсяг роботи. Робота викладена на 73 стор. машинописного тексту, містить у собі 14 рис., 23 таблиць, складається з вступу, 3-х розділів, висновків, списку використаних джерел (44 найм.).

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

ABSTRACT

Master's qualification work of the cadet Buzenovska H.V. on the topic "PARAMETRIZATION OF TEMPERATURE-HUMID INDICES OF CONVECTIVE INSTABILITY WITH THE USE OF FORECASTING DIFFICULTY.

The work is devoted to solving the problems of improving the reliability of convection indices by adjusting the limits of prognostic gradations in automatic mode.

In the course of work, a calculation algorithm was developed and implemented in Microsoft Office Excel, which allowed to process a large amount of statistical data simultaneously. To perform the parameterization and acquisition procedure, a calculation unit was added to the calculation algorithm, which allows the parameterization and acquisition procedure to be performed automatically and at the same time highlights the change in authenticity taking into account the gradation limits obtained after the parameterization procedure.

The relevance of the chosen topic is due to the fact that the adaptation and parameterization of existing indices of instability makes it possible to increase the effectiveness of determining with their help the phenomena associated with convective activity.

The purpose and objectives of the study. The aim of the study is to parameterize the temperature-humidity indices of convective instability using as input prognostic data from the global numerical model GFS

The tasks to be achieved 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) development of a calculation algorithm capable of automatically processing a large amount of input data to calculate convection parameters;

4) verification of the authenticity of instability indices;

5) parameterization of atmospheric instability indices, taking into account the results of calculations obtained according to the data of Kharkiv, Kyiv, Odesa and Lviv stations.

The object of study – convective phenomena.

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

Research methods: methods of statistical analysis, statistical estimations are used at performance of work.

The scientific novelty of the obtained results is related to the solution of the problem of improving the reliability of convection indices by adjusting the limits of prognostic gradations in the automatic mode and is as follows:

- for the first time in the course of work the calculation algorithm which allows to process at the same time a large amount of statistical data and to receive in an automatic mode values of temperature and humidity indices of convective instability was developed;

- for the first time to improve the validity of convection indices, a calculation unit was developed, which allows to carry out the parameterization procedure in automatic mode and at the same time highlights the change in authenticity taking into account the gradation limits obtained after the parameterization procedure;

- for the first time in the course of work a calculation algorithm was developed and implemented, which allows to automatically apply the procedure of complexation of convective instability indices, by combining them into groups according to arbitrary variations in order to increase the efficiency of convective phenomena prediction.

The practical significance of the obtained results is to determine the most informative limits of prognostic gradations of temperature-humidity indices of convective instability on the basis of prognostic data from the global numerical model GFS.

The results of parameterization of instability indices for the cities of Kharkiv, Odessa, Kyiv, Lviv obtained in this work can be used in the operational practice of meteorological units of the Armed Forces of Ukraine.

Structure and scope of work. The work is presented on 73 pages. typewritten text, contains 14 figures, 23 tables, consists of an introduction, 3 sections, conclusions, a list of sources used (44 hires.).

Key words: cumulus-rain clouds, instability of the atmosphere, convection, convective phenomena, temperature-humidity indices, parameterization.

ЗМІСТ

Вступ 10
1 Загальні відомості про конвективні процеси 12
1.1 Фізичні умови утворення конвективних явищ 12
1.2 Аеросиноптичні умови формування конвективної хмарності 18
1.3 Адіабатичні моделі конвекції 23
1.4 Неадіабатичні моделі конвекції 28
1.5 Параметри конвекції 31
2 Параметричні методи дискримінантного аналізу 34
2.1 Використання формули Байєса для розробки альтернативного прогнозу 35
2.2 Організація процедур відбору предикторів 38
2.3 Процедура просіювання (вичерпування інформації) та відбракування 40
2.4 Відбір предикторів при використанні методів дискримінантного аналізу 41
2.5 Критерії оцінки кількісних прогнозів 42
2.6 Критерії оцінки альтернативних прогнозів 44
2.7 Оптимізація прогнозів загального призначення 48
2.8 Методика розрахунку оптимальних значень прогностичних показників 49
2.9 Постановка завдання комплектації 53
2.10 Паралельна і послідовна комплексація 55
3. Параметризація індексів нестійкості атмосфери 58
3.1 Характеристика вихідних даних 58
3.2 Параметризація та комплексація параметрів нестійкості 59
Висновки 67
Перелік посилань 68
Додатки 71

ВСТУП

У світовій прогностичній практиці розроблено і застосовується дуже багато різних індексів конвективної нестійкості, що дозволяють діагностувати і прогнозувати явища пов’язані з конвективною діяльністю. 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. Встановлення меж критеріальних значень для індексів конвективної нестійкості з метою підвищення якості діагнозу і прогнозу тих чи інших конвективних явищ для іншого регіону, зокрема для території України, потребує обробки і ретельного аналізу статистичних даних отриманих з різних регіонів України.

Актуальність обраної тематики обумовлена тим, що адаптація і параметризація існуючих індексів нестійкості дає змогу збільшити ефективність визначення з їхньою допомогою явищ пов’язаних з конвективною діяльністю.

Метою роботи – є параметризація температурно-вологісних індексів конвективної нестійкості з використанням у якості вхідних прогностичні дані від глобальної чисельної моделі GFS.

Завдання, що вирішувались у рамках дослідження для досягнення мети:

- обробка статистичних даних фактичної погоди;
- виявлення випадків з наявністю явищ пов’язаних з конвективною діяльністю;
- розробка розрахункового алгоритму, здатного у автоматичному режимі обробити велику кількість вхідних даних для розрахунку параметрів конвекції;
- перевірка на справджуваність індексів нестійкості;
- параметризація та комплексація індексів нестійкості атмосфери, з урахуванням результатів розрахунків отриманих за даними станцій Харків, Київ, Одеса та Львів.

У якості вихідних даних в роботі використовувався архівний матеріал прогностичних даних глобальної моделі GFS та дані фактичної погоди (сайт

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 (44 позиції)

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

Другому розділ висвітлює параметричні методи дискримінантного та регресійного аналізу.

У третьому розділі наведений аналіз результатів розрахунку індексів нестійкості, проведення і введення процедури параметризації та комплексації індексів нестійкості атмосфери.

1 ЗАГАЛЬНІ ВІДОМОСТІ ПРО КОНВЕКТИВНІ ПРОЦЕСИ

1.1 Фізичні умови утворення конвективних явищ

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

Основними причинами формування термічної конвекції в граничному шарі атмосфери є нерівномірний прогрів підстильної поверхні і нестійка вертикальна стратифікація атмосфери. У цьому випадку перегрітий об'єм повітря починає підніматися від вихідного рівня, його температура падає з висотою повільніше, ніж навколишнього повітря, і він виявляється тепліше і легше щодо навколишнього середовища на рівнях вище вихідного. Відзначимо, що для цього в ненасиченому повітрі вертикальний градієнт температури повинен бути більше сухоадіабатичного: $\gamma > \gamma_a$, а в насиченому – більше вологоадіабатичного: $\gamma > \gamma_{ва}$.

Розвиток термічної конвекції може починатися як безпосередньо від поверхні землі, так і з деякого рівня на висоті Z (вільна конвкція). Нижче висоти z розташовується стійкий шар, а вище атмосфера стратифіковано нестійка [2, 5].

Вимушена конвекція переважно спостерігається в зоні атмосферних фронтів і на навітряних схилах височин. Вона виникає тоді, коли в нижніх шарах атмосфери спостерігається стійка стратифікація, а вище рівня конденсації – волого-нестійка. Повітря в цьому випадку спочатку піднімається за рахунок упорядкованих вертикальних рухів або натікання потоку на височину (спостерігається стійка стратифікація), а вище рівня конденсації – в результаті виділення теплоти конденсації – під впливом термічних причин (вологонестійка стратифікація) [1, 12].

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.

Як було зазначено вище, найбільшу небезпеку для авіації являють купчасто-дощові хмари. Вони є найбільш небезпечними з хмарних особливостей і є життєво важливим компонентом атмосферної циркуляції. Окремі купчасто-дощові чарунки зустрічаються на горизонтальних масштабах близько 10 км і зазвичай простягаються до тропопаузи протягом години або близько того. Однак купчасто-дощові хмари зазвичай утворюються в мезомасштабній конвективній системі з більш тривалим життєвим циклом. За даними про структуру радіоеха купчасто-дощові хмари поділяють на три типи: одночарункові, багаточарункові і суперчарункові [1, 3].

Одночарункові або моночарункові (*single cell, unicell,*) грози являють собою самий основний тип конвективного шторму і розвиваються при слабкому вітрові у поверхні землі в малоградієнтному баричному полі. Супутникові знімки показують, що одночасно можуть спостерігатися кілька ідентичних ковадл всередині однієї повітряної маси, розкидані начебто гриби на лузі. Ці шторми генеруються за рахунок підйому від земної поверхні теплого і вологого повітря, якому притаманна достатня для прориву затримуючих шарів ГША плавучість. Тобто моночарунка – це купчасто-дощова хмара з одним висхідним потоком, який існує незалежно від інших.

У розвитку конвективної хмари виділяють 3 основні стадії:

1) зростання купчастої хмари (рис. 1.1*а*);
2) зрілості (рис. 1.1*б*);
3) дисипації (рис. 1.1*в*).

Життєвий цикл окремої чарунки триває від 30 до 60 хвилин. Стадія зростання купчастої хмари характеризується наявністю висхідного потоку у її швидко зростаючій башті. У ній немає ковадла, низхідних потоків та опадів, натомість відбувається втягування теплого і вологого повітря з ГША 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 [13, 25, 29, 42].

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 [23].

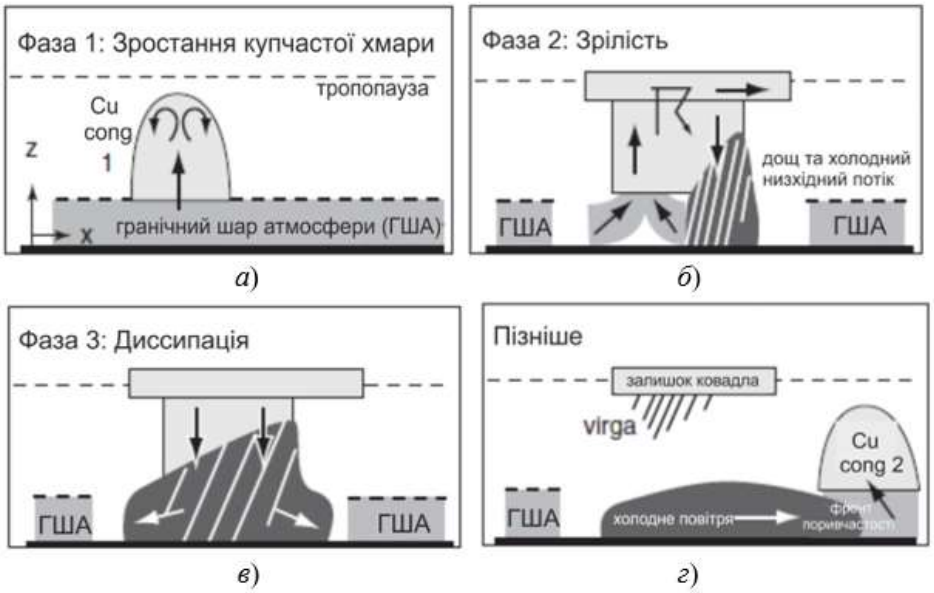

Рис. 1.1 – Стадії розвитку грозової чарунки. Світло-сірий тон показує хмару, помірно-сірий передштормовий граничний шар з теплим вологим повітрям, що служить «паливом» для шторму. Темно-сірим кольором позначений відтік холодного повітря. Діагональні білі лінії показують опади, стрілки – напрямок руху повітря.

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 (рис. 1.1*в*), 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 унеможливлює подачу «палива» до шторму і він згасає [34, 36, 42].

На рис. 1.1*г* 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. 1.1*г*).

Цей процес називається поширенням шторму, коли перший шторм («мати») запускає дочірній шторм. Такий дочірній шторм може розвинутись у повноцінну грозу, у разі виконання усіх вищезазначених умов [26, 27].

Мультичарункові *(multicell) грози*. Більшість гроз є мультичарунковими. У межах однієї хмарної маси, яка візуально виглядає як одна гроза, за рахунок радарних спостережень можна побачити кілька (від 2 до 5) окремих чарунок (рис. 1.2) з їх осередками опадів і вітрами. Тобто мультичарункова гроза – це скупчення (кластер) моночарунок, об'єднаних одним ковадлом [13, 42].

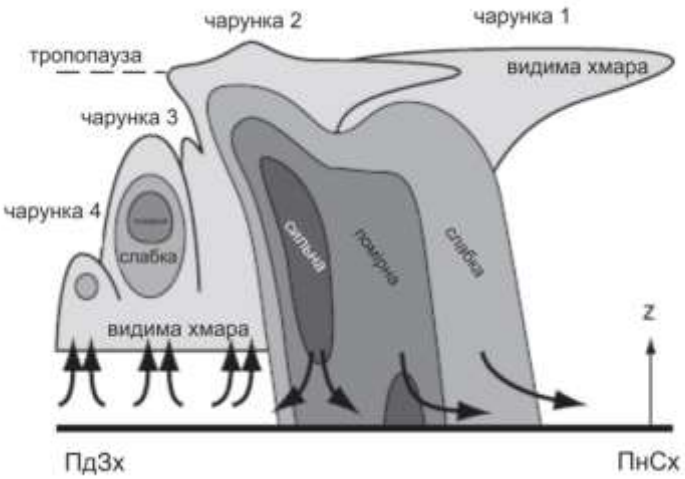

Рис. 1.2 – Схематичне зображення мультичарункової грози. Чарунка 1 є старою чарункою у стадії дисипації. Чарунка 2 знаходиться у фазі зрілості. Чарунка 3 – у стадії купчастої хмари. Чарунка 4 є наймолодшою і найменшою, знаходиться у стадії купчастої хмари. Заштриховані області вказують, де могли б спостерігатися хмари і зливи. Середнє, сильне і дуже сильне затемнення показує слабке, помірне і сильне радарну луну всередині хмар, яка, зазвичай, відповідає слабким, помірним і сильним опадам. Стрілки вказують вітер на нижніх рівнях.

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) [33].

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

Багаточарункові хмари *Cb* складають до 30% всіх градових осередків. Загальна тривалість існування мультичарункових *Cb* хмар досягає декількох годин, середня – близько 1,5 год [23, 29, 34].

Суперчарункові (*supercell*) купчасто-дощові хмари. Найінтенсивніші грози, 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. Поділяються на суперчарунки з низькими опадами (*low-precipitation supercell*), класичні суперчарунки (*classic supercell*) та суперчарунки з високими опадами (*high-precipitation supercell*). Шторми, які за своїми характеристиками потрапляють між цими категоріями, називаються гібридними штормами (*hybrid storms*). Більшість гроз – не суперчарункові шторми, а більшість суперчарункових гроз не утворюють торнадо [37, 42, 44].

Суперчарункові хмари розвиваються на холодних фронтах і холодних фронтах оклюзії при сильній нестійкості і великих зсувів вітру при слабкому його обертанні з висотою.

Основний, стійкий, обертальний висхідний потік (або мезоциклон) має від 3 до 10 км у діаметрі і може поширюватися на всю глибину шторму. Цей потік у суперчарунці іноді вигнутий, структура хмари має спіралеподібний вид з канавками або гребенями на зовнішній стороні, які нагадують різьбу гвинта (рис. 1.3) [32].

Суперчарунки можуть зумовлювати інтенсивні торнадо (стовпи повітря, що інтенсивно обертаються), які з’являються у нижній частині ізольованого циліндричного опускання основи хмари, що називається хмарою-стіною. Частина торнадо, яка стає видимою через хмарні краплі, називається хмарною воронкою або торнадо, що не досягає землі [4, 28, 30].

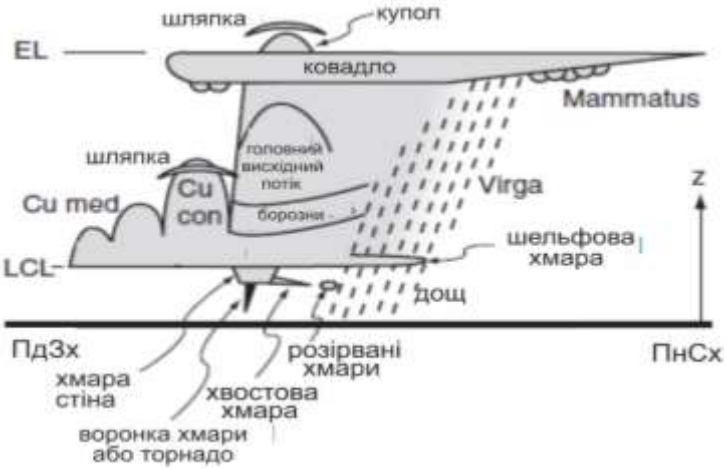

Рис. 1.3 – Схема класичного суперчарункового шторму (*Cb*). Шторм рухається зліва направо, у напрямку північного сходу. Більшість штормів мають лише певні відмінності.

Низхідні потоки і поверхневі характеристики суперчарункового шторму організовані таким чином, що вони є тригерами для запуску нових гроз уздовж флангової лінії, де початкові висхідні потоки (потужно-купчасті хмари) втягуються у основний висхідний потік суперчарунки, оновлюючи його силу.

Розглянемо тепер будову і умови розвитку грозових хмар. Грозова хмара має складну структуру, швидко мінливу в міру еволюції хмари. Статична модель грозової хмари в стадії зрілості отримана Ім'янітовим (рис. 1.4) [8, 43].

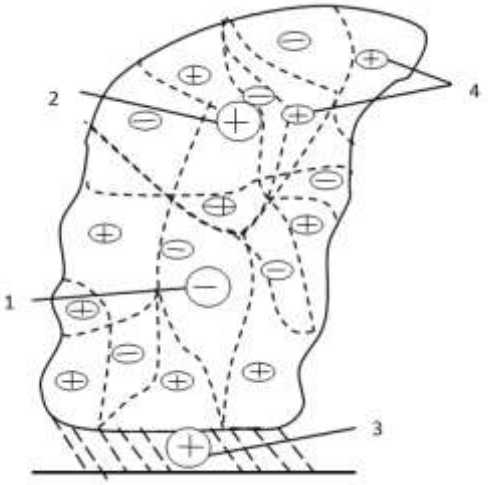

Рис. 1.4 – Статична модель грозової хмари у стадії зрілості: 1 – основний електричний заряд хмари; 2 – заряд, що виникає під впливом електропровідності атмосфери; 3 – заряд опадів;4 – заряд електричних неоднорідностей хмари

Відповідно до цієї моделі на стадії зрілості в грозовій купчасто-дощовій хмарі можна виділити чотири добре виражених заряди. Накопичення цих зарядів в конвективних хмарах в основному відбувається в період переходу від стадії *Cu cong* до *Cb* (*Cu cong* → *Cb*) і в стадії розвинутого *Cb*. Поки проходить стадія потужної купчастої хмари, електричний заряд 3, пов'язаний з зарядом опадів, що випадають відсутня, а заряди 1, 2 і 4 на кілька порядків за величиною менше існуючих в стадії зрілості. У період переходу *Cu cong* → *Cb* заряд 2 малий в порівнянні з зарядом 1, тому напруженість поля над хмарою має інший напрямок по відношенню до стадії зрілості. В стадії розпаду заряд 3 значно зменшується, а заряди 1 і 2 стають менше, ніж у попередні стадії [18, 21, 31].

1.2 Аеросиноптичні умови формування конвективної хмарності

Фізичні умови розвитку конвекції і пов’язані з нею явища погоди обумовлені в першу чергу аеросиноптичними умовами. Конвективні явища можуть бути як внутрішньомасові так і фронтальні. Особливо часто конвективні явища розвиваються в зоні холодних фронтів, що повільно переміщаються, максимальна повторюваність відзначається біля вершини хвильових збурень, де спостерігаються найбільш тривалі й інтенсивні зливові опади.

Конвекція розвивається на фронтах оклюзії, але можливий її розвиток і на теплих фронтах. Конвекція на теплих фронтах частіше розвивається в нічний час. Про інтенсивність конвекції на фронтах судять по термодинамічних властивостях теплої повітряної маси [5].

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

Тилова частина циклону (рис. 1.5). Внутрішньомасова конвекція розвивається в тилу циклонів, але не відразу за фронтальною масою, а через 2-3 доби. Для цього повинні бути відсутніми активні осередки росту тиску. У противному випадку конвекція гаситься. В тиловій 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 тиловій частині циклонічного вихору спостерігається шарувато–купчаста хмарність. По мірі просування над теплою підстильною поверхнею холодне повітря швидко прогрівається і стає нестійким [6].

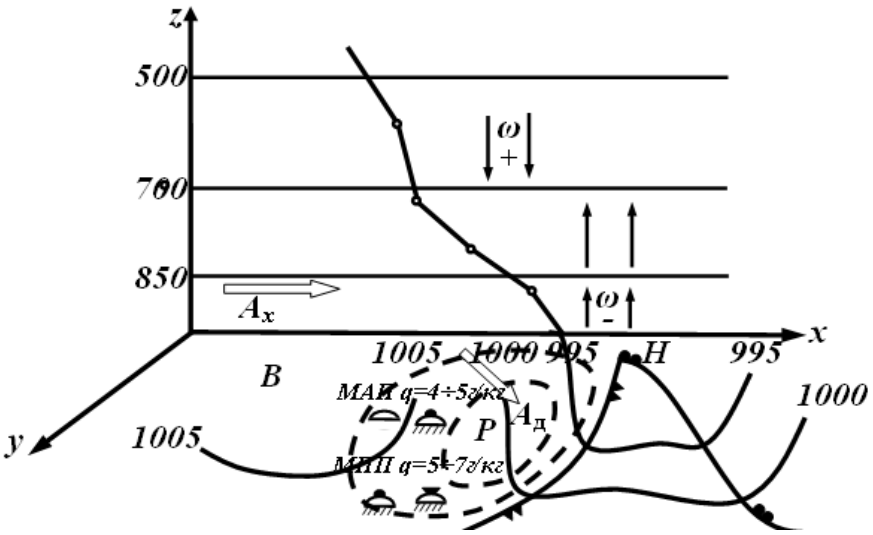

Рис 1.5 – Тилова частина циклону

У 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.

У МПП температура повітря вища і вологовміст більше, тому для даної повітряної маси характерне утворення потужно–купчастих і купчасто–дощових хмар, а при просуванні в південні широти його нестійкість зростає і в даному повітрі можуть спостерігатися грози [7].

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

Депресії, що заповнюються (рис. 1.6). У цьому випадку потоки вологи в атмосферу максимальні. Циклон заповнюється холодною масою, тобто

повітряна маса близька до потенційної нестійкості. Конвекція може спостерігатися протягом 6-7 діб. Під ними маються на увазі малорухливі циклони, що вже значно заповнилися в нижніх шарах, але добре виражені в середній і верхній тропосфері.

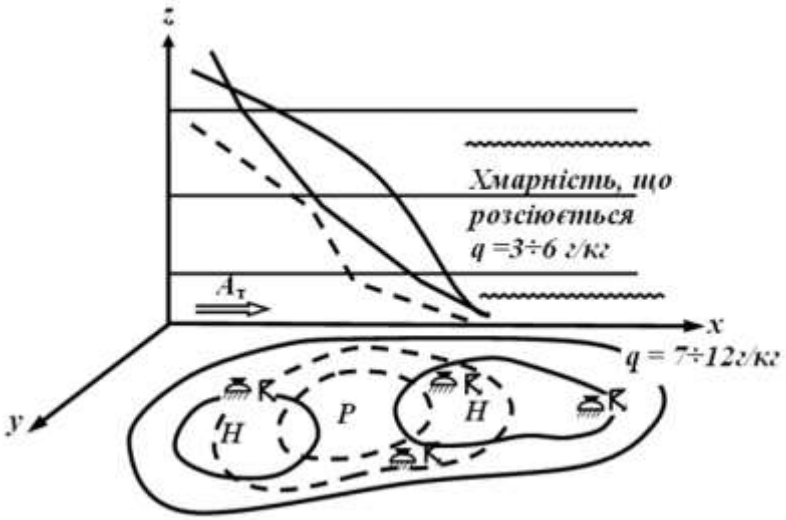

Рис 1.6 – Депресія, що заповнюється

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 вологоадіабатичних), то відбувається інтенсивний розвиток *Cb*. 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 г·кг$^{-1}$), так і на висотах (на поверхні 700 гПа вона досягає 3–6 г·кг$^{-1}$, відносна вологість 60 –80 %). Впорядковані вертикальні рухи близькі до нуля, або спостерігаються слабкі низхідні рухи [9, 10].

У результаті дії перерахованих чинників наступає 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.

В тилу антициклона (зазвичай це західна частина антициклона) частіше спостерігається вільна конвекція (рис. 1.7). Повітряна маса повинна бути досить зволоженою. 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°C), так і на висотах (відносна вологість 70–80% або $D \leq$ 3-5 °C) і зменшення адвекції теплого повітря з висотою [11, 35].

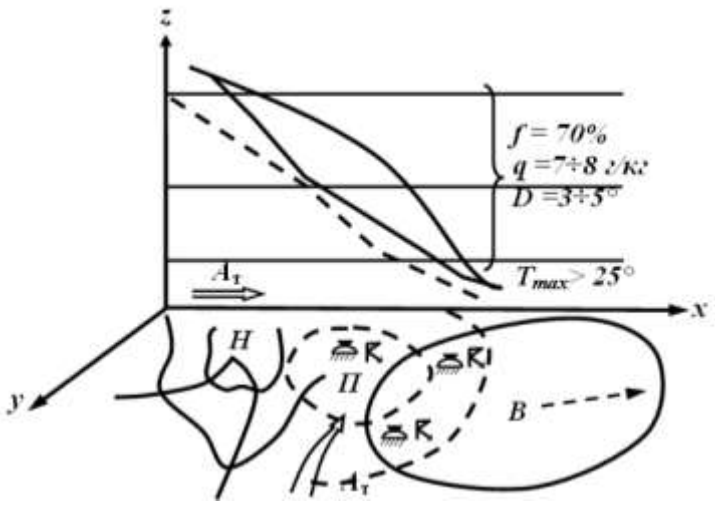

Рис 1.7 – Західна периферія антициклону

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°С, 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 $7 \cdot г^{-1}$, тобто $T_d < 10°C$. Вплив низхідних рухів в зменшенні нестійкого стану невеликий. Аналіз спостережень показує, що зливи можливі і при низхідних рухах 60–70 гПа/12 год.

Антициклони в стадії руйнування (рис. 1.8). 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°С. 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 *Cb* необхідна наявність високих значень точки роси біля поверхні землі – не нижче 14 –16°С [12, 39].

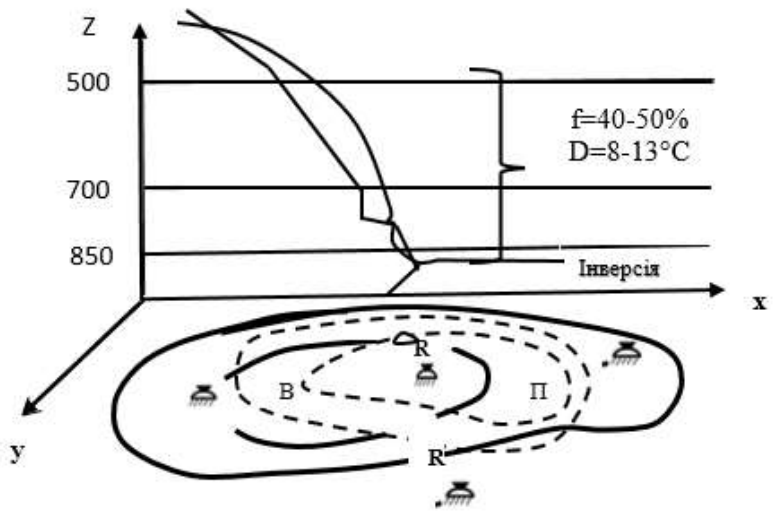

Рис 1.8 – Антициклон в стадії руйнування

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.

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 теплого зливи і грози спостерігаються значно рідше, що зумовлено різними умовами формування конвекції в зоні теплих і холодних фронтів.

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 3–5 °С), 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 [14, 22].

1.3 Адіабатичні моделі конвекції

Як відомо, метод частки заснований на адіабатичній моделі конвекції, відповідно до якої частка повітря при своєму переміщенні не вступає в тепло- і масообмін з навколишнім повітряним середовищем. Вид адіабатичної кривої цілком виправдується початковими значеннями параметрів повітря на рівні

конденсації: температури, тиску і вологості. Енергія нестійкості оцінюється площею, що знаходиться в даному шарі між кривою стану і кривою стратифікації.

Нестійкість шару при такому способі розрахунку в цілому зовсім не залежить від розподілу вологості вище рівня конденсації. При цьому передбачається, що підйом повітря в конвективному потоці не робить ніякого впливу на розподіл температури в навколишньому середовищі. Компенсуючі низхідні рухи повітря виникають далеко за межами хмари [23]

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

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

де T_0', T' – температура піднімаючої частинки 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, 15].

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

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

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).

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. 1.10) .

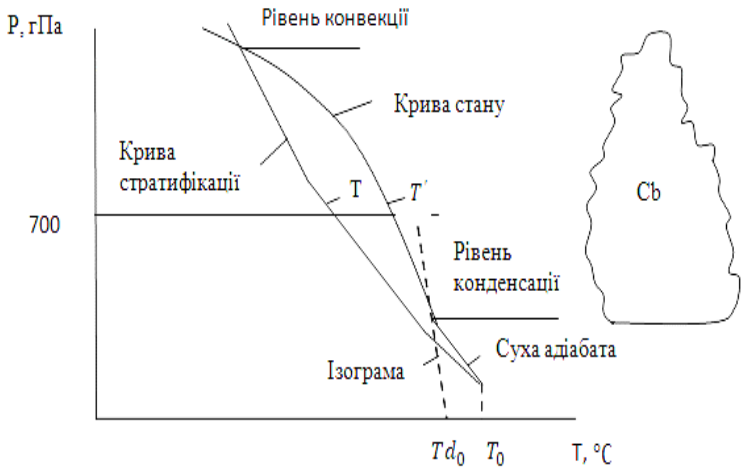

Рис. 1.9. Визначення меж конвективної хмарності на основі моделі частинки

Як відомо, рівень конденсації прийнято зіставляти з нижньою, а рівень конвекції – з верхньою межею конвективних хмар [18].

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

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

де R – газова постійна для сухого повітря.

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

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

Цей метод може бути застосований до розрахунку швидкості висхідного потоку в центральній частині розвинутої конвективної хмари (потужних *Cb*), де ефекти залучення не спостерігаються.

Обмеження даного методу. Метод не враховує взаємодії об’єму, що піднімається, з навколишнім середовищем, тому що розглядається ізольований об’єм повітря. Не враховуються компенсаційні низхідні рухи повітря [6, 40].

Варто пам'ятати, що в реальних умовах завжди відбувається деяке перемішування і теплообмін повітряної маси, що переміщається, з навколишнім середовищем. У цьому випадку процес уже не можна вважати адіабатичним.

Не враховується розподіл вологості вище рівня конденсації. Це є істотним недоліком. Деяке удосконалювання даного методу може йти шляхом одержання параметрів конвекції для даного регіону з урахуванням інтенсивності конвективних явищ.

Модель шару. У цій моделі враховується той факт, що висхідні рухи повітря в конвективних потоках супроводжуються низхідними рухами повітряного середовища, що розділяє ці потоки. Низхідні рухи викликають адіабатичне нагрівання середовища, у результаті чого відбувається зрушення кривої стратифікації в область більш високих температур. При цьому передбачається, що стан повітря, що піднімається, змінюється по адіабатичному закону так, що крива його стану збігається з кривою стану в методі частки.

Однак різниця температур між кривою стану і кривою стратифікації виявляється в цій моделі багато меншою. Зменшується швидкість висхідних рухів, знижується рівень вирівнювання температур висхідного потоку і навколишнього середовища і, відповідно, очікувана верхня межа конвективної хмарності [22]

У моделі шару передбачається наступне:

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

2. Маси повітря, які піднімаються та опускаються в деякому шарі повітря ΔZ рівні (рис. 1.10).

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

4. Між піднімаючою хмарною і опускаючою, оточуючим хмарним повітрям відсутнє тепло- і масообмін.

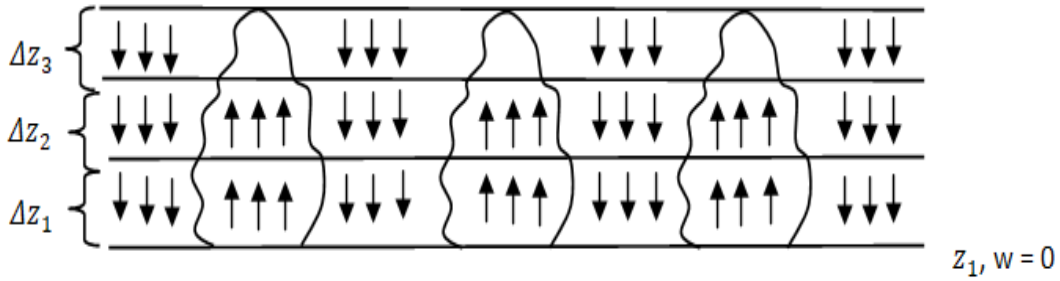

Рис 1.10 – До поняття моделі шару

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.

Метод шару, у протилежність методу частки, має більш теоретичне значення, тому що дуже важко визначити у даний момент часу, які масштаби мають об’єми повітря, що приймають участь у висхідних та низхідних рухах. Крім того, треба підкреслити, що як і метод частки, метод шару розглядає адіабатичні процеси. Але адіабатичні моделі – це лише деяке наближення до конвективних рухів, які розвиваються у атмосфері. У дійсності, навіть коли в конвективних рухах приймає участь сухе повітря, процес виявляється неадіабатичним, оскільки між елементом конвекції та оточуючим повітрям відбувається обмін теплом, масою та кількістю руху [17, 18].

1.4 Неадіабатичні моделі конвекції

Основою розглянутих моделей вертикальних рухів часток повітря було припущення про відсутність обміну теплом і масою частки з оточуючим її повітряним середовищем. Але у реальних умовах такий процес є неможливим, тобто повітряні частки не можуть бути ізольованими від оточуючого повітря. Це підтверджується результатами експериментальних досліджень. Наприклад, фактична різниця температури повітря, що знаходиться в конвективному елементі, і повітря, яке його оточує, на порядок менша, ніж та яку дають адіабатичні моделі. Верхня границя конвективних хмар розташовується у середньому на 3 км нижче, ніж висота, на якій за методом частки відбувається вирівнювання температури між часткою та оточуючим повітрям.

При розвитку конвекції у вільній атмосфері між хмарою і навколишнім середовищем здійснюється безперервний обмін повітрям, що призводить до порушення адіабатичності процесів. Розглянемо причини, що призводять до неадіабатичності при розвитку конвективної хмарності.

Розрахунки, проведені за даними радіозондування в різних шарах близько *Cb*, показують, що затягування максимально поблизу основи *Cb*, вгору від якого воно швидко зменшується.

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

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

Оцінці значень коефіцієнта затягування μ_Z, за даними показали, що в середньому затягування зменшується зі зростанням горизонтальних розмірів хмари. Показник затягування має розмірність м$^{-1}$ і може коливатися у широких границях від 10^{-5} до 10^{-3} м$^{-}$1 [19]

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

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.

У моделі Фауста, наприклад, враховується вплив випаровування хмарних елементів на енергію нестійкості.

У якості характеристики нестійкості випаровування він запропонував розраховувати параметр λ:

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

де S – площа енергії нестійкості;

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

$\overline{R}$ – середня відносна вологість в цьому шарі.

Формула застосовується для розрахунків в тих випадках, коли $\overline{R} \geq 40\%$. З аналізу даної формули видно, що величина λ, що характеризує міру нестійкості атмосфери, на аерологічної діаграмі буде представлена у вигляді площі [20, 38].

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

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

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. 1.11) [20].

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

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

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.

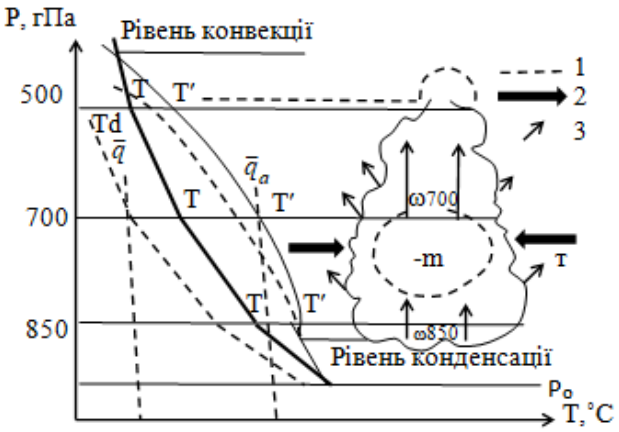

Рис. 1.11 – Адіабатний графік неадіабатичної моделі конвекції: 1 – положення хмарної адіабати; 2 – затягування навколишнього повітря; – випаровування хмарних крапель: P_{850} і P_{700} – конвективні вертикальні рухи; -m – передбачувана зміна маси хмарного повітря без урахування затягування

Таким чином, вплив залучення і перемішування полягає в зниженні температури хмари і зменшенні його водності, збільшенні маси хмари і збільшенні вертикального градієнта температури хмари. При залученні загальна нестійкість зменшується, але при цьому створюється нестійкий стан

у самій хмарі, завдяки чому в хмарі виникають дрібномасштабні вертикальні потоки і турбулентність [6]

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 [14, 24].

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. 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°С [4].

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°С;

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 *Cb*.

3. Вертикальна протяжність конвективних хмар, за даними Пєскова, Лебедєвої, володіє дуже високою інформативністю в способах прогнозу злив і гроз. 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°С і зверху ізотермою -40°С. Очевидно, що вертикальна протяжність хмари залежить від стратифікації.

4. Температура повітря на рівні конвекції, висота верхньої межі конвекції, потужність хмари в зоні від’ємних температур характеризують фазовий стан верхньої частини конвективних хмар, яке, в свою чергу, визначає розподіл електричних зарядів (максимальні різниці потенціалів спостерігаються між водяними і крижаними частинами хмари) [18, 22].

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 конвекції. За даними Б. Е. Пєскова, 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 конвекцію 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 конвекції позитивно впливає слабкий або помірний зсув вітру. Особливо це відноситься до зсуву в нижніх шарах тропосфери (до 1,5 – 3,0 км). В цьому шарі зсув вітру посилює турбулентність, що призводить до формування окремих турбулентних вихорів, які стають зародками конвективних хмар.

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

Значні 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 зниженя 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 [6, 18].

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 [7, 18, 22].

2 ПАРАМЕТРИЧНІ МЕТОДИ ДИСКРИМІНАНТНОГО АНАЛІЗУ

Параметричні методи дискримінантного аналізу можна розділити на два види: явного і неявного завдання параметричної дискримінантної функції.

У разі явного завдання параметричної дискримінантної функції умовні за класами щільності розподілу (умовні функції розподілу) вектора-предиктора і вектора-предиктанта добре апроксимуються теоретичним законом розподілу. Найбільш поширений на практиці та теоретично досліджено випадок нормального розподілу $N(\overrightarrow{M_i}, \overrightarrow{S_i})$, де $\overrightarrow{M_i}$ – вектор-стовпець математичних очікувань предикторів ω_i-го класу, $\overrightarrow{S_i}$ – його коваріаціонна матриця. Як відомо, за допомогою цих двох параметрів виражається щільність багатовимірного нормального розподілу

$$P(\vec{x}/\omega_1) = \frac{1}{(2\pi)^{n/2}\left|\vec{S}\right|^{1/2}} \exp\{-\frac{1}{2}(\overrightarrow{X} - \overrightarrow{M_i})' \vec{S}^{-1} (\overrightarrow{X} - \overrightarrow{M_i})\}, \qquad (2.1)$$

де n – кількість предикторів;

$\vec{S}^{-1}$ – матриця, зворотна коваріаційній матриці $\vec{S}$;

$(\overrightarrow{X} - \overrightarrow{M_i})'$ – транспонована матриця $(\overrightarrow{X} - \overrightarrow{M_i})$.

Параметричні методи явного завдання функції отримують перевагу над іншими методами (параметричними і не параметричними) лише в разі правильно обраної функції, апроксимуючи оцінюваний розподіл і в загальному випадку невідомої. Це і зумовило більш широке застосування на практиці неявного представлення параметричної дискримінантної функції.

Розглянемо методи побудови прогностичних алгоритмів, основаних на параметричному аналізі даного виду. В цьому випадку умовна густина розподілу предикторів $P(\overrightarrow{X}/\omega_1)$ і предиктанта $P(\omega_1/\overrightarrow{X})$ [6, 22].

2.1 Використання формули Байєса для розробки альтернативного прогнозу

Розглянемо суть теорії Байєса на простому прикладі. Нехай метеорологу потрібно визначити: буде завтра в районі аеродрому гроза чи ні. Припустимо, що метеорологу складно спрогнозувати, який день завтра буде (з грозою або без), оскільки послідовність цих днів здається йому випадковою. Використовуючи теорію рішень, можна сказати, що в той чи інший день атмосфера перейшла в одне з двох станів: гроза була або її не було.

Позначимо стан атмосфери символом ω, для дня з грозою – ω_1 для дня без грози – ω_2. Стан ω може розглядатися як випадкова величина в тому випадку, якщо стан атмосфери непередбачуваний.

У загальному випадку припустимо, що існують деякі апріорні (дослідні, кліматичні) ймовірності $P(\omega_1)$ і $P(\omega_2)$. Ці апріорні ймовірності відображають вихідне знання того, з яким ступенем впевненості можна передбачити випадок виникнення грози. Передбачається, що

$$P(\omega_1)+(P\omega_2)=1. \tag{2.2}$$

Припустимо спочатку, що потрібно спрогнозувати грозу, нічого не знаючи про фактичний стан атмосфери. Єдина інформація, якою володіють, це величини апріорних (кліматичних) ймовірностей. Якщо рішення необхідно прийняти, виходячи з такої малої інформації, то розумно скористатися наступним вирішальним правилом [9]:

прийняти рішення ω_1, якщо

$$P(\omega_1)>(P\omega_2)$$

і рішення ω_2 якщо

$$P(\omega_1)<(P\omega_2).$$

Наскільки дана методика визначення класу доцільна, залежить від величини апріорних ймовірностей. Якщо $P(\omega_1)$ набагато більше, ніж $P(\omega_2)$, то ймовірність помилки буде невелика і дорівнює значенню $P(\omega_2)$. У цьому випадку ніяке інше правило рішення не дасть меншої ймовірності помилки [9].

В якості визначальної ознаки візьмемо величину енергії нестійкості атмосфери *x*. Відомо, що, чим більша енергія нестійкості атмосфери, тим більша ймовірність виникнення грози.

Тому доцільно висловити відмінність між днями з грозою і днями без грози за допомогою імовірнісних законів, а *x* розглядати як безперервну випадкову величину, розподіл якої залежить від стану атмосфери. Нехай $P(x/\omega_1)$ – умовна щільність поділу величини *x* в стані ω_1. У цьому випадку різниця між $P(x/\omega_1)$ і $P(x/\omega_2)$ відображає відмінність ймовірності виникнення і не виникнення грози (рис. 2.1) [15].

Рис 2.1 – Приклад умовної щільності розподілу випадкової величини *x*

Припустимо, що відомі як апріорні ймовірності $P(\omega_1)$, так і апріорні умовні густини $P(x/\omega_1)$.

Визначаючи величину енергії нестійкості отримаємо, що це є величина *x*. Відповідь на питання, якою мірою це вимірювання вплине на уявлення про майбутній стан атмосфери, дає формула Байєса:

$$P(\omega_j/x) = \frac{P(x/\omega_j)P(\omega_j)}{P(x)}. \qquad (2.3)$$

Правило Байеса показує, як наявність виміряної величини *x* дозволяє з апріорною ймовірності $P(\omega_1)$ отримувати апастеріорну ймовірність $P(\omega_j/x)$.

На підставі формули Байєса (2.3) для розробки прогнозу можна встановити наступне вирішальне правило, що забезпечує найменшу ймовірність помилки:

$$\text{приймається рішення} \quad \begin{cases} \omega_1, \textit{ якщо } P(\omega_1/x) > P(\omega_2/x) \\ \omega_2, \textit{ якщо } P(\omega_1/x) < P(\omega_2/x) \end{cases}. \tag{2.4}$$

Ймовірність помилки класифікації в цьому випадку [*P(помилка/x)*] визначається наступним виразом:

$$\begin{cases} P(\omega_1/x), \textit{ якщо прогнозується } \omega_2 \\ P(\omega_2/x), \textit{ якщо прогнозується } \omega_1 \end{cases}. \tag{2.5}$$

Зауважимо, що *P(x)* у рівнянні (2.3) з точки зору прийняття рішення ролі не грає, будучи всього-на-всього масштабним множником, що забезпечує рівність

$$P(\omega_1/x) + P(\omega_2/x) = 1. \tag{2.6}$$

Виключивши його, отримаємо наступне вирішальне правило, повністю еквівалентне попередньому:

$$\text{приймається рішення} \quad \begin{cases} \omega_1, \textit{ якщо } P(x/\omega_1)P(\omega_1) > P(x/\omega_2)P(\omega_2) \\ \omega_2, \textit{ якщо } P(x/\omega_1)P(\omega_1) < P(x/\omega_2)P(\omega_2) \end{cases}. \tag{2.7}$$

У разі декількох предикторів, що мають більше однієї градації, формула Байєса приймає вигляд:

$$P(\omega_i / \overrightarrow{X_k}) = \frac{P(\overrightarrow{X_k}/\omega_j)P(\omega_j)}{P(\overrightarrow{X_k})}, \tag{2.8}$$

де $P(\omega_j / \overrightarrow{X_k})$ – зазначена в прогнозі ймовірність *j*-ї градації (фази) предиктанта при здійсненні *k*-го поєднання значень предикторів [10].

Найбільш часто при апроксимації безперервних розподілів використовується нормальний закон розподілу. У цьому випадку для кожної градації (фази) предиктанта має бути оцінено $n + n\,(n+1)/2$ значень параметрів: n – математичних очікувань предикторів і $n(n+1)/2$ – незалежних елементів коваріаційної матриці. Якщо додатково передбачається взаємна статистична незалежність предикторів, тобто всі елементи ковариаційної матриці, крім діагональних, вважаються рівними нулю, то число оцінюваних параметрів зменшується до $2n$, а формула (2.8) може бути представлена у вигляді:

$$P(\omega_j \Big/ \overrightarrow{X_k}) = P(\omega_j)\frac{P(x_{1k}/\omega_j)}{P(x_{1k})}\frac{P(x_{2k}/\omega_j)}{P(x_{2k})}\cdots\frac{P(x_{nk}/\omega_j)}{P(x_{nk})}, \qquad (2.9)$$

де – значення j-ї складової вектора-предиктора $\overrightarrow{X_k}$ [12, 18].

2.2 Організація процедур відбору предикторів

На практиці відбір предикторів виконується спільно з процедурою побудови прогностичного алгоритму. Ці два етапи є нерозривними при створенні прогностичного алгоритму. Правильний відбір предикторів передбачає і отримання більш ефективних способів прогноза.

Для побудови прогностичних зв’язків використовують значення предикторів і предиктантів, отримані за матеріалами раніше виконаних спостережень. Тому отримані прогностичні графіки, таблиці і рівняння характеризують зв’язки, властиві вихідній вибірці, і застосування їх при розробці прогнозів доцільно тільки тоді, коли зазначені зв’язки зберігаються і для випадків, що не увійшли до вихідної вибірки.

Очевидно, можна очікувати, що для стаціонарних процесів при фіксованому обсязі вихідної вибірки N ця умова буде виконуватися тим краще, чим менше число оцінюваних зв’язків і, зокрема, чим менше число предикторів. Таким чином, бажано максимально скоротити число предикторів, при цьому не можна виключати предиктори, що несуть основну інформацію про предиктант [16].

Підставою для відбору предикторів, що проводиться після встановлення виду прогностичних залежностей, природно вважати результати порівняльного аналізу очікуваної успішності прогнозів, складених з використанням різних груп передбачуваних предикторів. Як критерій відбору при такому підході використовується характеристики успішності або ефективності, вибрані відповідно до категорії прогнозу.

При використанні регресійного аналізу застосовуються наступні критерії відбору предикторів:

1. Множинний коефіцієнт кореляції між предиктантом і предикторами, включеними в рівняння регресії.

2. Коефіцієнт кореляції між значеннями предиктанта, що здійснилися і передбаченими.

3. Середня квадратична помилка прогнозу.

При використанні дискримінантного аналізу застосовується показник роздільності класів – критерій Махаланобіса. Найбільш поширеним і універсальним критерієм відбору є кількість прогностичної інформації.

При розробці спеціалізованих прогнозів в якості критерію відбору використовується функція ризику або середні витрати споживача.

Більш успішним прогнозами відповідають і великі значення якого-небудь критерію k. Тоді кращим має бути визнане таке поєднання предикторів, при якому забезпечується максимальне значення k.

Процедури, що застосовуються для відбору предикторів.

Нехай потрібно з віртуального переліку предикторів $\vec{X}(x_1, x_2, \ldots, x_n)$ відібрати оптимальну групу з q предикторів, тобто $\vec{X}_q \in \vec{X}_n$. Якщо n і q – малі значення, то $\vec{X}_q \in \vec{X}_n$ вибір можна здійснити методом повного перебору всіх поєднань:

$$C_n^q = \frac{n!}{q!(n-q)!}. \tag{2.10}$$

Зазвичай такий перебір здійснити не вдається через більший обсяг обчислень.

На даний час існує кілька алгоритмів, що дозволяють відібрати оптимальну групу предикторів, не роблячи повного перебору [18].

2.3 Процедура просіювання (вичерпування інформації) та відбракування

Найбільш ефективне застосування процедури при $q << n$.

Складається n прогностичних рівнянь (алгоритмів), в які включається тільки по одному предиктору. Проводиться оцінка успішності прогностичних рівнянь за допомогою критерію k. Кращим вважається предиктор, який дав $K_{\max}$. Далі складається група з двох предикторів, причому одним з предикторів, постійно включеним у ці групи, буде кращий предиктор, визначений на першому кроці. Таким чином складається (n-1) прогностичних груп і вибирається група з двох предикторів, що мають $K_{\max}$. На наступному кроці до двох кращих додається (n-2) предиктора, які формують (n-2) трійок. Оцінивши кожен прогностичний алгоритм, складений з поєднання трьох предикторів, критерієм k, вибирається найкраща трійка предикторів, що дала $K_{\max}$ і т. д.

Число кроків дорівнює:

$$\sum_{i=0}^{q}(n-i) = n + (n-1) + (n-2) + ... + (n-q). \qquad (2.11)$$

Це значно менше числа кроків, отриманих при повному переборі C_n^q.

Процедура відбракування. Застосування процедури доцільно при $q < n$. Суть процедури полягає в наступному. Всі n предиктори вихідної системи виключаються по черзі, утворюючи при цьому групи розмірністю (n-1). Отримані n групи предикторів порівнюються між собою за критерію k. Вибирається та група, яка має максимальне значення k. Предиктор, не включений в дану групу, підлягає виключенню. На другому кроці з решти (n-1) предикторів знову складаються групи, на цей раз розмірністю (n-2). Потім за допомогою критерію визначається краща група і предиктор, що не увійшов до цієї групи, виключається. Процедура повторюється (n-q) раз, і на кожному кроці «найменш цінний» предиктор відкидається [9]. Число кроків тут, як і в попередньому алгоритмі, дорівнює $\sum_{i=0}^{q}(n-i)$, що набагато менше, ніж C_n^q [18, 19].

2.4 Відбір предикторів при використанні методів дискримінантного аналізу

При побудові прогностичних алгоритмів, заснованих на методах дискримінантного аналізу, в якості критерію ефективності предикторів використовується критерій Махаланобіса Δ^2. Даний критерій показує ступінь роздільності генеральної сукупності на окремі класи та використовується в припущенні нормальності розподілу вектора-предиктора $\vec{X}$.

У векторній формі формула для розрахунку критерію Махаланобіса має вигляд:

$$\Delta_n^2 = [\vec{M}(A) - \vec{M}(\bar{A})]' \vec{S}^{-1} [\vec{M}(A) - \vec{M}(\bar{A})], \qquad (2.12)$$

де $[\vec{M}(A) - \vec{M}(\bar{A})]'$ – вектор-стовпець різниці математичних очікуваних вибірок A і $\bar{A}$ (з наявністю і відсутністю явища);

$\vec{S}^{-1}$ – зворотна коваріаційна матриця;

$[\vec{M}(A) - \vec{M}(\bar{A})]$ – вектор-рядок різниці математичних очікувань вибірок A і $\bar{A}$.

Виражена через суми для двох класів формула (2.12) прийме вигляд:

$$\Delta_n^2 \sum_{i=1}^{n} \sum_{j=1}^{n} S^{ij} \sum_{k=1}^{2} n_k (\bar{x}_{ik} - \bar{x}_i)(\bar{x}_{jk} - \bar{x}_j), \qquad (2.13)$$

де n – кількість предикторів;

i, j – номери предикторів;

k – номер класу;

S^{ij} – зворотний елемент коваріаціоної матриці S_{ij};

$\bar{x}_{ik}$ – середнє значення x_i предиктора в k-му класі;

$\bar{x}_{jk}$ – середнє значення x_j, предиктора в k-му класі [5].

При визначенні ступеня роздільності у разі одного предиктора на два класи критерій Махаланобісу визначається за допомогою наступної формули:

$$\Delta_1^2 = (\frac{\overline{x_1} - \overline{x_2}}{\sigma_x})^2 , \qquad (2.14)$$

де $\overline{x_1}$ і x_2 – середнє значення предиктора відповідно в 1-му і в 2-му класі;

σ_x – середнє квадратичне відхилення предиктора *x*.

Алгоритм відбору полгає в наступному:

1) Для кожного предиктора розраховується за формулою (2.14) критерій Махаланобіса.

2) Для всіх предикторів, що входять до попереднього переліку, будується матриця коефіцієнтів парної кореляції. У даній матриці виділяються окремі блоки, в яких коефіцієнти парної кореляції є дуже високими (r ≥ 0,6).

3) З блоку сильно корельованих предикторів вибирається не просто один предиктор, а той, який має максимальний критерій Махаланобіса Δ^2 = max.

4) Проводиться аналіз критеріїв Махаланобіса кожного з *n*-предикторів. Предиктори, шо мають дуже малі значення критерію Махаланобіса, підлягають відбракуванню.

5) До тих, що залишилися після попереднього відбору предикторам застосовується процедура просіювання, при цьому в якості критерію береться відстань Махаланобіса, тобто $k = \Delta^2$ [3, 18, 22]

2.5 Критерії оцінки кількісних прогнозів

В якості критеріїв успішності кількісних прогнозів використовуються:

1. Коефіцієнт кореляції між передбаченими значеннями елемента і, що здійснилися:

$$r_{Э_{пр}, Э_ф} = \frac{\frac{1}{N}\sum_{i=1}^{N}(Э_{пр} - \overline{Э}_{пр})(Э_ф - \overline{Э}_ф)}{\sqrt{\frac{1}{N}\sum_{i=1}^{N}(Э_{пр} - \overline{Э}_{пр})^2}\sqrt{\frac{1}{N}\sum_{i=1}^{N}(Э_ф - \overline{Э}_ф)^2}} , \qquad (2.15)$$

де $Э_{пр}$ і $Э_ф$ – відповідно передбачене значення елемента і яке здійснилося (фактичне) значення елемента Э;

$\overline{Э}_{пр}$ і $\overline{Э}_{ф}$ – відповідні середні значення.

2. Ймовірність того, що помилка прогнозів за абсолютною величиною не перевершує деякого «допустимого» значення. Ймовірність розраховується простіше, але менш показово, ніж коефіцієнт кореляції, так як результат порівняння аналізованих способів може залежати від вибору і допустимого значення.

3. Середня абсолютна η або середня квадратична σ помилка прогнозів, які розраховуються за формулами:

$$\eta = \frac{1}{N}\sum_{i=1}^{N}\left|Э_{пр} - Э_{ф}\right|, \tag{2.16}$$

$$\sigma = \sqrt{\frac{1}{N}\sum_{i=1}^{N}(Э_{пр} - Э_{ф})^{2}}\,. \tag{2.17}$$

Для помилок, розподіл яких підпорядковується нормальному закону, $\eta = 0{,}8\sigma$.

Застосування η і σ в якості критеріїв доцільно в тих випадках, коли ці характеристики досить повно описують розподіл, який спостерігається. Середня квадратична помилка є більш показовою, так як вона краще враховує великі поодинокі відхилення [18, 23].

4. Середня відносна помилка прогнозів, яка розраховується за однією з наступних формул:

$$\frac{\eta}{\eta_1} = \frac{\frac{1}{N}\sum_{i=1}^{N}\left|Э_{пр} - Э_{ф}\right|}{\frac{1}{N}\sum_{i=1}^{N}\left|Э_{ф} - \overline{Э}_{ф}\right|}; \frac{\sigma}{\sigma_1} = \frac{\sqrt{\frac{1}{N}\sum_{i=1}^{N}(Э_{пр} - Э_{ф})^{2}}}{\sqrt{\frac{1}{N}\sum_{i=1}^{N}(Э_{ф} - \overline{Э}_{ф})^{2}}}, \tag{2.18}$$

$$\frac{\eta}{\eta_2} = \frac{\frac{1}{N}\sum_{i=1}^{N}\left|Э_{пр} - Э_{ф}\right|}{\frac{1}{N}\sum_{i=1}^{N}\left|Э_{ф}^{'} - Э_{ф}\right|}; \frac{\sigma}{\sigma_2} = \frac{\sqrt{\frac{1}{N}\sum_{i=1}^{N}(Э_{пр} - Э_{ф})^{2}}}{\sqrt{\frac{1}{N}\sum_{i=1}^{N}(Э_{ф}^{'} - Э_{ф})^{2}}}, \tag{2.19}$$

де $\eta_1(\sigma_1)$ – середня абсолютна (квадратична) помилка кліматологічного прогнозу;

$\eta_2(\sigma_2)$– середня абсолютна (квадратична) помилка інерційного прогнозу, при якому передбачається значення $Э_{\phi}^{'}$, що спостерігалося в момент складання прогнозу [9].

Для короткострокових прогнозів зазвичай $\eta_2 < \eta_1$ і $\sigma_2 < \sigma_1$. Для довгострокових прогнозів частіше виконуються протилежні нерівності [4, 6].

2.6 Критерії оцінки альтернативних прогнозів

Уразі альтернативного прогнозу таблиця спряженості приймає вид табл. 2.1

Таблиця 2.1 – Загальний вигляд таблиці спряженості для альтернативних прогнозів

Здійснилося	Передбачене		Σ
	$Э_1$	$Э_2$	
$Э_1$	n_{11}	n_{12}	n_{10}
$Э_2$	n_{21}	n_{22}	n_{20}
Σ	n_{01}	n_{02}	N

В якості критеріїв успішності альтернативних прогнозів використовуються:

1. Повторюваність прогнозів які виправдалися (справджуваність прогнозів):

$$u = \frac{n_{11} + n_{22}}{N}. \tag{2.20}$$

Ця величина для методично правильних прогнозів завжди більше 0,5 [18].

В якості оцінок справджуваності прогнозів на наявність і відсутність явища в залежності від мети оцінки можуть додатково використовуватися такі критерії успішності:

а) повторюваність прогнозів які справдились на наявність $u_н$ і відсутність $u_{відс}$ явища по відношенню до загальної кількості випадків:

$$u_н = \frac{n_{11}}{N}; u_{відс} = \frac{n_{22}}{N}. \quad (2.21)$$

б) повторюваність прогнозів які справдились на наявність і відсутність явища по відношенню до загальної кількості випадків наявності і відсутності явища, які фактично спостерігалися:

$$u_н^{'} = \frac{n_{11}}{n_{10}}; u_{відс}^{'} = \frac{n_{22}}{n_{20}}. \quad (2.22)$$

в) Повторюваність справджуваності прогнозів на наявність і відсутність явища по відношенню до загальної кількості прогнозів з даного формування:

$$u_н^{''} = \frac{n_{11}}{n_{01}}; u_{відс}^{''} = \frac{n_{22}}{n_{02}}. \quad (2.23)$$

г) Відношення умовної ймовірності n_{11}/n_{01} до безумовної n_{10}/N :

$$\lambda = \frac{n_{11}}{n_{01}} : \frac{n_{10}}{N}. \quad (2.24)$$

Відношення λ показує, наскільки краще цей спосіб прогнозує наявність явища по відношенню до кліматичної повторюваності даного явища. Чим більше λ, тим більше "чутливий" спосіб до передбачення явищ погоди [7].

2. Критерій ρ, який обчислюється за допомогою виразу

$$\rho = \frac{(n_{11} + n_{22}) - (n_{12} + n_{21})}{N}. \quad (2.25)$$

На практиці в якості критерія ρ дуже часто використовують повторюваність прогнозів, які виправдалися.

3. Критерій надійності А.Н. Багрова

$$H = \frac{u - u_0}{1 - u_0} \text{ , де} \tag{2.26}$$

$$u_0 = \frac{n_{01}n_{10} + n_{02}n_{20}}{NN}, \tag{2.27}$$

де u_0 – повторюваність випадкових прогнозів, що виправдалися при умові, що число таких прогнозів з формулюванням $Э_1$ дорівнює n_{01}, а з формулюванням $Э_2$ – n_{02}.

З цього визначення видно u_0, що заповнення таблиці спряженості відбувається не чисто випадковим чином, а так, що кліматичні дані про наявність n_{10} і відсутності n_{20} явища, кількість формувань прогнозів n_{01} та n_{02} задаються постійними для конкретного району і способу. Матриця спряженості для випадкових прогнозів в загальному випадку:

$$n_{ij} = \frac{n_{i0}n_{0j}}{N}. \tag{2.28}$$

Таким чином, Критерій А.Н. Багрова характеризує відношення якості методичних і ідеальних прогнозів.

Очевидно, що для випадкових прогнозів H=0 ($u = u_0$), а для ідеальних прогнозів H=1 ($u = 1$), і спосіб вважається тим досконалішим, коли H ближче до одиниці. Якщо всі прогнози виявилися помилковими, то H=-1.

4. Критерій успішності Брайєра оцінює якість імовірнісного прогнозу

$$B = 1 - \frac{1}{2N}\sum_{i=1}^{N}\sum_{j=1}^{k}(P_j - P_{j0})_i^2 . \tag{2.29}$$

де P_j – прогнозована ймовірність j-ї фази (градації);

P_{j0} – фактична ймовірність j-ї фази (градації) [7, 9].

З формули (2.29) видно, що чим вище якість прогнозу, тим більше критерій Брайєра (для ідеальних імовірнісних прогнозів B = 1).

5. Якісний коефіцієнт кореляції (асоціації)

$$R = \frac{n_{11}n_{22} - n_{12}n_{21}}{\sqrt{n_{10}n_{20}n_{01}n_{02}}}. \qquad (2.30)$$

6. Критерій точності А.М. Обухова

$$Q = \frac{u - u_0}{1 - u_0^{'}}, \qquad (2.31)$$

де

$$u_0^{'} = \frac{n_{10}n_{10} + n_{20}n_{20}}{N^2}, \qquad (2.32)$$

де $u_0^{'}$ – повторюваність випадкових прогнозів, що виправдалися при умові, що число таких прогнозів з формулюванням $Э_1$ дорівнює n_{10}, а з формулюванням $Э_2$ – n_{20}.

В цьому випадку випадковий прогноз відрізняється від випадкового прогнозу, розглянутого в критерії Багрова, тим, що кількість прогнозованих значень тотожні кліматологічній повторюваності випадків з наявністю і відсутністю явища.

Таким чином, критерій Обухова визначає відношення різниці якості методичного та випадкового прогнозів до різниці якості ідеального і випадкового кліматологічного прогнозів.

Очевидно, для випадкових прогнозів Q = 0 і для ідеальних Q = 1 (u=1 і $u_0^{'} = u_0$, так як в ідеальному прогнозі $n_{01} = n_{10}$ і $n_{02} = n_{20}$). При всіх помилкових прогнозах Q = -1.

При аналізі справджуваності прогнозів критерій є більш показовим, ніж H і тим більше u [15].

2.7 Оптимізація прогнозів загального призначення

Оптимізація – це процес знаходження максимума певної функції або вибору найкращого (оптимального) варіанту з безлічі можливих.

Оптимізація прогностичних алгоритмів – це вибір найкращого способу прогнозу метеорологічної величини або явища з декількох або знаходження кращого параметра (показника), що характеризує прогностичні зв'язки. Виходячи з цього, можна сформулювати два варіанти оптимізації авіаційних прогнозів погоди:

1) вибір оптимального способу прогнозу;

2) виявлення кращих параметрів прогностичних алгоритмів або знаходження найбільш оптимальних прогностичних показників.

При реалізації оптимізації використовуються такі основні критерії успішності і ефективності:

а) для кількісних прогнозів:

- коефіцієнт кореляції;
- середнє абсолютне відхилення;
- середнє квадратичне відхилення;

б) для альтернативних прогнозів:

- повторюваність прогнозів, які виправдалися;
- критерій Багрова;
- критерій Обухова;

в) для оцінки успішності багатофазових і всіх інших видів прогнозів – кількість прогностичної інформації;

г) для оцінки ефективності спеціалізованих прогнозів – нормовані або середні витрати [6, 19].

2.8 Методика розрахунку оптимальних значень прогностичних показників

У способах прогнозу явищ погоди, в основі яких лежить – лінійний дискримінантний аналіз, прогностичний алгоритм реалізується за допомогою формули

$$L = a_0 + a_1 x_1 + a_2 x_2 + \ldots + a_n x_n . \qquad (2.33)$$

При розробці даними способами прогнозу погоди використовується наступне вирішальне правило: при $L \geq 0$ в прогнозі зазначається явище погоди.

На практиці (наприклад, у способі Вайтинга) нерівність $L \geq 0$ використовується в наступному вигляді:

Якщо

$$a_1 x_1 + a_2 x_2 + \ldots + a_n x_n \geq -a_0 , \qquad (2.34)$$

то в прогнозі вказується явище погоди.

Як видно з нерівності (2.33), прогноз явища погоди залежить від величини параметра a_0, який позначино символом φ_n – порогове значення.

Внаслідок впливу місцевих умов порогове значення неоднакове для різних географічних районів. Звідси випливає, що порогове значення необхідно уточнювати для кожного конкретного регіону на місцевому архівному матеріалі.

Уточнення порогового значення розглянемо на прикладі оптимізації коефіцієнта грозонебезпеки Фауста. Оптимізацію даного коефіцієнта можна провести за допомогою двох різних методик.

В основі першої методики лежить параметричний метод дискримінантного аналізу. Алгоритм даної методики полягає в наступному:

1. Для кожного випадку архівної вибірки розраховується коефіцієнт грозонебезпечності ΔT [13].

2. Визначається інтервал мінливості коефіцієнтів як різниця між найбільшим і найменшим значеннями ΔT. Весь інтервал розбивається на рівні

градації, число яких визначається обсягом вибірки. Для отримання статистично значущих результатів необхідно, щоб у кожну градацію увійшло не менш 8-10 випадків з грозою і приблизно стільки ж без грози.

3. За отриманими даними складається таблиця випробувань (табл.2).

Таблиця 2.2 – Число випадків наявності R і відсутності $\overline{R}$ грози за градаціями коефіцієнта ΔT (спосіб Фауста)

Явище	Градація ΔT							Σ
	≤ - 6.0	-5.9÷3.0	-2.9÷0	0.1÷3.0	3.2÷6.0	6.1÷9.0	>9.1	
R	8	22	51	67	29	20	13	210
$\overline{R}$	60	106	58	39	25	16	8	312
Σ	68	128	109	106	54	36	21	522

На підставі цієї таблиці будується графік залежності числа випадків «з грозою» і «без грози» від значення ΔT (рис.2.2).

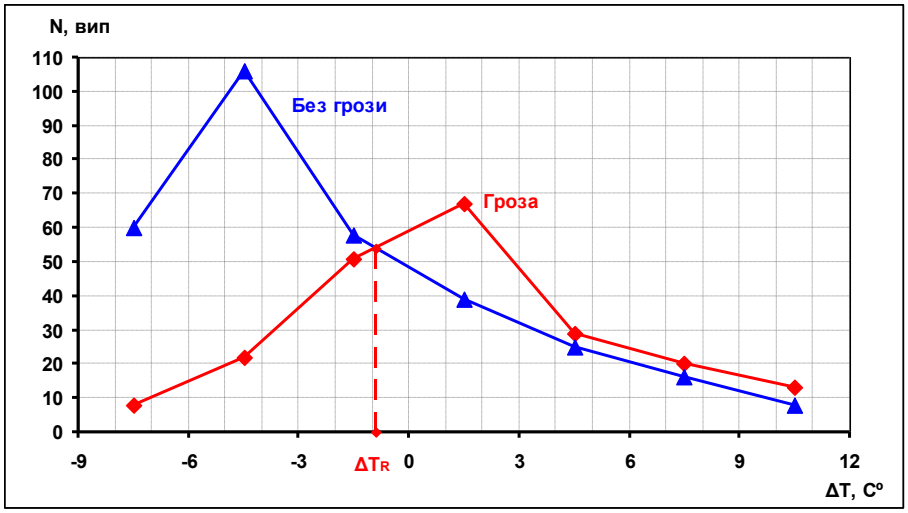

Рис. 2.2. Визначення граничного значення коефіцієнта грозонебезпеки: криві характеризують наявність (1) і відсутність (2) грозонебезпеки

Число випадків $N_{сл}$ відноситься до середини відповідної градації. На даному графіку в точці C перетину кривих числа випадків наявності і відсутності грози відраховується граничне значення коефіцієнта грозонебезпечності ΔT_n, для досліджуваного способу [18, 22].

У розглянутому прикладі граничне значення коефіцієнта грозонебезпеки Фауста слід прийняти рівним - 1,0.

При наявності достатньо великої архівної вибірки визначення граничного значення коефіцієнта грозонебезпеки доцільно проводити окремо для кожного найбільш ймовірного синоптичного положення або для кожного місяця.

Пропонована методика не може бути рекомендована для територій з низькою кліматичної повторюваністю явищ погоди при розробці прогнозу грози і зливових опадів.

В основі другої методики лежить оптимізаційний метод (знаходження максимума функції).

Алгоритм даної методики полягає в наступному:

1. Як і в попередній методиці, за даними розрахунків будується таблиця випробувань (табл. 2.2).

2. В залежності від кількості градацій ΔT складається відповідна кількість таблиць спряженості та визначаються критерії успішності для виділених ΔT_n. На конкретному прикладі табл. 2.2 покажемо оптимізацію граничного значення за допомогою критерію Обухова.

В якості першого граничного значення приймемо ΔT_n = -6, тобто при ΔT_n > -6,0 будемо в прогнозі вказувати «гроза». У цьому випадку таблиця сполучення матиме вигляд табл. 2.3. Критерій Обухова для даного граничного значення буде дорівнює Q_1 =0,16.

Таблиця 2.3 – Таблиця спряженості при ΔT_n > – 6.0

Справдилось	Прогноз		Σ
	R	$\overline{R}$	
R	202	8	210
$\overline{R}$	252	60	312
Σ	454	68	522

Для ΔT_n > -3.0 таблиця спряженості буде мати вигляд табл. 2.4 і критерій Обухова дорівнює Q_2 = 0,39 [10].

Таблиця 2.4 – Таблиця спряженості при ΔT_n>-3.0

Справдилось	Прогноз		Σ
	R	$\overline{R}$	
R	180	30	210
$\overline{R}$	146	166	312
Σ	326	196	522

Побудуємо таблиці спряженості і розрахуємо критерії Обухова для решти порогових значень. Результати розрахунків занесені в табл. 2.5.

Таблиця 2.5 – Значення критеріїв Обухова при різних ΔT_n

Порогове значення ΔT_n	Критерій Обухова Q
>-6.0	0.16
>-3.0	0.39
>0.0	0.33
>3.0	-0.14
>6.0	0.08
>9.0	0.04

Побудуємо функцію ΔT_n (Q) і, визначивши максимум даної функції, знімемо оптимальне граничне значення ΔT_n (рис. 2.3).

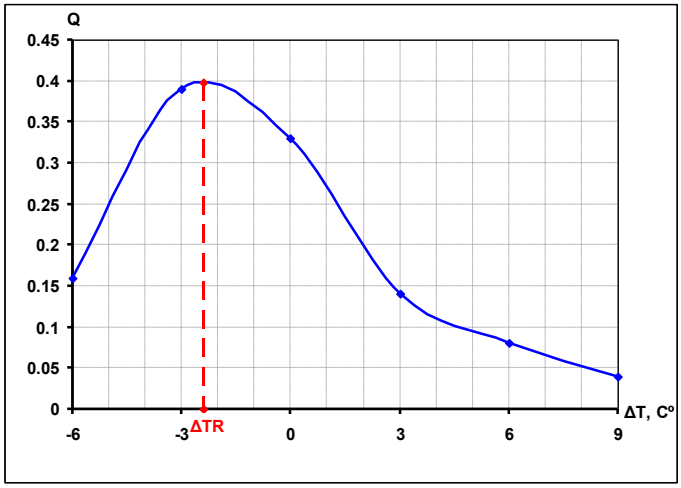

Рис. 2.3. Визначення оптимального граничного визначення коефіцієнта грозо-небезпеки ΔT_n.

2.9 Постановка завдання комплексації

Під комплексацією прогнозів розуміється складання статистично обґрунтованих рекомендацій щодо спільного використання різних способів прогнозу однієї і тієї ж характеристики стану атмосфери або метеорологічного явища з метою вибору остаточного формулювання прогнозу.

Постановку завдання комплексації. Нехай відомо m різних способів прогнозу деякої характеристики стану атмосферы. Є послідовність паралельних прогнозів, складених цими способами, довжиною N і такої ж довжини відповідні дані про предиктант $\vec{Y}$.

Можливі три варіанти такого використання:

l) створюється об'єднаний перелік предикторів розглянутої групи способів і встановлюється статистичний зв'язок між ними і предиктантом;

2) створюється об'єднаний перелік "вторинних предикторів" (наприклад, в задачі прогнозу гроз – індекса грозонебезпеки K в способі Вайтінга, індекса ΔT в способі Фауста і ін.) і встановлюється статистичний зв'язок між німи і предиктантом;

3) встановлюється статистичний зв'язок між фактичним значенням предиктанта і безпосередньо значеннями предиктанта, передбаченими розглянутими способами, тобто роль " предикторів " відводиться передбаченим різними способами значенням $\vec{Y}$.

Перший і другий підходи – об'єднання "первинних" або " вторинних» предикторів – по суті, є звичайною методикою по створенню способу прогнозу явища погоди, тільки віртуальний перелік предикторів у цьому випадку не відбирається з фізичних міркувань, а як би призначається з розглянутих спосіб.

Розв'язування завдання комплексації з використанням параметричних методів дискримінантного аналізу при перших двох підходах може призводити до порушення «табу» статистичного прогнозу [6].

Такий же недолік характерний і для третього підходу комплексації. У цьому випадку завдання комплексації залишається практично невирішеною. Дійсно, нехай комплексуються прогнози, розроблювані m кількістю способів, причому кожним прогнозом передбачається здійснення однієї з K фаз (градацій) $\vec{Y}$ і прогностичні висновки даються в категоричній формі. В

результаті статистичної обробки матеріалів паралельних прогнозів цими m способами повинні бути отримані задовільні оцінки ймовірностей здійснення різних фаз (градацій) предиктанта $\vec{Y}$.

У розглянутій постановці завдання комплексації може розглядатися як один з варіантів задачі розробки фізико-статистичних способів прогнозу (якщо під предикторами розуміти значення $\vec{Y}$, передбачені комплексованими способами).

На першому етапі розробки повинен бути визначений попередній перелік комплексованих способів. При визначенні переліку (пам'ятаючи про «табу» статистичного прогнозу) слід виключити з подальшого розгляду способи, що опинилися за результатами випробувань малоефективними, а також способи, що використовують ті ж переліки предикторів і вирішальні правила, що і способи, відібрані раніше.

Як показує практика розрахунків, при такому підході в попередній перелік має бути включено не більше 4-6 способів.

На другому етапі на архівному матеріалі розробляється серія паралельних прогнозів обраними способами. При складанні архівної вибірки бажано, по-перше, відібрати випадки, коли початковий стан атмосфери не виключав можливості виникнення прогнозованого явища і, по-друге, прагнути до кліматичної повторюваності випадків виникнення і не виникнення явища.

При 4-6 включених до попереднього переліку способів обсяг архівної вибірки повинен містити більше 500 випадків. Архівна вибірка в співвідношенні 2:1 розбивається на навчальну і контрольну (за матеріалами навчальної вибірки визначаються статистичні зв’язки, а по контрольній проводиться оцінка ефективності побудованого комплексу).

На третьому етапі проводиться остаточний відбір комплексованих способів. Так як кількість способів, включених в попередній перелік, як зазначалося вище, не перевищує 4-6, для відбору найбільш часто використовується процедура просіювання (або вичерпування інформації) [6,18].

Після знаходження оптимального комплексу складаються прогностичні рекомендації, в яких зазначаються:

- склад комплексу;

- ймовірності здійснення явища для різних формулювань прогнозів комплексованими способами;

- очікувана ефективність комплексації.

У загальному випадку можливі два варіанти комплексації: паралельна і послідовна [18].

2.10 Паралельна і послідовна комплексація

Алгоритм, в результаті якого на підставі одночасного (паралельного) прогнозу явища погоди кількома заздалегідь визначеними способами робиться висновок про наявність або відсутність явища, носить назву паралельної комплексації.

Даний алгоритм полягає в наступному.

1. Визначаються найбільш ефективні способи прогнозу для даного району базування. Обсяги архівних вибірок в основному дозволяють включати в комплекс не більше чотирьох способів. При цьому необхідно об'єднати в комплекс способи, що базуються на різних фізичних моделях одного і того ж явища.

2. Відповідно до обраних способів складається архівна вибірка, яка розбивається на навчальну і контрольну. По матеріалам навчальної вибірки розробляється серія паралельних прогнозів [4, 6].

3. За результатами паралельних випробувань будують комплексну таблицю спряженості (табл. 2.6), де прийняті такі позначення:

- у графі "Здійснилося" 1 означає здійснення, 0 – нездійснення явища;

- у графі "Передбачено" 1 відповідає формулюванню прогнозу "Наявність явища", 0 – формулюванню прогнозу "Без явища";

- 00…0, 00…1, …, 11…1 – розряди двійкових чисел. Дані числа відповідають номерам прогностичних способів, при цьому способи у всіх розрядах закріплені у строго фіксованій послідовності. Наприклад, розряд 0001 означає, що перший, другий і третій способи вказують на відсутність явища, четвертий – на наявність:

- l – кількість поєднань формулювань способів, що залучаються для комплексації;

- $(P_1)_{0j} = n_{1j}/n_{0j}$ – умовна повторюваність наявності явища при j-й комбінації формулювань комплексованих способів (розраховується для кожної комбінації формулювань у стовпцях "Передбачено");

- n_{1j} – число випадків, коли комплексованими способами передбачалася j-й комбінація формулювань і дане явище здійснилося;

- n_{j0} – число випадків, коли комплексованими способами передбачалася j-я комбінація формулювань;

- n_{10}, n_{20} – число випадків наявності і відповідно відсутності явища в даній архівній вибірці;

- N – обсяг архівної вибірки.

Таблиця 2.6 – Спряженості альтернативних прогнозів (число випадків)

Здійснилося	Передбачено						Σ
	00…0	00…1	…	01…10	…	11…1	
1	n_{11}	n_{12}	…	n_{1j}	…	n_{1l}	n_{10}
0	n_{21}	n_{22}	…	n_{2j}	…	n_{2l}	n_{20}
Σ	n_{01}	n_{02}	…	n_{0j}	…	n_{0l}	N
P_1	$(P_1)_{01}$	$(P_1)_{02}$	…	$(P_1)_{0j}$	…	$(P_1)_{0l}$	

4. Отримавши відповідну комбінацію формулювань прогнозів, визначається по табл. 2.6 значення $(P_1)_{0j}$. Якщо розробляється імовірнісний прогноз, то дане значення приймається в якості ймовірності явища, тобто $(P_1)_{0j} = P_{яв}$. У разі категоричного прогнозу необхідно порівняти P_{0j}, і порогову ймовірність P^*. Якщо $(P_1)_{0j} \geq P^*$, в прогнозі вказується наявність явище. В якості порогового значення для прогнозів загального призначення приймається P^*=0,5.

5. На контрольній вибірці проводиться оцінку успішності паралельного комплексу (якщо архівну вибірку розбити на вихідну і контрольну не є можливим, то оцінку успішності або ефективності проводиться тільки по навчальній вибірці). В якості критеріїв успішності застосовуються загальновизнані критерії: u – загальна справджуваність, Q – критерій Обухова, H – критерій Багрова [6, 18, 22].

Послідовна комплексація. При послідовній комплексації розробка прогнозу проводиться спочатку одним ("кращим") способом, потім в

залежності від передбаченого формулювання (наприклад, «гроза» або «без грози») вибирається другий спосіб і складається прогноз цим способом, далі за результатами цього прогнозу відбирається третій спосіб і т. д. Таким чином, алгоритм послідовної комплектації реалізується послідовним відбором способів, а саме: кращого, кращої пари, кращої трійки і т. д. до тих пір, поки ефективність комплексу на кожному кроці буде підвищуватися. Оформлення результатів комплексації проводиться у вигляді графа. У вершинах графа ставляться номери відібраних способів, а на розгалуженнях – значення того критерію, за яким проводиться оцінка ефективності або успішності комплексу, а також значення ймовірності появи явища (у разі застосування способів за вказаним розгалуженням). По мірі просування по графу кількість інформації при використанні сукупності способів збільшується.

В якості критерію на прийняття рішення по комплексу для спеціалізованих прогнозів застосовується порогова ймовірність P^*, а в якості оцінки ефективності способів і комплексу способів використовується величина нормованих витрат f.

У разі прогнозів загального призначення ($P^* = 0{,}5$) застосовується критерій загальної справджуваності u, який в даному випадку дорівнює величині нормованих витрат [6, 7].

3 ПАРАМЕТРИЗАЦІЯ ІНДЕКСІВ НЕСТІЙКОСТІ АТМОСФЕРИ

3.1 Характеристика вихідних даних

У якості вихідних даних для проведення дослідження використовувалися:

1) результати розрахунку індексів нестійкості атмосфери за даними станцій Харків, Київ, Одеса та Львів протягом всієї доби через кожні 3 години за теплий період з 01.05.2017 р. по 30.09.2018 років;

2) результати розрахунку значень справджуваності індексів нестійкості атмосфери (на наявність, на відсутність, загальної) за даними станцій Харків, Київ, Одеса та Львів з 00:00 по 21:00 годин СГЧ за вказаний вище період;

3) 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 з 00:00 по 21:00 СГЧ з дискретністю 3 години для станцій Харків, Київ, Одеса та Львів протягом всієї доби через кожні 3 години.

Всього за період з 1.05.2017 року по 30.09.2018 для станції Харків було виявлено 142 дня з конвективною хмарністю з них 32 дня 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 за теплий період 2017-2018 років 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 дня з грозою.

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

В даній роботі проводився аналіз результатів розрахунку індексів нестійкості атмосфери (*VT*; *CT*; *TT*; *S*-index; *Boyden*; *KO*; *SWEAT*; *SI*; *LI*; *DCI*), з метою визначення необхідності параметризації граничних меж градацій, що відповідають певній інтенсивності конвективної діяльності. Як можна

побачити всі представлені індекси мають різну кількість параметричних градацій, для узагальнення кількості градацій по всіх параметрах було прийнято рішення параметризувати їх за трьома градаціями: слабка, помірна та сильна інтенсивність конвективної діяльності.

Для виконання розрахунків вказаних індексів нестійкості атмосфери 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.

3.2 Параметризація та комплексація параметрів нестійкості

На першому етапі роботи проводився розрахунок справджуваності зазначених індексів нестійкості атмосфери, з метою виявлення відповідності значень параметрів запропонованими авторами цих індексів межам градацій. Межі градацій параметризації представлені у таблиці 3.1.

Таблиця 3.1 – Межі параметричних градацій індексів нестійкості атмосфери

Індекси нестійкості	Інтенсивність конвективної діяльності		
	Слабка	Помірна	Сильна
VerticalTotals	< 26	26 ÷ 30	≥ 30
CrossTotals	< 20	20 ÷ 28	≥ 28
TotalTotals	< 45	45 ÷ 55	≥ 55
S-index	< 40	40 ÷ 46	≥ 46
Boyden index	< 94	94 ÷ 96	≥ 96
KO-index	> 6	2 ÷ 6	> 2
SWEAT	< 300	300 ÷ 400	≥ 400
Showalter index	≥ 4	-4 ÷ 4	< -4
Lifted index	> -3	-5 ÷ -3	< -5
DCI	< 20	20 ÷ 30	≥ 30

Розрахунки індексів нестійкості атмосфери (Vertical Totals, Cross Totals , Total Totals, Boyden, Showalter,Lifted, *SWEAT*) проводилися за допомогою розрахункового алгоритму розробленого і реалізованого у програмі Microsoft

Office Excel за умов обмеження кількості параметричних висновків до трьох градацій (слабка, помірна, сильна).

Після проведення зазначених розрахунків і обмеження кількості параметричних висновків до трьох градацій, межі яких представлено в таблиці 3.1, були отримані результати справджуваності індексів нестійкості атмосфери, які наведені у таблицях 3.2 – 3.5 для станцій Харків, Київ, Одеса та Львів.

Таблиця 3.2 – Справджуваність індексів нестійкості у % для станції Харків

Справджуваність	*VT*	*CT*	*TT*	*S*-index	Boyden	*KO*	*SWEAT*	*SI*	*LI*	*DCI*
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

Для станції Харків (таблиця 3.2) непогану справджуваність у межах параметричних градацій наведених у таблиці 3.1 показали *S-index, SI* і *TT*, індекси *VT, CT* і *Boyden* показали дещо гіршу справджуваність, але все-таки в межах допустимої, а ось всі інші індекси показали себе як такі, що працюють у межах випадкового результату.

Таблиця 3.3 – Справджуваність індексів нестійкості у % для станції Київ

Справджуваність	*VT*	*CT*	*TT*	*S*-index	Boyden	*KO*	*SWEAT*	*SI*	*LI*	*DCI*
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

На станції Київ (таблиця 3.3) лише індекси *CT* і *TT* показали більш-менш прийнятні показники справджуваності (загальна справджуваність 72% і 71% відповідно). Індекси *LI* та *SI*, показали справджуваність у межах допустимої, але показники спраджуваності на наявність для *LI* і на відсутність для *SI* є такими, що свідчать про велику кількість помилкових прогнозів. Всі інші індекси взагалі спрацьовують в межах випадкового результату.

Таблиця 3.4 – Справджуваність індексів нестійкості у % для станції Одеса

Справджуваність	*VT*	*CT*	*TT*	*S*-index	Boyden	*KO*	*SWEAT*	*SI*	*LI*	*DCI*
Наявність	57	55	64	53	47	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 (табл. 3.4) показала, що практично всі індекси, окрім індексу *TT*, мають або дуже низькі або взагалі неприйнятні показники справджуваності.

Таблиця 3.5 – Справджуваність індексів нестійкості у % для станції Львів

Справджуваність	*VT*	*CT*	*TT*	*S*-index	Boyden	*KO*	*SWEAT*	*SI*	*LI*	*DCI*
Наявність	35	48	51	39	48	35	0	59	34	27
Відсутність	49	66	57	74	20	9	100	45	78	72
Загальна	47	62	56	67	25	14	81	48	69	64

З таблиці 3.5 видно, що для станції Львів жоден з розглянутих індексів нестійкості не показав більш-менш прийнятного результату справджуваності, що можна було б пояснити особливістю географічного розташування міста.

Такі доволі низькі результати по справджуваності, можна пояснити здебільшого тим, в даній роботі аналізувалися розрахункові дані отримані за допомогою розрахункового алгоритму описаного у [43] і тим, що в якості вхідних даних використовувалися прогностичні дані глобальної чисельної моделі GFS, що робить отриманні результати розрахунків не тільки діагностичними, а і прогностичними.

З аналізу результатів стає зрозумілим, що більшість з індексів потребують змінення градацій параметризації з метою покращення результатів справджуваності.

На другому етапі роботи було проведено параметризацію індексів нестійкості атмосфери за процедурою детально описаною у другому розділі. У якості визначення меж градації параметризації, було прийнято рішення випадки з вертикальною протяжністю конвективної хмарності до 2 км віднести до градації – «слабка», випадки, коли вертикальна протяжність

спостерігалося від 2 до 5 км до градації – «помірна», випадки, коли вертикальна протяжність спостерігалася більше 5 км до градації – «сильна». Для проведення процедури параметризації до розрахункового алгоритму реалізованого у програмі Microsoft Office Excel, був доданий розрахунковий блок, який дозволяє провести процедуру параметризації у автоматичному режимі і одночасно висвітлює змінення справджуваності з урахуванням меж градацій отриманих після процедури параметризації. Після проведення процедури параметризації нами були отриманні наступні межі параметричних градацій індексів нестійкості атмосфери які наведені у додатку Б таблиці Б 1-Б 4.

На третьому етапі роботи були перевіренні на справджуваність індекси нестійкості атмосфери з використанням меж параметричних градацій отриманих в результаті процедури параметризації. Результати перевірки на справджуваність індексів нестійкості атмосфери наведені у таблицях 3.6-3.9 для станцій Харків, Київ, Одеса та Львів.

Таблиця 3.6 – Справджуваність індексів нестійкості (у %) після проведення процедури параметризації для станції Харків

Справджуаність	*VT*	*CT*	*TT*	*S*-index	Boyden	*KO*	*SWEAT*	*SI*	*LI*	*DCI*
Наявність	70	76	77	85	75	83	18	85	21	69
Відсутність	68	71	79	78	62	52	98	83	100	83
Загальна	69	73	78	81	68	67	61	84	63	76

Як видно з таблиці 3.6 та таблиці 3.2 процедура параметризації покращила результати справджуваності індексів нестійкості атмосфери для станції Харків. Індекси *VT, S-index, Boyden, KO, SWEAT, LI* і *DCI* покращили результати справджуваності на наявність на 13, 31, 28, 46, 72, 24, 32 % відповідно. Індекси *Boyden, KO* також покращили справджуваність на відсутність на 29, 37 % відповідно.

Для станції Київ (табл.3.7) процедура параметризації також доволі суттєво підвищила показники справджуваності індексів нестійкості атмосфери. Індекси *VT, S-index, Boyden, KO, SWEAT, LI* і *DCI* покращили свої результати на наявність на 11, 20, 25, 43, 65, 17, 20 % відповідно. Індекси

Boyden, KO, SI також покращили результати на відсутність на 27, 40, 12 % відповідно.

Таблиця 3.7 – Справджуваність індексів нестійкості (у %) після проведення процедури параметризації для станції Київ

Справджуваність	*VT*	*CT*	*TT*	*S*-index	Boyden	*KO*	*SWEAT*	*SI*	*LI*	*DCI*
Наявність	62	71	71	68	59	65	65	71	71	63
Відсутність	62	72	72	69	57	64	65	71	70	61
Загальна	62	72	73	69	58	64	65	71	70	62

Таблиця 3.8 – Справджуваність індексів нестійкості (у %) після проведення процедури параметризації для станції Одеса

Справджуваність	*VT*	*CT*	*TT*	*S*-index	Boyden	*KO*	*SWEAT*	*SI*	*LI*	*DCI*
Наявність	59	55	65	64	49	57	62	67	62	58
Відсутність	55	72	66	66	50	57	63	70	77	62
Загальна	56	68	66	65	49	57	63	69	73	61

Після проведення процедури параметризації для станції Одесса (табл. 3.8) видно, що індекси *S-index, KO, SWEAT, LI* і *DCI* покращили свої результати на наявність на 11, 24, 62, 9, 12 % відповідно. Індекси *Boyden, KO, SI* також покращили результати на відсутність на 28, 46, 18 % відповідно.

Таблиця 3.9 – Справджуваність індексів нестійкості (у %) після проведення процедури параметризації для станції Львів

Справджуваність	*VT*	*CT*	*TT*	*S*-index	Boyden	*KO*	*SWEAT*	*SI*	*LI*	*DCI*
Наявність	63	66	69	67	58	61	69	73	70	65
Відсутність	63	65	67	68	59	61	69	70	71	62
Загальна	63	65	68	68	58	61	69	71	71	63

Для станції Львів (табл. 3.9) процедура параметризації покращила результати справджуваності індексів нестійкості атмосфери. Індекси *VT, TT, Boyden, KO, SI, SWEAT* покращили свої результати на наявність на 28, 18, 10, 26, 14, 69 % відповідно та на відсутність (параметр *SWEAT* погіршив результат

на 31%) на 14, 10, 39, 52, 25 % відповідно. Індекси *CT, S-index, LI, DCI* покращили результати лише на наявність на 18, 28, 36, 38 % відповідно.

На четвертому етапі роботи було проведено процедуру паралельної комплексації індексів нестійкості атмосфери за методикою детально описаною у другому розділі (п.п. 2.10). Для проведення процедури комплексації до розрахункового алгоритму реалізованого у програмі Microsoft Office Excel, був доданий розрахунковий блок, який дозволяє провести процедуру комплексації у автоматичному режимі і одночасно висвітлює справджуваність комплексу температурно-вологісних індексів з урахуванням меж градацій отриманих після процедури параметризації. Після проведення розрахунків параметрів нестійкості атмосфери були об'єднанні до комплексів різної варіації: до комплексу 1 (загальний) увійшли всі індекси нестійкості атмосфери; до комплексу 2 були додані *CT* + *TT* + *SWEAT* + *SI* + *LI*; комплекс 3 – *VT* + *Boyden* + *KO* + *DCI*; комплекс 4 – *S-index* + *SI* + *LI* індексів нестійкості атмосфери

Після проведення процедури комплексації були отриманні результати справджуваності індексів нестійкості в комплексах, які наведені у таблицях 3.10-3.13 для станцій Харків, Київ, Одеса та Львів відповідно.

Таблиця 3.10 – Комплексація індексів нестійкості (у %) для станції Харків

Справджуваність	Комплекс 1	Комплекс 2	Комплекс 3	Комплекс 4
наявність	78	75	67	78
відсутність	76	81	72	75
загальна	77	79	70	76

Як видно з таблиці 3.10 найкращу справджуваність для станції Харків показав комплекс за номером 2, приблизно таку ж справджуваність показали комплекси 1 та 4 (в межах 3 %). Показники справджуваності цих комплексів виявилися меншими лише за справджуваність окремо взятих *SI* та *S-index* і вищими за показники всіх інших окремо взятих індексів. Комплекс 3 показав гіршу справджуваність, отже, можна зробити висновок, що використання індексів у такому сполученні є недоцільним.

Таблиця 3.11 – Комплексація індексів нестійкості (у %) для станції Київ

Справджуваність	Комплекс 1	Комплекс 2	Комплекс 3	Комплекс 4
наявність	72	72	61	74
відсутність	73	76	70	70
загальна	73	75	67	71

Для станції Київ (табл. 3.11) найкращу справджуваність показали комплекси 1, 2 та 4 (загальна справджуваність 73, 75 та 71 % відповідно). Комплекс 3 за показником загальної справджуваності так само як і для Харкова виявився гіршим (67%), тому використання індексів у такому сполученні є недоцільним.

Таблиця 3.12 – Комплексація індексів нестійкості (у %) для станції Одеса

Справджуваність	Комплекс 1	Комплекс 2	Комплекс 3	Комплекс 4
наявність	68	68	58	72
відсутність	78	75	66	72
загальна	76	73	64	72

Після проведення процедури комплексації для станції Одеса (табл. 3.12) видно, що найкращу загальну справджуваність показав комплекс за номером 1 до якого увійшли всі індекси нестійкості атмосфери, приблизно таку ж справджуваність показали комплекси 2 та 4 (в межах 4 %).

Таблиця 3.13 – Комплексація індексів нестійкості (у %) для станції Львів

Справджуваність	Комплекс 1	Комплекс 2	Комплекс 3	Комплекс 4
наявність	79	79	62	78
відсутність	82	75	71	71
загальна	81	76	69	73

Отримані результати процедури комплексації індексів нестійкості для станції Львів (табл. 3.13) показали, що найкращу справджуваність показав комплекс за номером 1, приблизно таку ж справджуваність показали комплекси 2 та 4.

Комплекс 3 по всіх містах показав найгіршу справджуваність серед розглянутих комплексів, але незважаючи на це, показники справджуваності цього комплексу виявилися кращими за показники справджуваності всіх окремо взятих індексів, що увійшли до нього.

ВИСНОВКИ

1. Розроблений алгоритм дозволяє використовувати прогностичні дані чисельного моделювання для розрахунку прогностичних кількісних характеристик конвекції з одночасним розрахунком їх справджуваності за даними фактичної погоди.

2. Розроблений алгоритм дозволяє у автоматичному режимі проводити процедуру комплексації індексів нестійкості атмосфери з використанням будь-яких варіацій з одночасним розрахунком справджуваності кожного окремого комплексу.

3. Показники справджуваності індексів конвекції можуть бути покращені за рахунок корегування меж прогностичних градацій у автоматичному режимі.

4. Перевірка на справджуваність індексів нестійкості до та після проведення процедури параметризації показала, що справджуваність з використанням уточнених критеріальних значень індексів конвекції є вищою за справджуваність з використанням значень, запропонованих розробниками.

5. Розроблений алгоритм дає змогу адаптації критеріальних значень індексів конвекції до умов будь-якого аеродрому України з паралельною оцінкою якості такої адаптації.

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.: Гидрометеоиздат, 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.: Гидрометеоиздат, 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. – Вып.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.: Гидрометеоиздат, 2000. – 778 с.

11. Мейсон Б. Дж. Физика облаков. – Л: Гидрометеоиздат, 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.: Гидрометеоиздат, 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.: Гидрометеоиздат, 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. Школьний Є.П. Фізика атмосфери: Підручник. К.: КНТ, 2007. – 486 с.

23. Шметер С.М. Термодинамика и физика конвективных облаков. – Л.: Гидрометеоиздат, 1987. – 289 с.

24. Anderson T., Anderson M., Jacobsson C., Nilson C. Thermodinamic indices for forecasting thunderstorms in southern Sweden. Meteorol, 1989. Mag. 116. – 141-146 p.

25. Bennets, McCallum and Grant. Cumulonimbus clouds an introductory review, Meteorological Magazine, Meteorological Office. – London, 1986. – 115 p.

26. Doswell, Charles A. The operational meteorology of convective weather. Volume II., Storm scale analysis. – Boulder, Colo.: National Weather Service, 1985. – 254 p.

27. Gerald R. North, John Pyle, Fuqing Zhang. Encyclopedia of atmospheric sciences second Edition, 2014. – 998 p.

28. 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.

29. Grenci Lee M.; Nese Jon M. A World of Weather: Fundamentals of Meteorology: a Text/ Laboratory Manual. Kendall/Hunt Publishing Company, 2001. – 550 p.

30. Johnson, R. H., & Mapes, B. E. Mesoscale processes and severe convective weather. Severe Convective Storm. – Meteorological Monographs, No. 50, 2001. – 122p.

31. 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.

32. 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.

33. Leslie C. Hale, Encyclopedia of Physical Science and Technology (Third Edition), 2003. – 15453 p.

34. Markowski P., Richardson Y. Mesoscale Meteorology in Midlatitudes. – Wiley-Blackwell, 2010. – 407 p.

35. 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.

36. Mireles Mark R., Pederson Capt Kirth L., MSgt Elford Charles H. Meteorological Techniques, 13 June 2003. – 233 p.

37. 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.

38. 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.

39. Peppler Randy A. A review of static stability indices and related thermodynamic parameters, October 1988. – 94 p.

40. Rasmussen, E. N. and Blanchard D. O. A baseline climatology of sounding-derived supercell and tornado forecast parameters. Wea. Forecasting, 1998. – 1148-1164 p.

41. 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.

42. Stull Roland. Practical Meteorology: An Algebra-based Survey of Atmospheric Science. – The University of British Columbia Vancouver, Canada, 2015. – 942 p.

43. Sullivan J., Sanders L. D. Method for obtaining wet-bulb temperatures by modifying the psychometric formula. – Washington, D.C., June 1974.

44. 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.

ДОДАТКИ

Додаток А

ДОВІДКА
кафедри військової підготовки
до магістерської роботи
курсанта МВМ-19 Христини БУЗЕНОВСЬКОЇ
на тему:
«Параметризація 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: «Параметризація температурно-вологісних індексів конвективної нестійкості з використанням прогностичних даних GRIB від глобальної чисельної моделі GFS» та публікація наукової статті за її результатами у 2019 році у журналі «Матеріали студентської наукової конференції Одеського державного екологічного університету (15-18 квітня 2019р.)». С. 250-255.
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:«Параметризація 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

Табличний матеріал параметричних градацій індексів нестійкості атмосфери

Таблиця Б1 – Межі параметричних градацій індексів нестійкості атмосфери після параметризації для станції Харків

Індекси нестійкості	Інтенсивність конвективної діяльності		
	Слабка	Помірна	Сильна
VerticalTotals	< 25,5	25,5 ÷ 33	≥ 33
CrossTotals	< 20	20 ÷ 28,7	≥ 28,7
TotalTotals	< 45,5	45,5 ÷ 58,5	≥ 58,5
S-index	< 37,2	37,2 ÷ 54	≥ 54
Boyden index	< 95,4	95,4 ÷ 103	≥ 103
KO-index	> 0	-9 ÷ 0	< -9
SWEAT	< 90	90 ÷ 210	≥ 210
Showalter index	≥ 3	-4 ÷ 3	< -4
Lifted index	> 2,7	-5 ÷ 2,7	< -5
DCI	< 13	13 ÷ 33	≥ 33

Таблиця Б2 – Межі параметричних градацій індексів нестійкості атмосфери після параметризації для станції Київ

Індекси нестійкості	Інтенсивність конвективної діяльності		
	Слабка	Помірна	Сильна
VerticalTotals	< 25,3	25,3 ÷ 34	≥ 34
CrossTotals	< 19,9	19,9 ÷ 27	≥ 27
TotalTotals	< 45,5	45,5 ÷ 54	≥ 54
S-index	< 36,5	36,5 ÷ 54	≥ 54
Boyden index	< 95,5	95,5 ÷ 101	≥ 101
KO-index	> -0,7	-0,7 ÷ -18	< -18
SWEAT	< 92	92 ÷ 210	≥ 210
Showalter index	≥ 3	-2,5 ÷ 3	< -2,5
Lifted index	> 2,7	-4,6 ÷ 2,7	< -4,6
DCI	< 13	13 ÷ 32	≥ 32

Таблиця Б3 – Межі параметричних градацій індексів нестійкості атмосфери після параметризації для станції Одеса

Індекси нестійкості	Інтенсивність конвективної діяльності		
	Слабка	Помірна	Сильна
VerticalTotals	< 25,8	25,8 ÷ 34,5	≥ 34,5
CrossTotals	< 20,0	20,0 ÷ 26,0	≥ 26,0
TotalTotals	< 45,0	45,0 ÷ 53,0	≥ 53,0
S-index	< 36,0	36,0 ÷ 50,3	≥ 50,3
Boyden index	< 95,4	95,4 ÷ 103,0	≥ 103,0
KO-index	> -1,0	-1,0÷ -10,0	< -10,0
SWEAT	< 88	88 ÷ 210,0	≥ 210,0
Showalter index	≥ 2,7	-1,5 ÷ 2,7	< -1,5
Lifted index	> 2,0	-3,1 ÷ 2,0	< -3,1
DCI	< 15,0	15 ÷ 30,0	≥ 30

Таблиця Б4 – Межі параметричних градацій індексів нестійкості атмосфери після параметризації для станції Львів

Індекси нестійкості	Інтенсивність конвективної діяльності		
	Слабка	Помірна	Сильна
VerticalTotals	< 25,5	25,5 ÷ 29,3	≥ 29,3
CrossTotals	< 21,0	21,0 ÷ 30,0	≥ 30,0
TotalTotals	< 46,5	46,5 ÷ 60,0	≥ 60,0
S-index	< 39,5	39,5 ÷ 51,0	≥ 51
Boyden index	< 95,4	95,4 ÷ 101,0	≥ 101,0
KO-index	> -2,8	-2,8÷ -20,0	< -20,0
SWEAT	< 113,0	113,0 ÷ 200,0	≥ 200,0
Showalter index	≥ 2,0	-10,0 ÷ 2,0	< -10,0
Lifted index	> 1,2	-5,0 ÷ 1,2	< -5,0
DCI	< 16,0	16,0 ÷ 33,0	≥ 33,0