

ОДЕСЬКИЙ НАЦІОНАЛЬНИЙ УНІВЕРСИТЕТ ІМЕНІ І. І. МЕЧНИКОВА

Кафедра військової підготовки

Кваліфікаційна робота

на здобуття ступеня вищої освіти «магістр»

ВЕРИФІКАЦІЯ МЕТОДІВ ПРОГНОЗУ РАДІАЦІЙНИХ ТУМАНІВ

VERIFICATION OF RADIATION FOG FORECASTING METHODS

Виконав: здобувач денної форми навчання
спеціальності 103 Науки про Землю

Освітня програма Організація метеорологічного та геофізичного
забезпечення Збройних Сил України

Перелазний Артем Юрійович

Керівник Яцишен А.О. _____
(підпис)

Консультант к. геогр.н, доц, Грушевський О.М.

Рецензент к. геогр.н, доц, Вольвач О.В.

Рекомендовано до захисту:
протокол засідання кафедри
військової підготовки
№ ____ від ____ . ____ . 2024 р.

Начальник кафедри

(підпис) Олег ГРУШЕВСЬКИЙ

Захищено на засіданні ЕК № _____
протокол № __ від ____ . ____ . 2024 р.

Оцінка _____ / _____ / _____
(за національною шкалою/шкалою ECTS/ бали)

Голова ЕК

(підпис) Віталій ШЕЇН

Одеса 2024

АНОТАЦІЯ

Кваліфікаційна робота магістра Перелазного А. Ю. за темою «Верифікація методів прогнозу радіаційних туманів» присвячена вивченню методів прогнозування радіаційного туману з використанням метеорологічних моделей та аналізу кліматичних умов, що сприяють його формуванню. Дослідження базується на аналізі даних метеорологічних спостережень для визначення основних параметрів і методів прогнозу, які впливають на точність визначення умов появи туману.

У роботі було використані такі методи: Сандерса, Зверева та Кирюхіна для вивчення їх справджуваності, а також ознайомились з чисельними методами прогнозу, такі як WRF, Large – Eddy Simulation (LES), Single – Column Model (SCM) та Met Office Unified Model (UM). Дослідження включає аналіз результатів прогнозів, їх точності та можливості адаптації під локальні кліматичні умови, що є важливими для забезпечення авіаційної безпеки в умовах обмеженої видимості.

Актуальність тематики магістерської роботи обумовлена необхідністю вдосконалення методів прогнозування радіаційного туману, який значно впливає на авіаційну безпеку, особливо під час зльоту та посадки літаків, а також у транспортній галузі загалом. Радіаційний туман є важливим і складним для прогнозування метеорологічним явищем, яке утворюється внаслідок охолодження приземного шару атмосфери та часто супроводжується інверсією температури, що обмежує горизонтальну видимість.

Метою даної роботи є перевірка справджуваності методів Сандерса, Зверева, Кирюхіна з можливістю варіювання меж допустимих похибок.

Завдання, що вирішувались у рамках дослідження для досягнення мети:

– проведено аналіз даних щодо випадків радіаційного туману на станції Київ за період з 2012 року по 2017 рік;

– перевірка на справджуваність методів Сандерса, Зверева, Кирюхіна з можливістю варіювання меж допустимих похибок;

– визначення найбільш ефективного методу розрахунку температури туманоутворення по місяцям року у відсотковому співвідношенні.

Об'єкт дослідження – граничний шар атмосфери, зокрема процеси та умови, що впливають на формування і розвиток радіаційного туману в цьому шарі.

Предмет дослідження – прогноз температури туманоутворення, радіаційні тумани, їх умови виникнення та розвиток.

Методи дослідження, які було застосовано: спостереження, порівняння, аналіз, вимірювання.

Наукова новизна отриманих результатів магістерської роботи полягає у впровадженні підходу до прогнозування радіаційного туману з урахуванням локальних кліматичних умов на основі кількісних оцінок методів Сандерса, Зверева та Кирюхіна. Робота пропонує методику перевірки справджуваності та адаптації цих методів, що забезпечує більш точні прогнозні показники для регіональних особливостей. Аналіз даних дозволив визначити відмінності у справджуваності прогнозів залежно від доби, сезону та температурних умов, що сприяє підвищенню точності прогнозів видимості та зменшенню ризиків, пов'язаних із радіаційним туманом

Практичне значення результатів цієї магістерської роботи полягає в можливості використання розроблених методик для покращення прогнозування радіаційного туману, що забезпечує підвищення безпеки польотів та ефективність авіаційного руху в умовах обмеженої видимості. Рекомендації щодо застосування методів Сандерса, Зверева та Кирюхіна з урахуванням локальних кліматичних умов дозволяють адаптувати їх для використання в оперативній роботі метеорологічних служб. Це також може сприяти інтеграції нових прогнозних даних у спеціалізовані платформи, які допомагають у прийнятті рішень авіаційними службами.

Структура і обсяг роботи. Робота викладена на 63 сторінках машинного тексту, містить у собі 11 рисунків, 5 таблиць. Складається зі вступу, трьох розділів, висновків, переліку посилань із 40 джерел і додатку.

Ключові слова: радіаційний туман, методи прогнозу, граничний шар атмосфери, температура, вологість, синоптичні умови, метеорологічне забезпечення.

SUMMARY

The master's thesis of A. Perelaznyi, on the topic «Verification of radiation fog forecasting methods» is devoted to the study of methods for forecasting radiation fog using modern meteorological models and analysis of climatic conditions that contribute to its formation. The study is based on the analysis of meteorological observation data to determine the main parameters and forecasting methods that affect the accuracy of determining the conditions for fog formation.

The study applies the Sanders, Zverev and Kiryukhin methods to study their validity, as well as numerical forecast models such as WRF, Large-Eddy Simulation (LES), Single-Column Model (SCM) and Met Office Unified Model (UM). The study includes an analysis of the forecast results, their accuracy and the possibility of adaptation to local climatic conditions, which are important for ensuring aviation safety in conditions of limited visibility.

The relevance of the master's thesis topic is due to the need to improve methods for predicting radiation fog, which significantly affects aviation safety, especially during take-off and landing, as well as in the transport industry in general. Radiation fog is an important and difficult meteorological phenomenon to predict, which is formed as a result of cooling of the surface layer of the atmosphere and is often accompanied by a temperature inversion that limits horizontal visibility.

The aim of the work is to test the validity of the Sanders, Zverev, and Kiryukhin methods with the possibility of varying the limits of permissible errors.

The tasks that were solved in the study to achieve this goal:

– to analyse data on radiation fog events at Kyiv station for the period from 2012 to 2017;

– validation of the methods of Sanders, Zverev, Kiryukhin with the possibility of varying the limits of permissible errors;

– determining the most effective method for calculating the temperature of fog formation by month of the year as a percentage.

The object of research – the atmospheric boundary layer, in particular, the processes and conditions that affect the formation and development of radiation fog in this layer.

The subject of the study – fog formation temperature forecast, radiation fogs, their conditions of occurrence and development.

Research methods used: observation, comparison, analysis, measurement.

The scientific novelty of the results of the master's thesis is the implementation of an approach to forecasting radiation fog taking into account local climatic conditions based on quantitative estimates of the Sanders, Zverev and Kiryukhin methods. The paper proposes a methodology for verifying the validity and adaptation of these methods, which provides more accurate forecasts for regional features. The data analysis allowed us to identify differences in the validity of forecasts depending on the day, season and temperature conditions, which contributes to improving the accuracy of visibility forecasts and reducing the risks associated with radiation fog.

The practical significance of the results of this master's thesis lies in the possibility of using the developed methods to improve radiation fog forecasting, which ensures increased flight safety and efficiency of air traffic in conditions of limited visibility. Recommendations for the application of the methods of Sanders, Zverev and Kiryukhin, taking into account local climatic conditions, allow them to be adapted for use in the operational work of meteorological services. This can also facilitate the integration of new forecast data into specialised platforms that help aviation services make decisions.

Structure and aim of the work. The work is presented in 63 pages of typed text, includes 11 pages and 5 tables. It consists of an introduction, three chapters, conclusions, a list of references from 40 sources and an appendix.

Key words: radiation fog, forecasting methods, atmospheric boundary layer, temperature, humidity, synoptic conditions, meteorological support.

ЗМІСТ

| | |
|---|----|
| Вступ..... | 9 |
| 1. Загальні відомості про тумани..... | 12 |
| 1.1 Класифікація туманів..... | 12 |
| 1.2 Синоптичні умови утворення туману..... | 14 |
| 1.3 Метеорологічні умови утворення туманів..... | 17 |
| 2. Методи прогнозу туманів..... | 22 |
| 2.1 Способи прогнозу туманів | 22 |
| 2.2 Метод прогнозу температури туманоутворення за Сандерсом | 27 |
| 2.3 Модель WRF для прогнозування радіаційного туману..... | 30 |
| 2.4 Моделі Large – Eddy Simulatoin (LES) та Single – Column (SCM) для прогнозування радіаційного туману..... | 33 |
| 2.5 Огляд та характеристика Met Office Unified (UM) для прогнозування радіаційного туману..... | 36 |
| 3. Верифікація методів прогнозу радіаційних туманів..... | 39 |
| 3.1 Добово-річний розподіл повторюваності туманів на станції Київ..... | 39 |
| 3.2 Характеристика вихідних даних..... | 41 |
| 3.3 Перевірка на справджуваність методів Сандерса, Зверева, Кирюхіна з можливістю варіювання меж допустимих похибок | 50 |
| Висновки..... | 56 |
| Перелік посилань..... | 58 |
| Додатки..... | 62 |

ВСТУП

Формування туману в атмосфері переважно пов'язане з процесами охолодження повітря. Це може бути результатом присутності важких крапель води, крижаних кристалів або будь-яких їх поєднань, які значно обмежують горизонтальну видимість у якомусь напрямку на відстані менше одного кілометра.

Туман вважається одним з небезпечним явищем, яка може значно ускладнити авіаційні операції, роблячи посадку та зліт літаків практично неможливими, а також ускладнюючи використання авіації в бойових операціях. Тим не менш, у деяких ситуаціях туман може бути корисним, наприклад під час прихованих підготовчих заходів до наземних операцій, використовуючи його як засіб приховання розташування військ, техніки та аеродромів.

Утворення радіаційних туманів локальне явище і залежить від певних фізико-географічних факторів. Ці тумани утворюються у вигляді окремих плям, або плямистих ділянок, а не рівномірно по великій площі. Дослідження показують, що вплив вітру та характеристик рельєфу викликає радіаційний туман у певних районах гірських хребтів. Крім того, дослідження показують, що радіаційні тумани можуть формуватися навколо водних джерел або в болотистих районах у певних погодних умовах.

Утворення туману відбувається від верхніх до нижніх шарів. З досвіду роботи на аеродромах відомо, що час від виявлення помутніння під інверсією до реального утворення туману може тривати від двадцяти до тридцяти хвилин, а іноді навіть до однієї години. Для розуміння динаміки утворення туману та розробки ефективних методів управління авіаційним рухом в умовах обмеженої видимості цей інтервал часу становить вирішальне значення.

Після настання ранкового сонця поверхня швидко прогрівається, що сприяє поширенню туману. Інтенсивне підвищення температури в шарі туману зменшує інверсію температури та сприяє випаровуванню крапель туману. Водяний пар рухається вгору через вертикальні рухи, проникаючи в верхні шари атмосфери. Послідовність цих дій покращує видимість у тумані.

Обрана тема є актуальною через те, що передбачення горизонтальної видимості, яка може погіршитися через туман, є одним із явищ, які можуть становити небезпеку для авіації. Точне передбачення умов видимості забезпечує безпеку польотів і допомагає ефективно керувати авіаційним рухом, тому це стає важливою частиною метеорологічного забезпечення польотів.

Метою даної роботи є перевірка справджуваності методів Сандерса, Зверева, Кирюхіна з можливістю варіювання меж допустимих похибок.

Завдання, що вирішувались у рамках дослідження для досягнення мети:

- проведено аналіз даних щодо випадків радіаційного туману на станції Київ за період з 2012 року по 2017 рік;
- перевірка на справджуваність методів Сандерса, Зверева, Кирюхіна з можливістю варіювання меж допустимих похибок;
- визначення найбільш ефективного методу розрахунку температури туманоутворення по місяцям року у відсотковому співвідношенні.

Магістерська робота складається з вступу, трьох розділів, висновки і списку використаних джерел.

У першому розділі надано загальну інформацію про тумани, їх характеристики, класифікацію та умови утворення.

Другий розділ присвячений методам прогнозу температури туманоутворення для радіаційних туманів, запропонованим різними авторами.

У третьому розділі представлена характеристика вихідних даних, тобто розрахунки похибок між фактичними значеннями температури туманоутворення і значеннями, отриманими за допомогою різних методів

прогнозу. Також представлені результати перевірки на справджуваність методів Сандерса, Зверева, Кирюхіна з можливістю варіювання меж допустимих похибок.

У розділі висновки наведено основні результати дослідження.

У додатках представлені допоміжні матеріали.

1. ЗАГАЛЬНІ ВІДОМОСТІ ПРО ТУМАНИ

1.1 Класифікація туманів

Синоптичні умови грають ключову роль у формуванні туману. Цей процес залежить від кількох факторів, таких як стабільність атмосфери, висока вологість, низька температура повітря та наявність підвищеної конденсаційної ядерної активності. Наприклад, туман може виникнути, коли холодне повітря зіштовхується з теплою водяною поверхнею або при розчиненні вологи в атмосфері, що спричиняє насичення та конденсацію пари.

Тумани розподіляються таким чином за інтенсивністю, яка визначається горизонтальною видимістю:

- дуже сильний з видимістю менше 50 м;
- сильний з видимістю 50-200 м;
- помірний з видимістю 200-500 м;
- слабкий з видимістю 500-1000 м.

При видимості помутніння повітря на відстані більше 1 км вважається серпанком, який класифікується за інтенсивністю:

- сильна видимість на відстані 1-3 км;
- помірна видимість на відстані 3-5 км;
- слабка видимість на відстані 5-10 км.

Присутність імла в повітрі є ще однією причиною помутніння повітря. Імла має меншу відносну вологість, ніж серпанок або туман [1].

Утворення туманів зазвичай класифікують за фізичними умовами в такі категорії:

- тумани змішування;
- тумани випаровування;
- тумани охолодження;

– тумани, пов’язані з діяльністю людини.

Радіаційні, адвективні, адвективно-радіаційні, орографічні тумани та тумани схилів, також відомі як тумани охолодження, виникають через зниження температури.

Тумани випаровування включають паріння морів, річок і озер; фронтальні тумани — це результат випаровування теплих крапель дощу чи мряки в холодному повітрі; і тумани паріння морів, річок і озер — це результат додаткового охолодження холодного повітря, яке випаровується з поверхні води.

Тумани змішування, також відомі як тумани на березі, виникають, коли частини теплого та холодного повітря змішуються в прибережній зоні. Тумани, спричинені людиною, утворюються під час сильних морозів (крижані тумани) або при низьких температурах через додаткове зволоження внаслідок згоряння твердого палива (аеродромні тумани) чи рідкого палива (аеродромні тумани) [2].

Важливо пам’ятати, що немає чітких меж між різними типами туманів. Наприклад, за умов адвекції теплого вологого повітря радіаційне охолодження часто збільшує втрати тепла з підстильної поверхні.

Повторюваність різних видів туманів залежить від географічного положення та фізико-географічних характеристик регіону. Аналіз великої кількості спостережень свідчить про те, що радіаційні та адвективні тумани найчастіше виникають у більшості регіонів України та інших внутрішньоконтинентальних регіонів.

У туманах вода може бути такою:

- крапельнорідинні, що складаються зі зважених крапель;
- кристалічні, що складаються з крижаних часток;
- суміш рідких крапель і крижаних часток.

Крапельнорідинні тумани зазвичай виникають при високих температурах повітря, але вони також можуть виникнути при низьких температурах. Згідно з дослідженнями, радіаційні тумани, які знаходяться в

крапельнорідинній фазі, можуть мати температури від -3°C до -4°C , адвективні тумани від -5°C до -11°C і тумани випаровування від 10°C до 22°C .

У температурах від менше -16 градусів Цельсія до -20 градусів Цельсія можна спостерігати кристалічні тумани. У середніх широтах змішані тумани можуть бути від -11°C до -19°C , а в північних широтах від -18°C до 26°C .

Наведена категорія туманів є умовною. Інші види туманів, такі як поземні та високі радіаційні тумани, предфронтальні тумани тощо, можуть виділятися відповідно до місцевих фізико-географічних умов і практичних вимог.

1.2 Синоптичні умови утворення туману

Прогнозування туманів починається з аналізу синоптичних умов, які можуть сприяти їх появі. На цьому етапі визначається, чи є умови для конкретного типу туману. Оцінка сприятливих синоптичних умов допомагає оцінити, чи погода зараз відповідає параметрам, необхідним для формування туману. Виявляється, що цей аналіз має вирішальне значення для точного прогнозування та надання попереджень про тумани.

Коли повітря над землею охолоджується до точки роси, воно конденсується і утворює радіаційний туман. Найпоширеніший вид туману виникає вночі, коли низька інтенсивність сонячного світла зменшує теплову енергію, яка сприяє руху повітря [3].

Радіаційний туман вимагає наступних синоптичних і метеорологічних умов:

- безхмарна погода вночі, при відсутності хмар і сонця. У ночі температура повітря знижується біля поверхні;
- низька вітрова швидкість може створити сприятливі умови для тривалого існування туману, особливо в умовах відсутності інших факторів, які спричиняють розсіювання або розгонення атмосферних часток;

– відносна сухість повітря забезпечує низький вміст водяного пару. Температура повітря повинна бути близькою до точки роси, а вологість не повинна перевищувати 100%;

– відрізняється від денної температури на 5-10 градусів;

– зміна температури між поверхнею землі та повітрям над нею, особливо над вологими поверхнями, такими як пісок або волога земля. Це охолоджує повітря біля поверхні землі та може призвести до утворення радіаційного туману [4];

Радіаційні тумани найчастіше формуються в задній частині антициклону, у його західних і північних частинах, а також на гребені і в районах з низьким градієнтом баричного тиску на глибині материка. Приклади синоптичної обстановки для формування радіаційного туману представлені на (рис. 1.1-1.3).

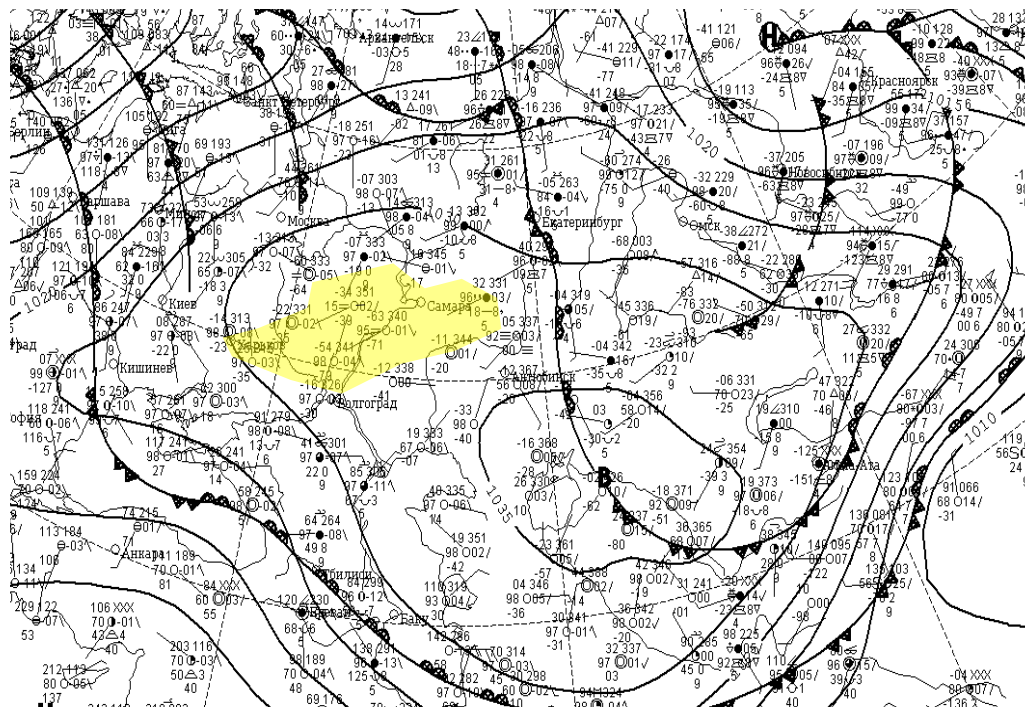


Рис. 1.1 – Радіаційний туман у теплого секторі.

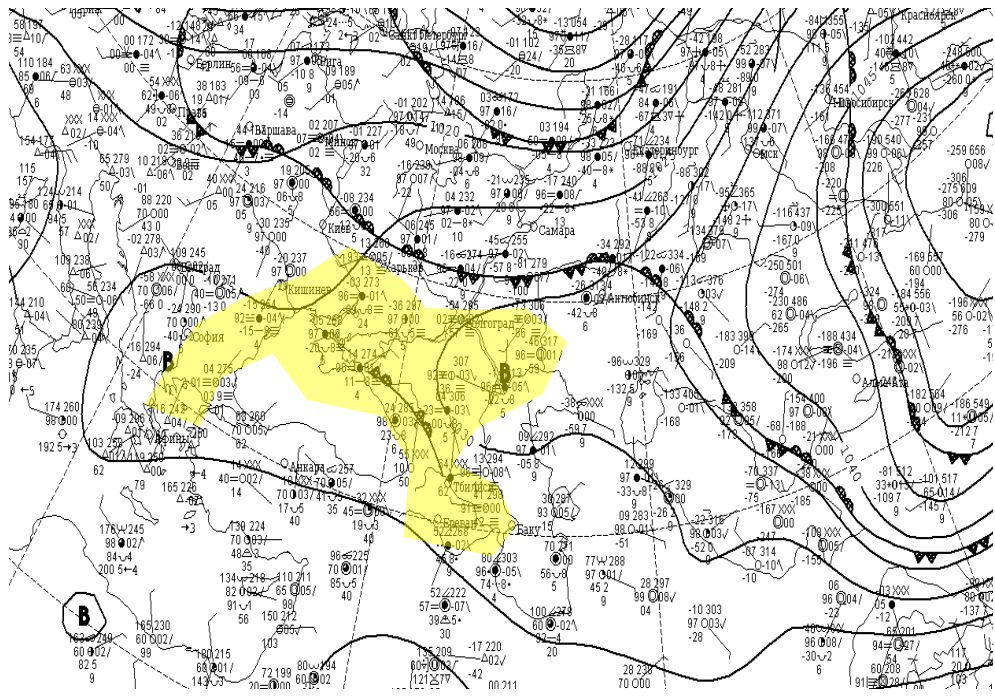


Рис. 1.2 – Радіаційний туман на гребні антициклону.

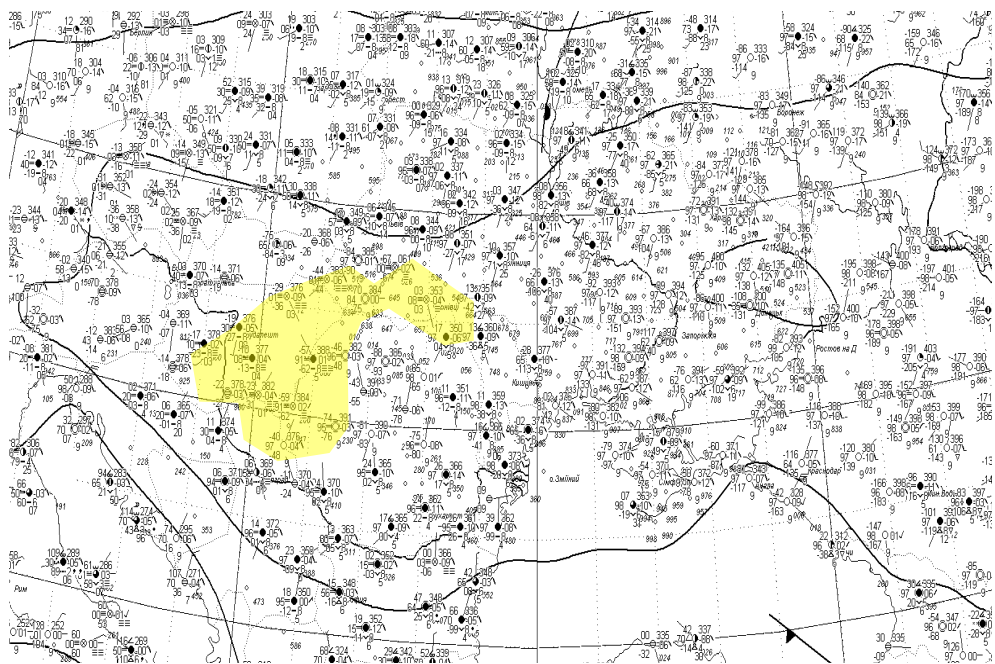


Рис. 1.3 – Радіаційний туман в мало градієнтному баричному полі.

Туман адвективно-радіаційного типу найбільш поширений у західних та північних районах антициклонів. Здебільшого, він формується на заході, біля межі антициклону[5]. Його утворення пов'язане з особливостями атмосферного руху у цих областях та визначається впливом певних фізико-

географічних умов. Крім того, слід зазначити, що у 17,8% випадків туман утворюється в теплому секторі рухомих циклонів і у 30,4% випадків на східній межі малорухомих циклонів. У результаті цих досліджень ми можемо отримати краще розуміння розподілу та особливостей адвективно-радіаційного туману [6].

1.3 Метеорологічні умови утворення туманів

Найбільш ймовірні метеорологічні умови для формування радіаційного туману:

– мінімальна хмарність після заходу Сонця або швидке розрідження хмар вночі створюють сприятливі умови для формування туману. Значущими факторами є також висока відносна вологість повітря біля поверхні землі, що перевищує 60%, та її утримання на висоті від 500 до 800 метрів під час заходу Сонця. Ці умови взаємодіють, сприяючи утворенню туману та визначаючи його характеристики;

– поверхня, насичена вологою, сприяє утворенню туману через високий рівень вологості на підстильній поверхні. Додаткова наявність вологи на поверхні значно підвищує ймовірність формування туману.

Особлива увага приділяється взаємодії вітру з утворенням радіаційного туману. Характер та ступінь формування туману тісно пов'язані із швидкістю вітру. Різні типи вітрових впливів можуть впливати на процес утворення туману, визначаючи його інтенсивність та властивості [7].

Швидкість вітру 0-1 м/с може призвести до образу сильної роси, але не сприяє утворенню туману, оскільки охолоджений шар повітря «прилипає» до поверхні землі на кілька сантиметрів у висоту.

Утворення туману буде спричинено дуже слабким атмосферним потоком із швидкістю 2-3 м/с. Це відбувається, коли охолоджений шар поступово інтегрується з основним шаром повітря. Інтенсивний туман за високого рівня вологості та сильного радіаційного охолодження пов'язані з

активністю слабкого вітру (3-5 м/с). Шаруваті хмари формуються через турбулентне перемішування та сильний атмосферний потік (понад 5 м/с), який не викликає туману [8].

Турбулентність виникає через невелике послаблення швидкості вітру з висоти. У результаті цього процесу продукти конденсації, також відомі як сублімація, переносяться вгору від поверхні землі та затримуються у граничному шарі. Швидкість вітру на висоті 100 м коливається в межах від 1 до 5 м/с, на висотах 200-300 м – від 1 до 7 м/с, а на висотах 800-1500 м – від 2 до 9 м/с, згідно з отриманими кулепілотними спостереженнями.

Інтенсивна адвекція теплого та вологого повітря, наявність піднятої або приземної інверсії температури на висоті 60-200 м, і швидкість вітру до 6-7 м/с (рідше 8-9 м/с), є ключовими факторами, що впливають на формування атмосферних умов [9].

Адвективні тумани утворюються на території України під впливом помірного або тропічного морського повітря, яке надходить з Атлантики, Середземного і Чорного морів. В результаті цього синоптичні карти демонструють значні кути між ізотермами та ізобарами (ізогіпсами). Використовуючи прогностичні дані в різних точках регулярної сітки, взаємодія цих елементів аналізується як на поверхні землі, так і на ізобаричних поверхнях при 975 та 925 гПа відповідно. Тим не менш, адвекція вологості, яку можна визначити за аналогічним методом, є не менш суттєвою для формування цих атмосферних умов.

Цей тип туману зазвичай виникає над сніговим покривом і рідше над вологим відкритим ґрунтом при температурі повітря від +5°C до -5°C. Через втрату тепла при таненні снігу тепле повітря, що надходить, охолоджується, що призводить до найбільш інтенсивних і тривалих туманів у місцях навколо снігового покриву [10].

Адвективні тумани можуть виникати в будь-який час доби, але через радіаційне охолодження повітря ввечері та вночі вони більш поширені. Адвективно-радіаційні тумани утворюються адвективними та радіаційними

факторами. Тривалість адвективних туманів залежить від тривалості синоптичних умов, які сприяють адвекції тепла та вологи. Адвективні тумани утворюються зазвичай через тривалі синоптичні процеси, що дозволяє їм тривати від кількох годин до декількох днів. На відміну від плямистих радіаційних туманів, адвективні тумани часто виникають одночасно на кількох метеорологічних станціях, утворюючи неперервну область великої горизонтальної протяжності.

На метеорологічних станціях, розташованих біля основи височин і на їх схилах, орографічні тумани виявляються частіше. Це пов'язано з тим, що в цих районах, окрім радіаційних і адвективних туманів, існують особливі умови, які сприяють формуванню туманів на схилах. Адіабатичне охолодження повітря, що піднімається вздовж схилу, і спуск холодного повітря з високогір'я до його основи є основними причинами утворення таких туманів [11].

Вологе повітря примусово піднімається вздовж вітряного схилу, піддаючись адіабатичному охолодженню, що призводить до утворення туманів сходження. Водяна пара конденсується, коли досягає точки насичення, утворюючи хмари або туман. Станції нижче рівня утворення туману можуть зафіксувати шарувату хмарність, тоді як станції вище цього рівня можуть зафіксувати туман.

Холодне повітря спускається вниз по схилу, що призводить до утворення туманів стоків у низинах. У процесі відбувається інверсія, коли холодне повітря піднімається вниз, а тепле повітря піднімається вгору, що призводить до утворення туману. В середньому товщина цього туману становить 25–30 метрів у вертикальному напрямку.

Випаровування з поверхні води становить основну причину насичення атмосфери водяною парою, що призводить до утворення туманів випаровування або туманів адвекції холоду. У холодний період року, особливо в незамерзаючих фіордах Скандинавії та Кольського півострова, та над внутрішніми Балтійським і Чорним морями, такі тумани часто

утворюються. В пізню осінь їх можна спостерігати над водоймами, такими як річки та озера. Над великими ополонками та прогалинами в Арктичному басейні також часто виникають тумани випаровування. Ці явища набувають особливої активності, взаємодіючи з холодними та вологими умовами певних регіонів [12].

Основними метеорологічними умовами, які сприяють утворенню туманів випаровування, є:

- присутність інтенсивно охолодженого повітря над сушею (цілісні високі тумани випаровування, зазвичай, розгортаються при температурі повітря нижче -16°C);

- розрив температури між водою та повітрям понад 10°C ;

- швидкість вітру 1-3 м/с (за низьких температур повітря туман може утворюватися та існувати при швидкості вітру 5-6м/с);

- створення піднятої інверсії на висоті 50-100м через переміщення холодного повітря над теплою водною поверхнею (шар повітря під інверсією стає нестійким і насичується водяною парою). Інверсія блокує вертикальний обмін і розповсюдження водяної пари з холоднішого повітря вгору. У під інверсійному шарі відбувається конденсація, що викликає утворення туману. Ці умови, сприятливі для туманів випаровування, активізуються внаслідок взаємодії холодного повітря із теплою водою, що відкриває шлях до більш детального дослідження виникнення цих явищ.

Характеристики туманів випаровування, такі як їх добові та річні коливання, вертикальна стійкість, оптимальна різниця температур між повітрям та водою, переважаючий напрямок вітру, синоптичне розташування та інші, зазнають змін відповідно до локальних умов. Наприклад, весною, коли температура води коливається від 5°C до 10°C , спостерігається значне збільшення кількості туманів уздовж Чорного моря. Ці динамічні варіації у характеристиках туманів випаровування визначаються місцевими впливами та можуть слугувати об'єктом подальших досліджень з метою розкриття їхніх більш глибоких причин та залежностей.

Фронтальний туман виникає, коли опади потрапляють у суху холодну повітряну масу з теплого фронту. Повітряна маса швидко насичується водою.

Тумани прифронтові живуть перед теплим фронтом у розвинених бароклічних зонах. Фронтальний туман утворюється переважно взимку в вузькій області перед теплим фронтом оклюзії. Він повільно рухається в холодному повітрі, насиченому водяною парою, через випаровування тепліших крапель дощу та мряки.

Випаровування із зволоженого ґрунту під час турбулентного та адвективного охолодження повітряної маси також сприяє утворенню фронтальних туманів [13].

Ідеальні атмосферні умови для фронтальних туманів:

- швидкість вітру 1-2 м/с, максимум 6-7 м/с;
- температура повітря нижче нуля, переважно від -1°C до 8°C ;
- присутність опадів у вигляді мряки або дощу;
- є фронтальна інверсія, де температура на рівні 850 мб коливається від 2°C до -4°C , а нижче, біля поверхні землі, на $3-5^{\circ}\text{C}$ нижче [14].

2. МЕТОДИ ПРОГНОЗУ ТУМАНІВ

2.1 Способи прогнозу туманів

Прогнозування радіаційного туману передбачає оцінку, наскільки синоптична ситуація сприяє чи заважає його утворенню. Якщо обстановка вже має сприятливі умови, то проводиться деталізація прогнозу радіаційного туману з використанням наявних методів. Методи прогнозу радіаційних туманів можна умовно класифікувати в дві категорії. Перша група включає методи, які передбачають розрахунок двох основних параметрів - температури туманоутворення (T_T) і мінімальної температури (T_{min}), з подальшим їх порівнянням. У свою чергу, друга група методів може враховувати більш широкий спектр факторів, таких як інтенсивність вітру, вологість повітря та інші, для точнішого і комплексного прогнозу радіаційних туманів.

Спосіб А. С. Зверева. Спосіб відомий як метод А. С. Зверева і визнаний універсальним після успішних випробувань у різних географічних областях [15].

Прогноз щодо можливості формування туману (серпанку) здійснюється шляхом порівняння значень ΔT_T (ΔT_D) та ΔT_H :

- якщо $\Delta T_H > \Delta T_T > \Delta T_D$, тоді передбачається утворення туману;
- якщо $\Delta T_T > \Delta T_H > \Delta T_D$, тоді прогнозується відсутність туману (азначається наявність серпанку).

Якщо туман виникає, необхідно визначити час його утворення. Для цього використовується розрахунок відношення $\Delta T_T / \Delta T_H$, і з використанням графіка (див. рис. 2.8), визначається частка ночі n до моменту утворення туману (де повна тривалість ночі вважається одиницею, $n = 1$). Наприклад, при тривалості ночі $n = 10$ годин, за заходом Сонця о 20 годині і згідно графіка $n = 0,5$, туман утворюється о 2 годині ночі. Чим вище значення

$\Delta T_T / \Delta T_H$, тим ближче до сходу Сонця виникає туман. Важливо враховувати, що цей метод дозволяє точно визначити час утворення туману залежно від відносних змін температур уночі і при виникненні туману.

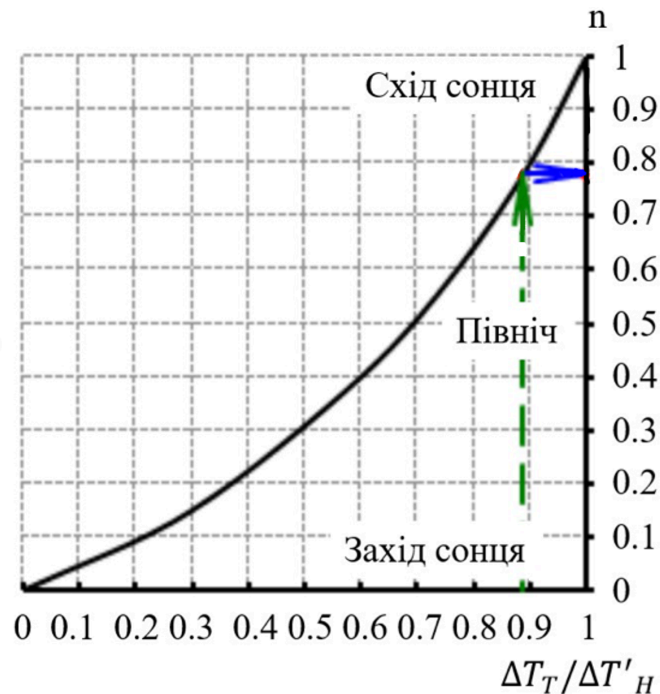


Рис. 2.5 – Графік для прогнозу часу утворення туману [4,5,7].

Перевага цього методу полягає в тому, що він детально враховує початковий та майбутній стан атмосфери. Легкість оптимізації методу досягається шляхом обчислення місцевих коригувань для кожного місяця року в залежності від конкретної синоптичної обстановки. Це унеможливорює необхідність проведення складної процедури побудови нових уточнених номограм. Застосування локальних коригувань для кожного місяця робить метод більш адаптованим до конкретних умов і дозволяє отримати точніші результати прогнозу.

Спосіб М. Є. Берлянда. Метод М. Є. Берлянда використовує наступні вихідні дані для прогнозу туману:

– температура повітря (T) та точка роси (T_d) о 18:00, 12:00, 06:00, 00:00 або 19:00, 13:00, 07:00, 01:00 годинах, що передують часу розробки прогнозу туману;

– стан ґрунту (сухий, вологий, мокрий), де ґрунт вважається мокрим, коли є калюжі на поверхні, і вологим, коли ґрунт зволожений опадами, але калюжі відсутні [16];

- прогноз кількості хмар, їх форми та висоти;
- прогноз швидкості вітру;
- час заходу та сходу Сонця.

Ці параметри використовуються для аналізу та моделювання синоптичних умов, сприятливих для утворення туману. Збір та оцінка цих даних у різні часові точки дня дозволяють зробити точний прогноз виникнення туману та визначити його характеристики.

Використання добових значень температури повітря та точки роси є ключовим етапом у прогнозуванні туману. Цей підхід дозволяє враховувати їх взаємодію протягом доби і визначати їхні впливи на наступний прогностичний період. Зокрема, аналізуючи зміни температури повітря та точки роси впродовж різних годин доби, можна прогнозувати можливе зниження температури та визначати момент та умови туманоутворення. Цей метод дозволяє здійснювати більш точний розрахунок температури туманоутворення, забезпечуючи ефективність та достовірність прогнозу.

Характеристика стану ґрунту відображає амплітуду добового коливання температури, враховуючи відомий факт, що над сухим ґрунтом ця амплітуда значно вища, ніж над вологим або мокрим ґрунтом, за однакових умов.

Цей ефект виникає внаслідок різниці в теплопровідності та реакції на ефективне випромінювання (E), яке визначається початковими значеннями температури, вологості повітря та стану неба. Зокрема, над сухим ґрунтом спостерігається більше значуще підвищення температури протягом ночі, порівняно з областями з вологим або мокрим ґрунтом. [17].

Алгоритм прогнозу включає розрахунки і використання номограм.

1. Розраховується середнє значення температури за попередню добу за виразом

$$\bar{T} = \frac{2T_{18} + T_{12} + T_{06} + T_{00}}{5} \quad (2.4)$$

2. Обчислюється температура утворення туману за виразом

$$\bar{T} = \frac{2T_{d18} + T_{d12} + T_{d06} + T_{d00}}{5} \quad (2.5)$$

3. Шляхом врахування значень T_{cp} та T_{d18} визначається ефективне випромінювання E_0 при ясному небі. [18]

4. Природно, ураховуючи передбачену хмарність та величину E_0 , визначається ефективне випромінювання E при хмарному небі.

5. За допомогою величини E , а також враховуючи стан ґрунту, швидкість вітру і проміжок часу до сходу Сонця, визначається можливе зниження температури повітря вночі (ΔT).

6. Мінімальна температура повітря обчислюється за формулою:

$$T_{min} = T_{18} - \Delta T \quad (2.6)$$

7. Порівнюючи T_T та T_{min} , робиться висновок про ймовірність утворення туману: якщо $T_T > T_{min}$, туман ймовірно утвориться, інакше, якщо $T_T < T_{min}$ на 1-2°C, утворюється серпанок.

8. Якщо прогноз передбачає туман, визначається час його виникнення.

Для цього необхідно:

1. Розрахувати різницю температур, необхідну для формування туману, можна за формулою $\Delta T_T = T_{18} - T_T$.

2. Також розраховуємо величину ΔT_1 за формулою $\Delta T_1 = T_{18} - T_{cp}$.

3. Далі, від точки початку координат вздовж осі абсцис відкладаємо ΔT_T ,

4. Від лінії АВ вздовж вісі ординат відкладаємо величину ΔT_1 .

5. Сполучаючи точки М та Е лініями, паралельними координатним осям, отримуємо точку перетину, що відповідає проміжку часу Δt , через який утворюється туман.

6. Час формування туману обчислюється як $t\Gamma = t_0 + \Delta t$ (де t_0 - час заходу Сонця) [19].

Метод М. Є. Берлянда широко використовується у випадках сталого внутрішньомасового процесу, де повітряна маса залишається в певному регіоні протягом 2 – 3 днів. Однією з переваг цього методу є врахування комплексу метеорологічних умов, включаючи стан ґрунту, що значно покращує точність прогнозу.

Спосіб І. В. Кошеленко. Метод І. В. Кошеленка був спеціально розроблений для застосування на території України [20]. Під час відбору ключових предикторів, які надають найбільше інформації, виявилось, що дефіцит точки роси $(T - T_d)_{18}$ у вечірні години до 18:00 або 19:00, прогностична швидкість вітру $V_{пр}$, мінімальна температура T_{min} , або величина можливого зниження температури від вихідного моменту часу до сходу сонця, позначена як $\Delta T_H = T_{18} - T_{min}$, визначаються як ключові фактори для прогнозування туману на даній території [21].

Функція дискримінанта, яка застосовується для передбачення туману, разом з рівнянням регресії для передбачення видимості, виглядає наступним чином:

$$D = 1,743 + 0,76 * (T_{d18} - T_{min}) - 0,35 * V_{пр} \quad (2.7)$$

$$S_{min} = 1,751 + 0,372 * (T_{d18} - T_{min}) - 0,454 * V_{пр} \quad (2.8)$$

Прогнозується виникнення туману, якщо $D \geq 0$. Мінімальна видимість у тумані S_{min} , обчислюється в кілометрах.

При певних початкових умовах прогностичні висновки можуть бути еквівалентними, тобто $D \geq 0$, $S > 1$ км, або навпаки, $D < 0$, і $S < 1$ км. У таких випадках прогноз туману піддається уточненню.

2.1 Метод прогнозу температури туманоутворення за Сандерсом

Метод Сандерса представляє собою засіб визначення температури туманоутворення, ґрунтуючись на аналізі температурного градієнту на земельній поверхні та вище неї. Цей підхід базується на вивченні температурного градієнту на поверхні землі та вище неї, а також на рівні температури точки роси. Використання методу Сандерса дозволяє оцінити температуру, при якій відносна вологість повітря досягає 100%, що може спричинити утворення туману.

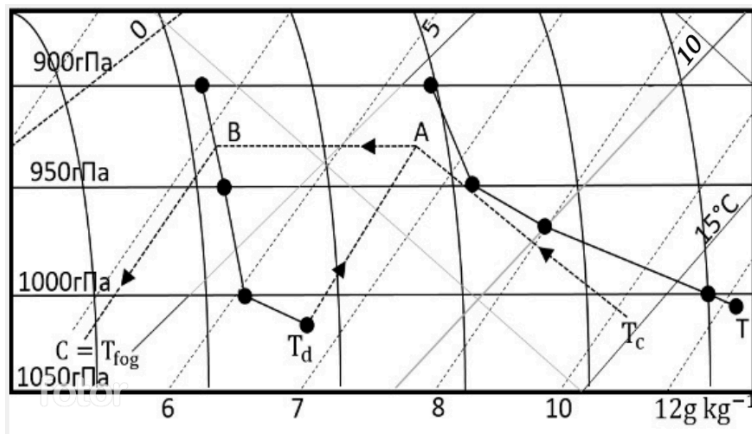
Метод Сандерса дозволяє встановити температуру туманоутворення шляхом вимірювання температури повітря та температури точки роси на висоті 2 метри вище землі. У випадку, коли температура повітря майже однакова з температурою точки роси, це свідчить про те, що оточуюче повітря насичене водяною парою і має потенціал для утворення туману [22].

На рис. 2.1 показані різні сценарії розподілу кривих температурних точок роси та стратифікації, і методи визначення точок туману.

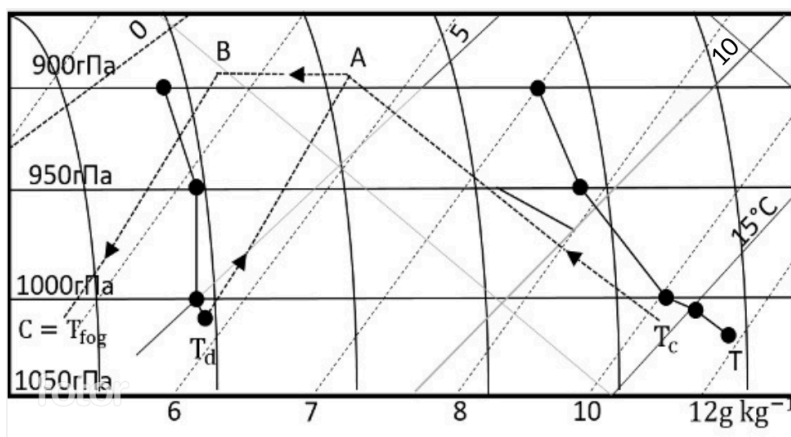
Сценарій номер один, представлений на (рис. 2.1 а), демонструє наявність суперадіабатичного розподілу кривої стратифікації від поверхні землі. У цьому сценарії криву стратифікації усереднюють від точки, де розподіл температури стає нормальним, тобто від точки, де температура зменшується зі зростанням висоти. Після цього використовується загальноприйнята методика для визначення рівня конденсації та визначення значення точки туману (яке було зазначено вище).

Сценарій номер два (рис. 2.1 б) показує, що якщо крива точок роси зростає на будь-якому рівні з нормальним розподілом, стрімко збільшується, а потім раптово зменшується, то від останнього рівня виникає пряма лінія із збільшенням значення точки роси, і цей процес повторюється. Після цього проводиться оцінка рівня конденсації та значення точки туману згідно з раніше зазначеним підходом [23].

Сценарій номер три (рис. 2.1 в). Двома способами можна визначити точку туману, якщо точка роси на поверхні розташована ліворуч від точки роси на вищому рівні:

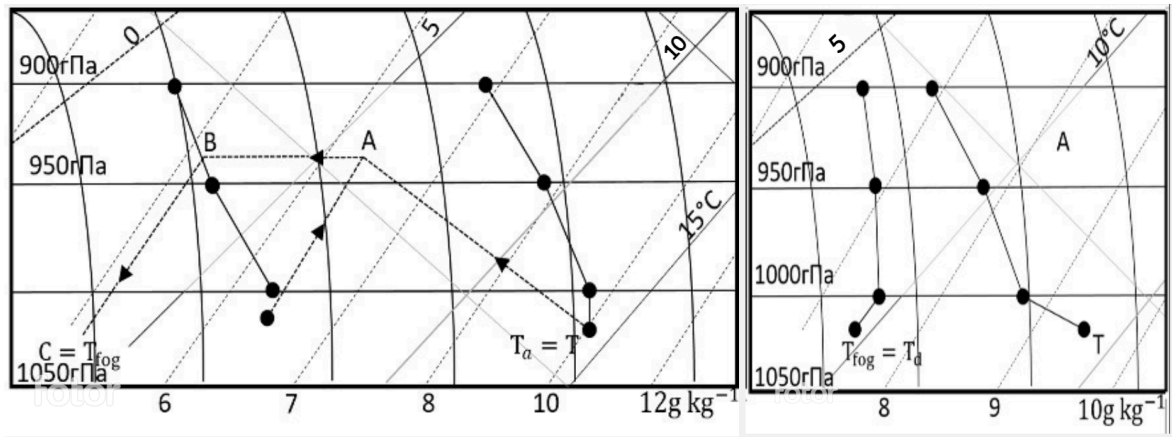


а)



б)

Необхідно порівняти температуру на висоті 2 метри з температурою повітря на поверхні землі. Якщо температура на поверхні землі нижча, ніж на висоті 2 метри, це може вказувати на умови, які сприяють утворенню туману. Додатково, це може бути ознакою перспективного розвитку метеорологічних умов, що впливають на формування туману.



в)

Рис. 2.1 – Представлена оцінка точки туману виконана відповідно до методу Сандерса з врахуванням корекцій, які внесені на основі полуденних зондувань за різних умов [24].

Наприклад, під час нічного періоду, коли земля випромінює тепло внаслідок відсутності сонячного світла, може статися так, що температура на поверхні землі буде нижчою, ніж температура повітря на висоті 2 метри. Якщо виявиться, що температура повітря на поверхні землі вища, ніж на висоті 2 метри, це може свідчити про те, що умови не сприятливі для утворення туману. Додатково, це спостереження може вказувати на можливі зміни у метеорологічних умовах, які впливають на можливе утворення туману.

Для визначення температури туманоутворення за методом Сандерса, потрібно використовувати висотні метеорологічні дані, які забезпечують вимірювання температури та вологості повітря на різних висотах. У цьому випадку температура туманоутворення розраховується як середнє значення температури на тих висотах, де відносна вологість повітря досягає 100%.

Метод Сандерса – це досить простий та ефективний засіб визначення температури туманоутворення. Незважаючи на його ефективність, варто зауважити, що його точність може бути обмеженою, особливо у випадках, коли настають зміни в погодних умовах. Важливо враховувати, що температура туманоутворення може варіюватися для різних типів туману.

Для отримання точних результатів рекомендується проводити додатковий аналіз та уточнення параметрів з урахуванням конкретних умов, що можуть впливати на процес утворення туману [25].

Також слід враховувати, що метод Сандерса дозволяє визначити температуру туманоутворення лише для конкретної метеорологічної станції, а не для всієї території в цілому. Тому для отримання більш точних результатів вимірювань рекомендується проводити їх на декількох станціях, розташованих у різних частинах даної області. Це дозволить уникнути спотворень, пов'язаних з локальними особливостями, і забезпечить більш вичерпний аналіз метеорологічних умов, який буде корисним для прогнозування туманоутворення в різних частинах регіону.

Незважаючи на певні обмеження, метод Сандерса виявляється значущим інструментом у передбаченні утворення туману та сприяє розробці стратегій для запобігання можливим негативним наслідкам. Цей метод також широко застосовується у метеорологічних дослідженнях та аналізі клімату для оцінки умов утворення туманів у конкретних регіонах. Для отримання більш точних та узагальнених результатів рекомендується враховувати метеорологічні особливості на різних метеостанціях, розташованих у різних частинах регіонах.

2.3 Модель WRF для прогнозування радіаційного туману

Модель Weather Research and Forecasting (WRF) є однією з провідних чисельних моделей для прогнозування погоди і широко використовується для моделювання різноманітних метеорологічних явищ, зокрема туману. Вона забезпечує високу просторово-часову роздільну здатність, що є критично важливим для прогнозування радіаційного туману, оскільки він є локальним явищем, яке залежить від тонких метеорологічних процесів.

У моделі WRF реалізовані різні схеми мікрофізики, що дозволяють моделювати процеси конденсації водяної пари та утворення крапель води в приземних шарах атмосфери. Це дозволяє точно моделювати процеси, які безпосередньо впливають на утворення туману, наприклад, фазові перетворення води в приземному шарі атмосфери під час охолодження поверхні [26].

Радіаційний туман часто виникає при інверсії температури, коли приземні шари повітря охолоджуються швидше за вищі. Модель WRF здатна точно моделювати ці вертикальні профілі температури. Вона враховує градієнт температури між поверхнею і рівнем 850 гПа, що є ключовим показником для прогнозу стабільності атмосфери і ймовірності виникнення туману.

Висока відносна вологість (понад 90%) є однією з основних умов утворення туману. WRF дозволяє прогнозувати відносну вологість на різних висотах і точно визначати моменти, коли вона досягає критичного рівня для конденсації. Це особливо важливо для прогнозу туманів, які виникають через радіаційне охолодження в нічний час.

Низька швидкість вітру є ще одним важливим чинником для утворення радіаційного туману, оскільки це сприяє збереженню стабільності повітря і накопиченню вологи біля поверхні. WRF забезпечує високоточне моделювання вітру, що дозволяє визначати локальні умови, сприятливі для утворення туману [27].

Для покращення прогнозування туманів у моделі WRF використовується методика MBFog (Multitest-Based Fog). Вона включає кілька тестів на основі ключових метеорологічних змінних, що виходять з WRF.

FSI оцінює стабільність атмосфери на основі різниці між температурою поверхні, температурою на висоті 850 гПа та швидкістю вітру. Якщо цей індекс нижче певного порогу, атмосфера вважається стабільною і є високий ризик утворення туману.

Індекс стійкості туману (FSI) отримується за такою формулою:

$$FSI = 2(T_s - T_d) + 2(T_s - T_{850}) + WS_{850} \quad (2.9)$$

T_s – температура на поверхні землі, (К).

T_d – температура точки роси на поверхні землі, (К).

T_{850} – температура на висоті 850 гПа, (К).

WS_{850} – вітер на висоті 850 гПа, (м/с) [20].

Радіаційний туман прогнозується, якщо відносна вологість біля поверхні перевищує 90%, а швидкість вітру на висоті 10 м не перевищує 2 м/с. Цей критерій є важливим для точного прогнозування радіаційних туманів, які утворюються у спокійних умовах з високою вологістю.

Якщо різниця між температурою поверхні і точкою роси є мінімальною (менш ніж 2°C), це свідчить про високий ризик утворення туману. WRF дозволяє враховувати цю різницю в режимі реального часу, що значно перевищує точність прогнозу [28].

Модель WRF у поєднанні з методикою MBFog була протестована на території Італії, де радіаційний туман є частим явищем, особливо у холодну пору року. Прогнозування туманів за допомогою WRF дало наступні результати:

1. Точність прогнозу (Ассурасу) – 96%.
2. Ймовірність виявлення (POD) – 83%.
3. Ймовірність хибної тривоги (FAR) – 18%.

Ці показники демонструють високу ефективність і точність моделі WRF для прогнозування радіаційного туману, що робить її надійним інструментом для застосувань, де точний прогноз туману є критично важливим (сонячна енергетика, авіація, транспортна інфраструктура) [29].

2.4 Моделі Large-Eddy Simulation (LES) та Single-Column Models (SCM) для прогнозування радіаційного туману

Радіаційний туман є складним метеорологічним явищем, яке виникає внаслідок радіаційного охолодження земної поверхні у нічний час. Прогнозування таких туманів вимагає детального моделювання фізичних процесів, зокрема турбулентності, переносу енергії та мікрофізики конденсації. Для цього використовуються різні типи чисельних моделей, серед яких Large-Eddy Simulation (LES) і Single-Column Models (SCM) є одними з найпоширеніших. Обидві моделі мають свої особливості та підходять для різних цілей прогнозування радіаційного туману [30].

Large-Eddy Simulation (LES) є чисельною моделлю, що застосовується для високоточного моделювання турбулентних процесів в атмосфері. LES зосереджена на моделюванні великих турбулентних вихорів, які виникають у атмосфері, і з точністю моделює фізичні процеси, що впливають на утворення радіаційного туману. Ця модель відрізняється високою просторово-часовою роздільною здатністю і здатністю детально моделювати фізику туману, зокрема процеси конденсації, осадження крапель води та турбулентні коливання. Основні характеристики LES:

1. LES моделює великі вихори в атмосфері, що визначають обмін енергії та вологи у стабільному граничному шарі (SBL). Це дозволяє точно передбачати умови, за яких туман починає формуватися та його розвиток, зокрема в нічний час.

2. LES використовує дрібні сітки для моделювання як вертикальних, так і горизонтальних процесів, що дає змогу детально описати фізичні механізми утворення туману та процеси радіаційного охолодження.

3. Модель LES включає схеми, що враховують утворення крапель води, їх осадження та взаємодію з аерозолями, що відіграє важливу роль у прогнозуванні товщини туману та його оптичних властивостей. Наскільки чутливим є розвиток туману для моделей, які імітують осадження крапель

хмаридеталі параметризації? Це досліджується за допомогою MONC LES шляхом зміни параметра форми, μ , який використовується в розподілі розмірів крапель хмари:

$$N(D) = N_0 D^\mu e^{-\lambda D} \quad (3.0)$$

N – кількість крапель діаметра D ;

N_0 – параметр перетину;

λ – параметр нахилу.

4. У LES великі вихори моделюються прямо, а дрібні процеси параметризуються, що дозволяє зберегти баланс між точністю моделювання та обчислювальною ефективністю.

5. Модель LES може детально моделювати баланс довгохвильового випромінювання на поверхні Землі, що призводить до охолодження приземного шару повітря і утворення туману [31].

LES є потужним інструментом для аналізу радіаційного туману, оскільки забезпечує високу точність у відтворенні тонких фізичних процесів. Однак через велику обчислювальну складність, її здебільшого використовують для дослідницьких завдань та окремих випадків прогнозування туману, а не для регулярних операційних прогнозів. LES дозволяє глибше розуміти механізми утворення туману і є ефективною для моделювання складних погодних умов у локальних масштабах [32].

Single-Column Models (SCM) — це спрощені чисельні моделі, які представляють атмосферу як один стовпець і фокусуються виключно на вертикальних обмінах енергії, вологи та тепла. SCM не враховують горизонтальних перенесень, що дозволяє зосередитися на процесах, які є ключовими для утворення радіаційного туману, зокрема на радіаційному охолодженні та конденсації водяної пари в приземному шарі. Завдяки своїй простоті та швидкості обчислень, SCM широко використовуються в

операційних чисельних моделях прогнозу погоди (NWP). Основні характеристики SCM:

1. SCM моделюють виключно вертикальні процеси в атмосфері, такі як перенесення тепла, енергії та вологи у вертикальному напрямку. Це дозволяє зосередитись на процесах, що відповідають за утворення туману, таких як радіаційне охолодження та конденсація.

2. SCM є значно менш обчислювально затратними порівняно з LES, що дозволяє використовувати їх для швидких прогнозів у операційних системах чисельного прогнозу погоди. Ця модель зручна для регулярного прогнозування радіаційного туману.

3. SCM використовують спрощені параметризації турбулентності, що дозволяє моделювати вертикальні потоки енергії та тепла в стабільному граничному шарі (SBL), де формується радіаційний туман.

4. SCM використовують спрощені мікрофізичні схеми для моделювання процесів утворення крапель, осадження та конденсації водяної пари. Це дозволяє моделювати процеси конденсації в атмосфері, але ці схеми менш деталізовані порівняно з LES [33].

SCM широко застосовуються для прогнозування радіаційного туману в операційних системах, таких як чисельні моделі прогнозу погоди (NWP). Їхня здатність швидко і ефективно моделювати вертикальні процеси дозволяє точно визначати час утворення туману, його товщину та розсіювання. SCM зосереджуються на моделюванні вертикального профілю температури та вологості, що є ключовими факторами для прогнозування радіаційного туману.

Попри свою швидкість і ефективність, SCM можуть бути схильні до неточностей у прогнозах через відсутність моделювання горизонтальних процесів та спрощену мікрофізику. Це може призвести до помилок у моделюванні товщини туману або часу його розсіювання [34].

LES забезпечує детальне моделювання турбулентних процесів і конденсації крапель води, що робить її точним інструментом для

прогнозування радіаційного туману на локальних масштабах. Однак, вона є обчислювально затратною і використовується переважно для дослідницьких цілей. SCM, навпаки, є простішими та швидшими моделями, які підходять для операційного використання в NWP-системах. SCM добре підходять для регулярного прогнозування радіаційного туману завдяки своїй ефективності, але мають обмеження в точності через спрощені фізичні схеми та відсутність горизонтальних процесів [35].

2.5 Огляд та характеристика Met Office Unified (UM) для прогнозування радіаційного туману

Met Office Unified Model (UM) є однією з провідних моделей для чисельного прогнозування погоди, яка використовується для моделювання радіаційного туману завдяки своїм високоточним параметризаціям і можливостям опрацьовувати процеси, що мають вирішальне значення для утворення туману. У цьому розділі розглянуто основні характеристики моделі UM, які забезпечують її ефективність у прогнозуванні радіаційного туману [36].

Однією з ключових характеристик Met Office Unified Model (UM) є її здатність працювати з дуже високою роздільною здатністю, що дозволяє моделювати локальні метеорологічні процеси з високою точністю. Модель може функціонувати на сітках із кроком до 100 метрів, що забезпечує деталізоване відображення туману в регіонах зі складним рельєфом, таких як долини чи пагорби. Це важливо для регіонів, де локальні зміни температури та вітрових умов можуть значно вплинути на утворення та тривалість туману. Висока роздільна здатність також дає змогу детально відтворювати поведінку повітряних мас та температурні градієнти, що сприяє підвищенню точності прогнозів .

Met Office Unified Model (UM) використовує одномоментні схеми мікрофізики для моделювання процесів, пов'язаних із конденсацією, ростом

та осіданням крапель туману. Це дозволяє враховувати складні фізичні процеси, що визначають розвиток туману на рівні мікроявищ. Важливим аспектом є моделювання взаємодії між краплями туману та аерозолями, оскільки аерозолі діють як центри конденсації, на яких утворюються краплі. Це впливає на густину туману та його оптичну товщину, що має прямий вплив на видимість. Врахування мікрофізичних процесів є ключовим для моделювання густини туману та визначення тривалості туманних явищ [37].

Турбулентність відіграє важливу роль у прогнозуванні радіаційного туману, і UM використовує тривимірну модель турбулентності для точного прогнозування її впливу на формування туману. Радіаційний туман утворюється в стабільних приземних шарах атмосфери, де рівень турбулентності є мінімальним. Завдяки своїй тривимірній моделі турбулентності, UM може точно передбачити, коли умови сприятимуть утворенню туману або, навпаки, коли підвищення турбулентності призведе до його розсіювання. Це особливо важливо для регіонів з активною динамікою повітряних мас, де навіть незначні зміни в турбулентності можуть істотно впливати на життєвий цикл туману [38].

UM враховує взаємодію між аерозолями та хмарами для більш точного прогнозування туману та видимості. Аерозолі відіграють важливу роль у формуванні крапель туману, оскільки вони сприяють конденсації водяної пари. Ця взаємодія дозволяє моделі точно прогнозувати оптичну товщину туману, що впливає на його густину та тривалість. Також модель враховує зміну концентрації аерозолів, що може мати значний вплив на прогноз видимості, особливо в умовах забрудненого повітря або в промислових регіонах.

Модель UM включає параметризацію хмар та оптичної товщини туману, що дозволяє більш точно моделювати вплив туману на видимість. Це є ключовою характеристикою для забезпечення точних прогнозів у транспортному секторі, зокрема для авіації. Важливою є здатність моделі розрізняти різні типи туману залежно від його оптичних властивостей, що

дозволяє визначати тривалість явища та можливість його розсіювання. Це дозволяє УМ передбачати, коли туман залишатиметься стабільним, а коли його густина знижуватиметься [39].

Модель УМ адаптована для різних географічних регіонів і враховує локальні мікрокліматичні процеси, такі як гравітаційні течії та ефекти радіаційного охолодження в долинах. Це забезпечує точніший прогноз у специфічних регіональних умовах, де глобальні або регіональні моделі можуть не враховувати локальні фактори, що впливають на утворення туману. Модель дозволяє точно прогнозувати утворення та тривалість туману в таких місцях, де локальні температурні або вітрові умови можуть значно відрізнятись від загальнорегіональних прогнозів.

УМ використовує параметризацію взаємодії між поверхнею Землі та атмосферою для точного прогнозування процесів радіаційного охолодження, які є основним фактором у формуванні радіаційного туману. Модель враховує тепловий баланс поверхні та радіаційні процеси, що дозволяє точно прогнозувати втрату тепла поверхнею та конденсацію водяної пари в нічний час. Це особливо важливо для прогнозів туману в умовах безхмарної погоди, коли радіаційне охолодження сприяє швидкому зниженню температури повітря поблизу поверхні, що є необхідною умовою для утворення туману [40].

3. ВЕРИФІКАЦІЯ МЕТОДІВ ПРОГНОЗУ РАДІАЦІЙНИХ ТУМАНІВ

3.1 Добово-річний розподіл повторюваності туманів на станції Київ

Ця робота є докладним аналізом кліматичних умов на станції Київ, зокрема акцентуючи увагу на факторах, що впливають на утворення туманів у різні періоди року та доби. Дослідження базується на статистичній обробці даних щодо температури, за якої виникають тумани. Ці дані були систематизовані в добово-річний розподіл, який враховує середні значення температури для кожної комбінації місяця та часу доби. Такий підхід дозволяє отримати більш точну картину температурних змін, що призводять до туманних явищ.

Для порівняння отриманих результатів використано прогностичні моделі, засновані на методах Сандерса, Зверева та Кирюхіна. Кожен із цих методів має свої особливості. Наприклад, метод Сандерса дозволяє аналізувати короткострокові прогнози, що корисно для оперативного визначення умов туманоутворення впродовж доби, за рахунок аналізу аерологічної інформації. Метод Зверева і Кирюхіна передбачає більш глибоке вивчення сезонних коливань температури, що сприяє розумінню умов утворення туманів у перехідні періоди року і зосереджені на впливі додаткових метеорологічних показників, таких як вологість повітря, напрямок і швидкість вітру, що також відіграють роль у формуванні туманів.

Завдяки комбінації зазначених методів отримано аналогічний температурний розподіл для умов туманоутворення, який є особливо цінним для визначення сприятливих умов для виникнення туманів на станції Київ. Цей підхід дозволяє виявити вплив часу доби та місяця року на температуру,

що сприяє кращому розумінню кліматичних умов у цій місцевості та сприятливих періодів для туманоутворення.

Аналіз графіка добово-річного розподілу повторюваності туманів на станції Київ (рис. 3.1) показав наявність певних закономірностей. Зокрема, виявлено, що найбільша частота туманів спостерігається у перехідні сезони — з вересня по грудень та пізньою весною. Це пояснюється тим, що в цей період температура повітря та рівень вологості частіше знаходяться на значеннях, що сприяють конденсації вологи, утворюючи туман.

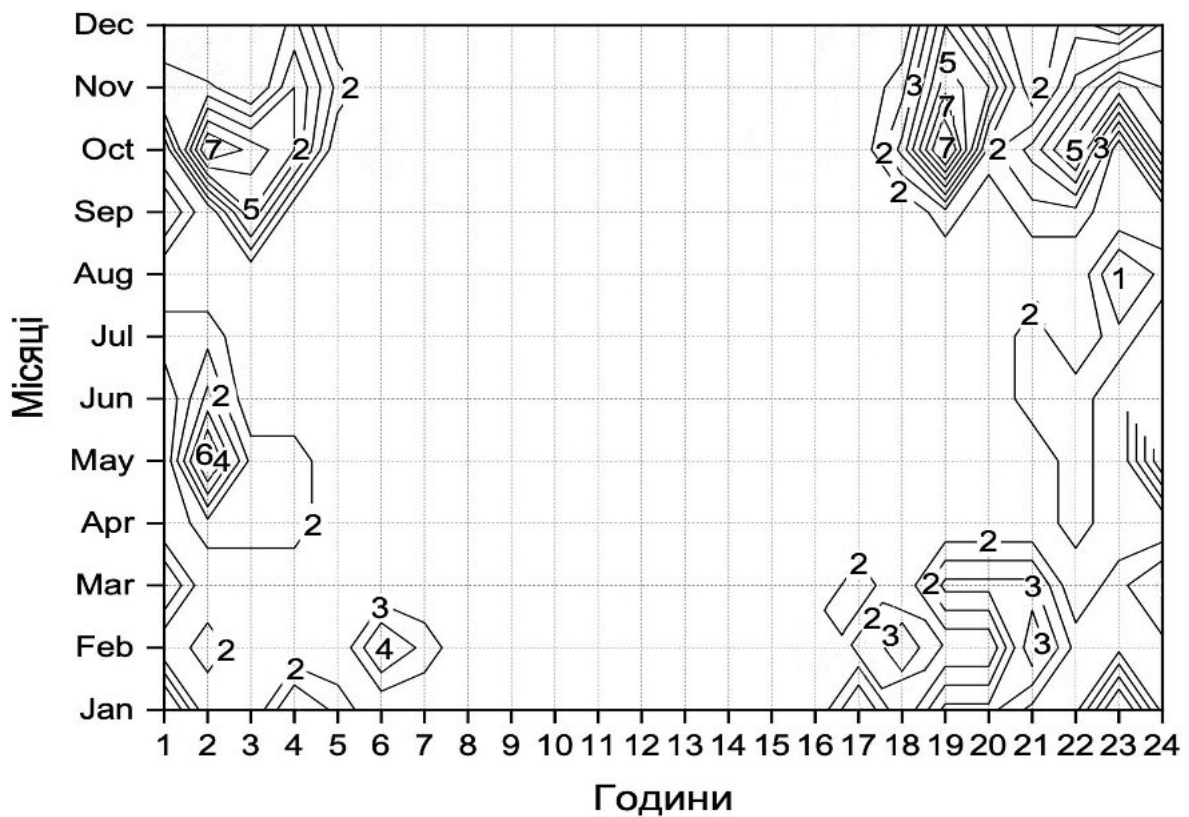


Рисунок 3.1 – Добово – річний хід повторюваності туманів на ст. Київ в період з 1 січня 2012 року по 31 грудня 2017 року.

Щодо добового розподілу, найінтенсивніші прояви туманів відзначаються у ранкові години, між 02:00 год. та 06:00 год., і ввечері, між 18:00 год. та 20:00 год. Така закономірність пов'язана з добовими коливаннями температури повітря, коли зниження температури вночі та ввечері сприяє підвищенню відносної вологості та процесу конденсації.

Водночас, відсутність радіаційного туману в денні години з 08:00 год. до 16:00 год. може бути пояснена тим, що сонячна радіація швидко підвищує температуру, випаровуючи наявний конденсат.

Зібрані результати представляють собою цінний інформаційний ресурс, що може бути використаний не лише для опису кліматичних особливостей станції Київ, але й для розробки прогнозів туманних явищ у майбутньому. Завдяки такому підходу, де враховані сезонні та добові зміни температури, можливо підвищити точність прогнозування туманів, що є особливо важливим для забезпечення авіаційних польотів, оскільки туман часто спричиняє погіршення видимості та створює ризики для виконання авіаційних задач.

3.2 Характеристика вихідних даних

Для проведення досліджень використовувалась незалежна вибірка з 120 випадків, під час яких спостерігалось утворення радіаційного туману на станції Київ за період з 2012 по 2017 рік. Дані для аналізу було взято з архіву погоди аеродрому Жуляни. Для розрахунку використовувалися дані щодо фактичної погоди і вологості о 00:00 год., 12:00 год. для методу Сандерса, та 13:00 год. та 19:00 год. для методів Зверева і Кирюхіна.

Для розрахунку температури туманоутворення за методами Зверева і Кирюхіна було взято дані про температуру і вологість о 13:00 та 19:00 годині. Щодо методу Сандерса, необхідні дані було відібрано з АРМ синоптика та архіву фактичної погоди для станції Київ.

Прогноз радіаційного туману заснований на порівнянні температури туманоутворення з мінімальною температурою. Зазвичай для цього використовується температура, зафіксована під час заходу Сонця. Однак,

щоб точніше передбачити температуру утворення туману, важливо враховувати місцеві кліматичні особливості та адаптувати метод до них.

Використання фіксованого часу для прогнозування температури туманоутворення дозволяє враховувати ці особливості і отримувати високу ймовірність утворення радіаційного туману. Такий підхід забезпечує можливість аналізувати наявні дані і робити прогнози, враховуючи умови конкретного місця і певний період року.

Під час аналізу випадків утворення туману були застосовані коефіцієнти, які були розроблені на основі попередніх досліджень та було враховано всі фактори для них.

Подані дані, які були в минулій роботі, представляють розрахунки похибок між фактичними значеннями температури туманоутворення і значеннями, отриманими за допомогою різних методів прогнозу.

Розглянемо приклад для вересня. У представлений таблиці нижче вказані значення похибок для кожної з методик прогнозу температури туманоутворення для годин від 16:00 до 06:00 год.

Табл. 3.1 – Похибки між фактичним значенням температури туманоутворення і значеннями по кожній годині доби, розрахованими за різними методами для вересня місяця.

| Методи/години | 16 | 17 | 18 | 19 | 20 | 21 | 22 | 23 | 24 | 1 | 2 | 3 | 4 | 5 | 6 |
|-----------------|------|------|------|------|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|------|------|------|
| Сандерса | -0,6 | -0,9 | -1,2 | -0,5 | 1,2 | 0,9 | 1,2 | 1,1 | 1,2 | 0,1 | 0,8 | 0,7 | -0,8 | -1,3 | -1,3 |
| Зверева | -0,3 | -0,5 | -0,5 | -0,9 | 0,3 | 0,8 | 1,2 | 1,3 | 1,7 | 0,9 | 0,2 | 0,2 | -0,5 | -1,0 | -1,9 |
| Кирюхіна | -1,3 | -1,1 | -1,4 | -1,2 | 1,2 | 0,5 | 1,7 | 1,2 | 1,5 | 1,5 | 1,3 | 1,3 | -0,7 | -0,8 | -0,1 |

Наприклад, для методу Сандерса похибка оцінюється у $-0,6^{\circ}\text{C}$ о 16:00 годині, $-0,2^{\circ}\text{C}$ на 17:00 годині, і так далі.

Метод Сандерса демонструє незначні коливання у похибках протягом дня. Найбільше позитивне відхилення спостерігається о 22:00 год. та 24:00 год., де похибка становить $+1,2^{\circ}\text{C}$, а найбільше негативне — о 03:00 год., де похибка дорівнює $-0,8^{\circ}\text{C}$.

Загалом метод Сандерса показує стабільні результати, особливо у вечірні та нічні години, де відхилення коливаються в діапазоні від $+0,1^{\circ}\text{C}$ до $+1,2^{\circ}\text{C}$ у період з 22:00 год. до 01:00 год.

Похибки в денний час з 16:00 год. до 21:00 год. за методом Сандерса залишаються в межах від $-1,2^{\circ}\text{C}$ до $+1,2^{\circ}\text{C}$, що вказує на дещо менш точні прогнози в ці години, з максимальним відхиленням о 18:00 год. та найменшим о 17:00 год.

Метод Зверева показує переважно негативні відхилення впродовж більшої частини доби. Найбільша похибка зафіксована о 06:00 год., яка дорівнювала $-1,9^{\circ}\text{C}$, що свідчить про суттєву недооцінку температури. Найбільш точними прогнозами за методом Зверева є результати вночі, зокрема о 02:00 год. та 03:00 год., де похибки становлять лише $+0,2^{\circ}\text{C}$, а також о 23:00 год., де прогноз перевищує фактичну температуру на $+1,7^{\circ}\text{C}$.

Вечірній час за методом Зверева з 16:00 год. до 24:00 год. показує відхилення в діапазоні від $-0,5^{\circ}\text{C}$ до $+1,7^{\circ}\text{C}$, з найбільшими позитивними похибками о 24:00 год. та найменшими негативними о 20:00 год.

Метод Кирюхіна демонструє більш рівномірні похибки впродовж дня. Найбільше позитивне відхилення спостерігається о 23:00 год. та 01:00 год., де температура була переоцінена на $+1,7^{\circ}\text{C}$ і $+1,5^{\circ}\text{C}$ відповідно.

Найбільші негативні похибки за методом Кирюхіна відзначаються в ранкові години, особливо о 16:00 год. та 17:00 год., де похибки склали $-1,3^{\circ}\text{C}$ та $-1,1^{\circ}\text{C}$, що вказує на тенденцію до недооцінки температури у цей період.

У вечірній та нічний час з 18:00 год. до 03:00 год. метод Кирюхіна показує переважно позитивні похибки, особливо у проміжку з 22:00 год. до 01:00 год., де спостерігається максимальна переоцінка температури на $+1,7^{\circ}\text{C}$ та $+1,5^{\circ}\text{C}$.

Загалом, для вересня методи Сандерса і Зверева демонструють точніші результати вночі, з незначними позитивними або негативними похибками. Метод Кирюхіна відзначається більшими похибками у вечірні години, але показує стабільніші результати у нічний час.

Наступним розглянемо приклад для жовтня. У представленій таблиці нижче вказані значення похибок для кожної з методик прогнозу температури туманоутворення для годин від 16:00 до 06:00.

Табл. 3.2 – Похибки між фактичним значенням температури туманоутворення і значеннями по кожній годині доби, розрахованими за різними методами для жовтня місяця.

| Методи/години | 16 | 17 | 18 | 19 | 20 | 21 | 22 | 23 | 24 | 1 | 2 | 3 | 4 | 5 | 6 |
|-----------------|------|------|------|------|------|------|------|------|------|------|------|------|------|------|-----|
| Сандерса | 0,1 | 0,5 | -0,5 | 0 | 1,5 | -1,0 | -2,0 | -1,9 | -1,3 | -0,8 | -2,2 | -2,3 | -1,2 | -1,2 | 0,6 |
| Зверева | -1,1 | -1,4 | 0 | 0,3 | -0,7 | 0,3 | -0,7 | -0,9 | -1,6 | 0,2 | -0,9 | -1,4 | -1,2 | 0,5 | 1,5 |
| Кирюхіна | -2,1 | -1,8 | -0,3 | -0,3 | -0,9 | 1,3 | -1,2 | -0,5 | -2,1 | -1,7 | -1,3 | -2,2 | -2,0 | 0,3 | 2,0 |

В табл. 3.2 Метод Сандерса демонструє суттєві коливання у похибках, з максимальними позитивними відхиленнями о 20:00 год. $+1,5^{\circ}\text{C}$ і максимальними негативними похибками о 03:00 год. та 02:00 год. до $-2,3^{\circ}\text{C}$ та $-2,2^{\circ}\text{C}$ відповідно. Вечірній та нічний час з 22:00 год до 04:00 год для методу Сандерса характеризується значними відхиленнями, де переважають негативні похибки у межах від $-1,2^{\circ}\text{C}$ до $-2,3^{\circ}\text{C}$. Це свідчить про тенденцію до недооцінки температури в цей період.

Денний час з 16:00 год. до 21:00 год. для методу Сандерса показує більш варіативні результати, з незначними похибками в межах від $-1,0^{\circ}\text{C}$ до $+1,5^{\circ}\text{C}$, при цьому найточніший прогноз о 19:00 год. – похибка 0°C .

Метод Зверева також демонструє значні коливання у похибках, де найбільше позитивне відхилення спостерігається о 06:00 год. – $+1,5^{\circ}\text{C}$, а найбільше негативне – о 24:00 год., яка сягала $-1,6^{\circ}\text{C}$. Вечірній та нічний час за методом Зверева показує переважно від'ємні похибки, з мінімальними значеннями о 16:00 год. $-1,1^{\circ}\text{C}$ та 17:00 год. $-1,4^{\circ}\text{C}$, що свідчить про переважну недооцінку температури у цей час.

Проте є кілька періодів, де метод Зверева показує кращу точність: о 01:00 год. та 06:00 год., де похибки незначні або позитивні $+0,2^{\circ}\text{C}$ та $+1,5^{\circ}\text{C}$ відповідно.

Метод Кирюхіна показує тенденцію до більш негативних похибок, особливо в нічні години, де найбільше негативне відхилення зафіксовано о 24:00 год. та 3:00 год. до $-2,1^{\circ}\text{C}$ та $-2,2^{\circ}\text{C}$. У денні години з 16:00 год. до 20:00 год. метод Кирюхіна показує змішані результати, де похибки коливаються від $+2,1^{\circ}\text{C}$ о 16:00 год. до $+1,3^{\circ}\text{C}$ о 21:00 год., що вказує на певну переоцінку температури в цей період.

Нічні години з 01:00 год. до 06:00 год. демонструють кращі результати з незначними позитивними похибками о 06:00 год. $+2^{\circ}\text{C}$, однак у решті проміжків часу переважають негативні відхилення.

Загалом, метод Кирюхіна демонструє більше негативних похибок, з тенденцією до недооцінки температури протягом більшої частини доби, тоді як методи Сандерса та Зверева мають більше варіативних результатів, особливо в нічні та ранкові години.

Наступним розглянемо приклад для листопада. У представленій таблиці нижче вказані значення похибок для кожної з методик прогнозу температури туманоутворення для годин від 16:00 до 06:00.

Табл. 3.3 – Похибки між фактичним значенням температури туманоутворення і значеннями по кожній годині доби, розрахованими за різними методами для листопада місяця.

| Методи/години | 16 | 17 | 18 | 19 | 20 | 21 | 22 | 23 | 24 | 1 | 2 | 3 | 4 | 5 | 6 |
|-----------------|------|------|-----|-----|------|-----|-----|------|------|------|-----|------|------|------|------|
| Сандерса | -0,2 | 0,9 | 1,4 | 0,2 | -0,9 | 0,9 | 1,9 | -1,0 | -1,4 | -0,3 | 0,9 | -1,0 | -0,9 | -0,5 | -0,4 |
| Зверева | 0 | 0,6 | 1,0 | 0,8 | -0,3 | 0,7 | 1,8 | 0,6 | -1,1 | -0,7 | 0,2 | -0,2 | -0,7 | 0 | -1,6 |
| Кирюхіна | -0,7 | -0,7 | 0,6 | 1,0 | -1,0 | 0,1 | 1,0 | -0,3 | -1,6 | -1,5 | 0,4 | -0,9 | -1,3 | 0,1 | -1,3 |

В таблиці 3.3 метод Сандерса демонструє змішані результати протягом доби. Найбільше позитивне відхилення зафіксоване о 22:00 год – $+1,9^{\circ}\text{C}$, а найбільше негативне відхилення – о 24:00 год., дорівнює $-1,4^{\circ}\text{C}$. У ранкові та денні години з 16:00 год. до 21:00 год. метод Сандерса показує відносно малі коливання похибок, з невеликими позитивними відхиленнями до $+1,9^{\circ}\text{C}$. Найточніший прогноз спостерігається о 19:00 год., де похибка становить лише $+0,2^{\circ}\text{C}$.

Вечірній час з 22:00 год. до 06:00 год. характеризується як позитивними, так і негативними похибками, з максимальними відхиленнями о 24:00 год. та 05:00 год., які дорівнюють $-1,4^{\circ}\text{C}$ та $-0,9^{\circ}\text{C}$ відповідно.

Метод Зверева демонструє стабільніші результати з менш вираженими відхиленнями, особливо у нічний час. Найбільші позитивні похибки зафіксовані о 22:00 год які сягали $+1,8^{\circ}\text{C}$ та о 18:00 год. $+1^{\circ}\text{C}$. Найбільші негативні похибки за методом Зверева спостерігаються о 24:00 год., які становили $-1,1^{\circ}\text{C}$ та о 06:00 год., сягали $-1,6^{\circ}\text{C}$, що вказує на тенденцію до недооцінки температури в нічний та ранковий час.

У денний період з 16:00 год. до 21:00 год. метод Зверева показує менші коливання похибок, з максимальними позитивними відхиленнями до $+1^{\circ}\text{C}$ та незначними негативними відхиленнями о 20:00 год. які сягали $-0,3^{\circ}\text{C}$.

Метод Кирюхіна показує найбільшу варіативність похибок, де найбільші позитивні відхилення спостерігаються о 18:00 год., які становили $+1,0^{\circ}\text{C}$ та 22:00 год., які дорівнювали $+1,0^{\circ}\text{C}$.

У вечірній час з 19:00 год. до 6:00 год. метод Кирюхіна показує як позитивні, так і негативні похибки. Найбільші негативні відхилення зафіксовані о 24:00 год., які дорівнювали $-1,6^{\circ}\text{C}$ та о 06:00 год., які сягали $-1,3^{\circ}\text{C}$. У нічний час з 01:00 год. до 06:00 год. для методу Кирюхіна характеризується переважно негативними похибками в межах від $-0,9^{\circ}\text{C}$ до $-1,6^{\circ}\text{C}$, що вказує на недооцінку температури у ці години.

Загалом, методи Сандерса та Зверева демонструють більш стабільні результати, з переважно позитивними похибками у вечірній та денний час, тоді як метод Кирюхіна має більше від'ємних похибок, особливо у нічний період.

Наступним розглянемо приклад для грудня. У представленій таблиці нижче вказані значення похибок для кожної з методик прогнозу температури туманоутворення для годин від 16:00 до 06:00 год.

В таблиці 3.4 метод Сандерса демонструє відносно стабільні результати протягом дня з незначними коливаннями похибок. Найбільше позитивне відхилення спостерігається о 23:00 год. $+0,5^{\circ}\text{C}$, а найбільше негативне — о 20:00 год. $-0,8^{\circ}\text{C}$. У ранкові та денні години з 06:00 год. до 21:00 год. похибки методу Сандерса залишаються в межах від $-0,1^{\circ}\text{C}$ до $-0,8^{\circ}\text{C}$, що вказує на незначні відхилення у прогнозах. Найменша похибка спостерігається о 16:00 год., яка дорівнювала 0°C .

Табл. 3.4 – Похибки між фактичним значенням температури туманоутворення і значеннями по кожній годині доби, розрахованими за різними методами для грудня місяця.

| Методи/години | 16 | 17 | 18 | 19 | 20 | 21 | 22 | 23 | 24 | 1 | 2 | 3 | 4 | 5 | 6 |
|-----------------|------|------|------|------|------|------|------|------|------|------|------|------|------|------|------|
| Сандерса | 0,0 | -0,2 | -0,3 | -0,3 | -0,8 | -0,1 | -0,6 | 0,5 | 0,3 | -0,3 | 0,3 | -0,4 | -0,3 | -0,3 | -0,6 |
| Зверева | 0,3 | -0,2 | -0,6 | -0,9 | -0,1 | -0,3 | -0,5 | 0,1 | 0 | -0,3 | -0,5 | -1,0 | -0,8 | -0,8 | -1,0 |
| Кирюхіна | -0,1 | -0,6 | -0,7 | -0,5 | -0,6 | -0,7 | -0,8 | -0,2 | -0,2 | -0,5 | -0,4 | -1,2 | -1,1 | -0,7 | -1,4 |

У нічний період з 22:00 год. до 06:00 год. похибки коливаються в межах від $+0,3^{\circ}\text{C}$ до $-0,6^{\circ}\text{C}$. Максимальна точність спостерігається о 24:00 год. – $+0,3^{\circ}\text{C}$, а найбільша похибка – о 06:00 год, яка дорівнювала $-0,6^{\circ}\text{C}$.

Метод Зверева показує дещо більші коливання у похибках протягом доби, особливо у нічний час. Найбільші негативні відхилення спостерігаються о 04:00 год. та 06:00 год., яке дорівнює $-1,0^{\circ}\text{C}$.

Найточніші прогнози за методом Зверева зафіксовані о 16:00 год. та 24:00 год. з похибками $+0,3^{\circ}\text{C}$ і 0°C відповідно, що вказує на невеликі позитивні відхилення у цей час. Переважна більшість результатів методу Зверева у вечірній та нічний час з 17:00 год. до 06:00 год. демонструють негативні похибки, які варіюються від $-0,2^{\circ}\text{C}$ до $-1,0^{\circ}\text{C}$.

Метод Кирюхіна демонструє стабільно негативні похибки протягом усієї доби. Найбільші негативні відхилення спостерігаються о 06:00 год., які сягають $-1,4^{\circ}\text{C}$ та 04:00 год., відповідно $-1,2^{\circ}\text{C}$. У вечірній час з 16:00 год. до 24:00 год. метод Кирюхіна показує відносно незначні відхилення у прогнозах, з максимальними негативними похибками до $-0,8^{\circ}\text{C}$. Найменша похибка зафіксована о 23:00 год., яка склала $-0,2^{\circ}\text{C}$.

У нічний час з 01:00 год. до 06:00 год. характеризується відчутними негативними похибками для методу Кирюхіна, особливо в ранкові години з

04:00 год. до 06:00 год., де похибки коливаються від $-1,1^{\circ}\text{C}$ до $-1,4^{\circ}\text{C}$. Загалом, методи Сандерса і Зверева показують дещо точніші результати у порівнянні з методом Кирюхіна, який демонструє більш виражені негативні похибки у нічний і ранковий час.

Аналіз цих даних дозволяє визначити, імовірність у відсотковому співвідношенню прогноз температури туманоутворення в конкретний час. Метод Сандерса загалом демонструє невеликі коливання у похибках прогнозу температури туманоутворення в усі чотири місяці. Найбільші відхилення спостерігаються у нічний час, але метод показує стабільніші результати порівняно з іншими підходами, особливо в осінньо-зимовий період.

Метод Зверева частіше демонструє негативні похибки, особливо в нічний час. Найбільші відхилення спостерігаються у листопаді та грудні, що свідчить про недооцінку температури в цей період. Однак у деякі години (особливо вдень) метод показує відносно точні результати.

Метод Кирюхіна характеризується значними від'ємними похибками, особливо в нічні та ранкові години. Протягом вересня, жовтня та грудня відхилення стають ще більшими, що свідчить про тенденцію до переоцінки фактичної температури.

Загалом, усі три методи демонструють тенденцію до більших похибок в нічний час і під час зміни сезонів. Однак метод Сандерса виявляється найбільш стабільним серед них, з менш вираженими коливаннями прогнозів, що робить його більш надійним для прогнозування туманоутворення в холодний період року. Аналіз похибок прогнозування температури туманоутворення за різними методами дозволяє визначити методи які працюють краще а які гірше для конкретного періоду часу. Це може бути корисною інформацією для вирішення питань які плануються у цій роботі.

3.3 Перевірка справджуваності методів Сандерса, Зверева, Кирюхіна з можливістю варіювання меж допустимих похибок

Дослідження розпочалось з аналізу фактичних значень температури туманоутворення і порівняння з результатами, отриманими за допомогою різних методів прогнозування, враховуючи попередньо розраховані похибки. Наступним, що було зроблено – це побудування гістограм. Перша гістограма відображає відсоткове співвідношення прогнозованих температур туманоутворення в межах діапазону $1,0^{\circ}\text{C}$. Друга гістограмі відображає відсоткове співвідношення прогнозованих температур туманоутворення в межах діапазону $1,0^{\circ}\text{C}$ з урахуванням поправок які описані вище. Третя гістограма відображає відсоткове співвідношення прогнозованих температур туманоутворення в межах діапазону $1,5^{\circ}\text{C}$, це дозволило краще зрозуміти, як різні методи прогнозування поведуться у відсотковому відношенні при розширеному діапазоні температур, з урахуванням поправок. Також в аналізі було враховано 50 %-вий бар'єр точності прогнозування.

На рисунку 3.2 представлена гістограма, що відображає справджуваність методів прогнозу температури туманоутворення в діапазоні в межах одиниці в місяцях року. Під час детального аналізу гістограми можна визначити, які методи краще справляються з прогнозуванням температури туманоутворення в різні місяці року.

У січні, наприклад, метод Сандерса та Кирюхіна виявляють низьку точність з відсотками відповідно 40% та 50%. Причиною може бути особлива складність прогнозування у цей період року через непередбачувані метеорологічні умови. Метод Зверева також показує нижчий відсоток, але трохи вище 30%.

У травні видно покращення у точності прогнозу для методів Зверева і Кирюхіна, з відсотками відповідно 60% і 58%. Тим часом, метод Сандерса також показує покращення, але з меншим відсотком 46%.

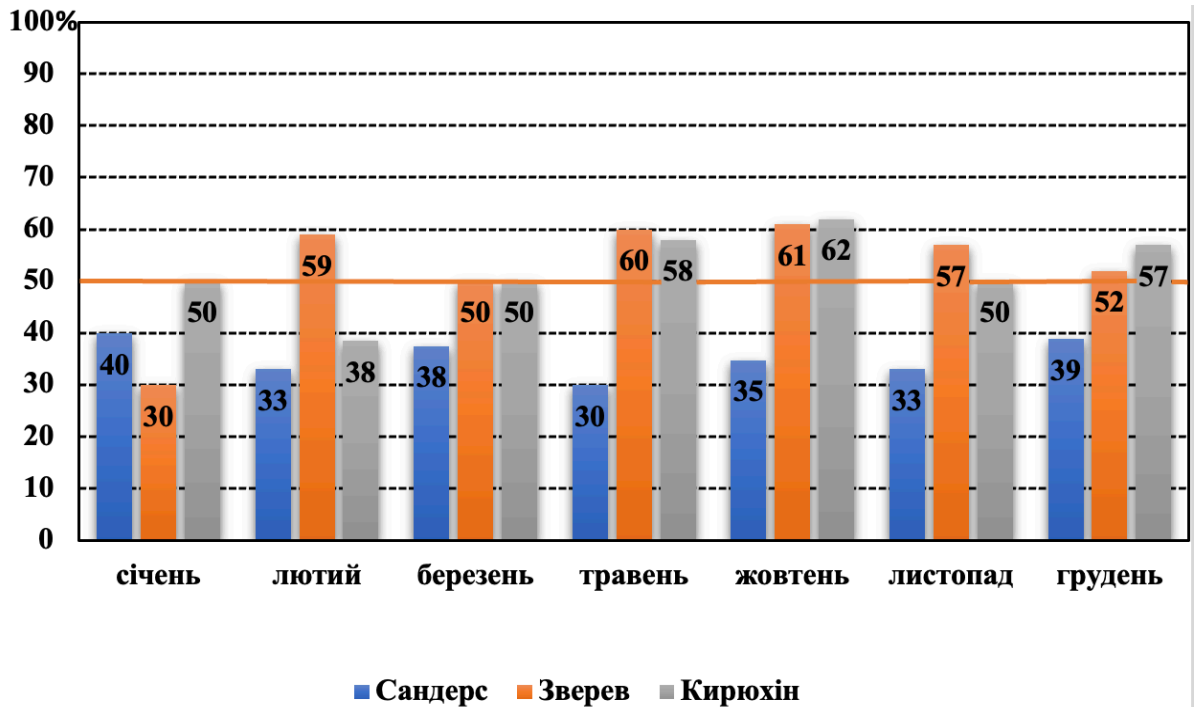


Рис. 3.2 – Справджуваність методів Сандерса, Зверева, Кирюхіна в діапазоні в межах 1,0°C по місяцям року.

У березні метод Зверева демонструє найвищий рівень точності серед усіх методів, який склав 65%, що може свідчити про його високу прогностичну здатність для цього місяця. Метод Кирюхіна також показує високий рівень точності, хоча трохи нижчий – 50%. У той же час метод Сандерса демонструє найнижчий рівень точності для березня – 38%.

Всі значення для методів Сандерса, Зверева і Кирюхіна подолали 50% бар'єр точності у всіх місяцях року. Це свідчить про те, що прогнози за цими методами в цілому є надійними.

Отже, з детальним аналізом таблиці стає очевидно, що кожен метод має свої сильні та слабкі сторони в прогнозуванні температури туманоутворення в різні місяці року.

На рис. 3.3 представлена гістограма, що відображає справджуваність методів прогнозу температури туманоутворення за різними методами з урахувань поправок в діапазоні у межах $1,0^{\circ}\text{C}$ за місяцями року.

Після детального аналізу таблиці видно, що кожен метод має свої особливості та ефективність у прогнозуванні температури туманоутворення в різні місяці року.

У січні метод Кирюхіна демонструє найвищу точність з відсотком 54%, в той час як метод Зверева та Сандерса показують нижчу точність з відповідними відсотками 35% і 46%. Це може бути пов'язано з особливостями метеорологічних умов у цей період.

У березні метод Зверева знову демонструє найвищу точність 55%, тоді як метод Кирюхіна та Сандерса показують меншу точність з відповідними відсотками 58% і 42%. Це може свідчити про більшу прогностичну здатність методу Зверева у цьому місяці.

У травні методи Зверева і Кирюхіна знову виходять на передні позиції з відсотками точності відповідно 65% і 63%. Метод Сандерса показує меншу точність 35%. Це може бути пов'язано зі зміною метеорологічних умов та процесів, що впливають на утворення туману.

Усі три методи: Сандерс, Зверев і Кирюхін досягли або перевищили 50 %-вий бар'єр точності прогнозу в кожному місяці року. Це свідчить про стабільність результатів методів прогнозування в різні періоди року.

Отже, аналізуючи ці дані, можна зробити висновок, що поправка яка була додана, і розроблена в минулій роботі, підвищила справджуваність прогнозу температури туманоутворення.

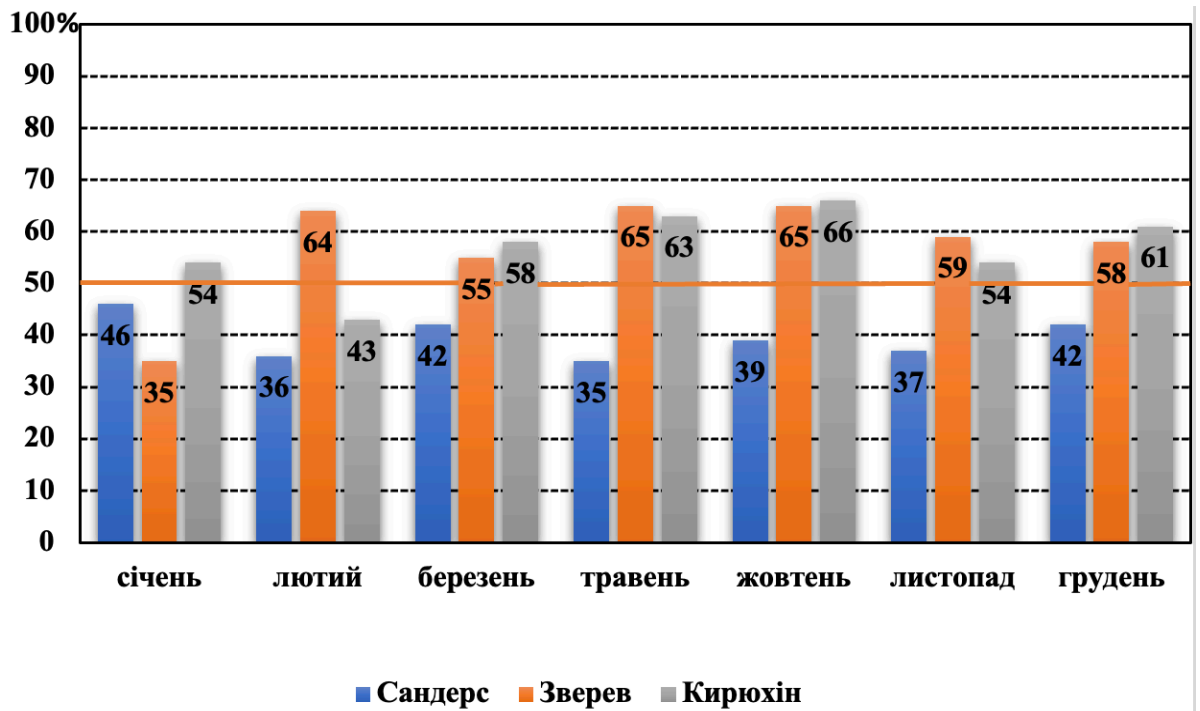


Рис. 3.3 – Справджуваність методів Сандерса, Зверева, Кирюхіна з поправкою і в діапазоні в межах $1,0^{\circ}\text{C}$ по місяцях року.

На рис. 3.4 представлена гістограма, що відображає справджуваність методів прогнозу температури туманоутворення за різними методами з урахувань поправок в діапазоні у межах $1,5^{\circ}\text{C}$ за місяцями року.

Після ретельного аналізу гістограми можна визначити, які методи прогнозування температури туманоутворення проявляли найвищу ефективність в різні місяці року, а також виявити ті, які мали найнижчий рівень точності.

У січні найкращою точністю володів метод Кирюхіна з відсотком 59%, в той час як методи Зверева і Сандерса показували відповідно 38% і 49%. Це може бути пов'язано зі специфічними умовами січня, які впливають на утворення туману.

У лютому метод Зверева показує найвищий рівень точності – 66%, тоді як методи Кирюхіна і Сандерса демонструють меншу точність з

відповідними відсотками 45% і 40%. Це може свідчити про більшу прогностичну здатність методу Зверева в цей період.

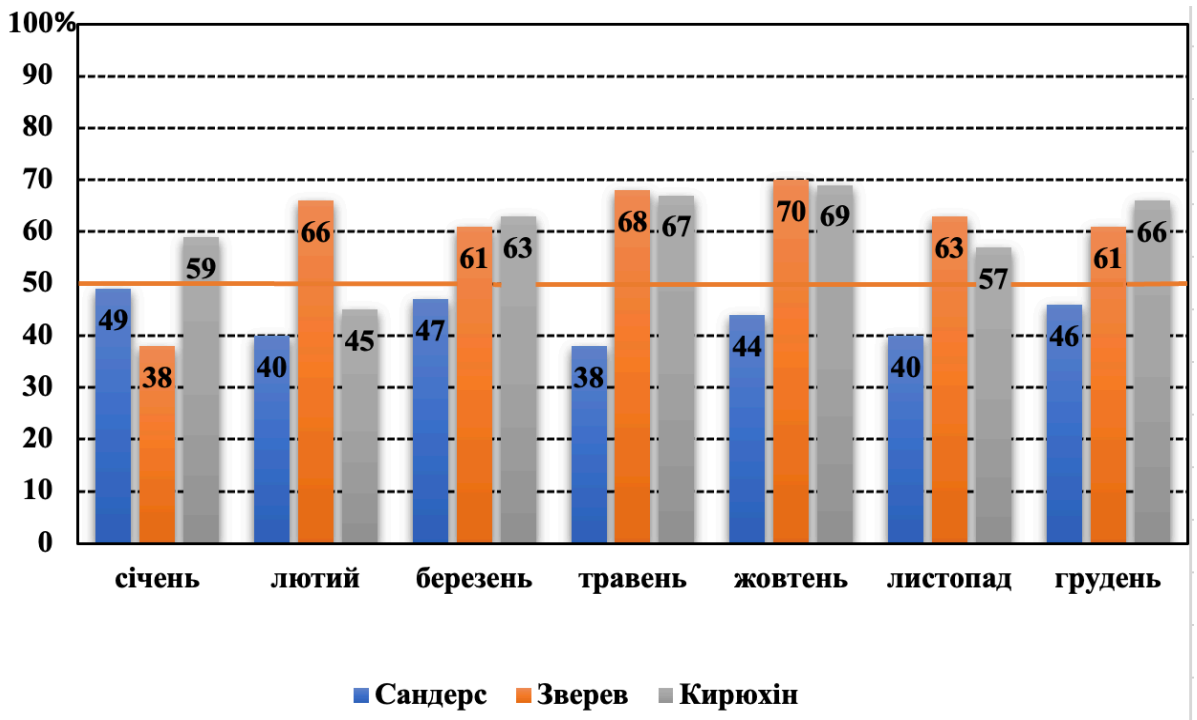


Рис. 3.4 – Справджуваність методів Сандерса, Зверева, Кирюхіна з поправкою і в діапазоні в межах 1,5°C по місяцях року.

У березні метод Зверева знову демонструє високий рівень точності в 61%, тоді як методи Кирюхіна і Сандерса показують відносно меншу точність з відповідними відсотками 63% і 47%.

У травні методи Зверева і Кирюхіна знову виявляються найбільш ефективними з відсотками точності відповідно 68% і 67%. Метод Сандерса показує меншу точність – 38%. Це може бути пов'язано зі змінами у метеорологічних умовах та процесах у цей період.

Табл. 3.5, яка представлена нижче, ілюструє результати перевірки справджуваності прогнозів для трьох методів — Сандерса, Зверева та Кирюхіна — за трьома різними підходами до оцінки точності. Кожен метод

аналізувався на основі здатності передбачати температури в межах різних діапазонів похибки: 1°C без поправок, 1°C з поправками і 1,5°C з поправками.

Табл. 3.5 – Осереднені результати перевірки справджуваності прогнозів для трьох методів — Сандерса, Зверева та Кирюхіна — за трьома різними підходами до оцінки точності.

| Методи/перевірки | у межах 1,0°C | у межах 1,0°C з поправками | у межах 1,5°C з поправками |
|------------------|---------------|----------------------------|----------------------------|
| Сандерса | 35% | 40% | 43% |
| Зверева | 53% | 57% | 61% |
| Кирюхіна | 52% | 56% | 60% |

Найкращі результати всі методи демонструють у діапазоні 1,5°C з поправками. Точність методу Сандерса зростає до 43%, тоді як методи Зверева та Кирюхіна досягають максимального рівня справджуваності — по 61% кожен. Ці показники підкреслюють переваги використання ширшого діапазону меж похибки у поєднанні з поправками.

Отже, аналізуючи ці дані, можна зробити висновок, що розширивши діапазон і додавши поправку справджуваність прогнозу температури туманоутворення зросла, що може бути добрим результатом під час прогнозу радіаційного туману. Ці результати дозволяють зробити висновок про ефективність корекційних підходів у прогнозуванні температур туманоутворення.

ВИСНОВКИ

У процесі виконання роботи проведено комплексний аналіз прогнозування радіаційного туману за допомогою трьох основних методів: Сандерса, Зверева та Кирюхіна. В основі дослідження лежить використання архівних метеорологічних даних станції Київ за період 2012–2017 років. Було детально розглянуто справджуваність прогнозів із урахуванням поправок, що дозволило обґрунтувати найбільш ефективні підходи до прогнозування в різні періоди року.

1. Метод Сандерса виявив доволі стабільні результати. Максимальні похибки спостерігалися у вересні в період з 16:00 год. по 06:00 год., коливаючись від $-1,3^{\circ}\text{C}$ до $+1,2^{\circ}\text{C}$. У листопаді цей метод демонстрував найбільше відхилення о 03:00 год., що дорівнює $-2,3^{\circ}\text{C}$ та найменше о 19:00 годині, що склало $+0,2^{\circ}\text{C}$.

2. Метод Зверева показав переважно негативні похибки. Наприклад, у жовтні о 24:00 год. було зафіксовано максимальну похибку $-1,6^{\circ}\text{C}$, тоді як після другої половини ночі, особливо о 01:00 год та 06:00 год., похибки були незначними, зокрема $+0,2^{\circ}\text{C}$ і $+1,5^{\circ}\text{C}$ відповідно.

3. Метод Кирюхіна характеризувався більш рівномірними, але значними похибками, особливо у ранкові години. У листопаді максимальна негативна похибка спостерігалася о 24:00 год., що сягала $-2,1^{\circ}\text{C}$, тоді як найбільше позитивне відхилення було зафіксовано у вересні о 23:00 год., яке дорівнювало $+1,7^{\circ}\text{C}$.

4. Запропоновані корекційні поправки дозволили суттєво підвищити точність усіх трьох методів прогнозування.

5. У діапазоні похибок $1,0^{\circ}\text{C}$ метод Сандерса демонстрував точність від 35% у січні до 46% у травні, метод Зверева — від 38% у січні до 65% у травні, а метод Кирюхіна — від 40% у січні до 58% у травні.

6. У діапазоні похибок $1,5^{\circ}\text{C}$ метод Сандерса досяг точності від 43% у січні до 49% у травні, метод Зверева забезпечив точність від 61% у січні до 68% у травні, а метод Кирюхіна мав точність від 59% у січні до 67% у травні.

7. Сезонна ефективність методів залежить від місяця року, оскільки результати дослідження показали, що кожен метод має свої переваги в різні періоди діапазоні похибок $1,0^{\circ}\text{C}$ і $1,5^{\circ}\text{C}$ підтвердив, що у січні метод Кирюхіна досяг максимальної справджуваності 59%, тоді як метод Зверева показав 38%, а метод Сандерса — 49%. У травні методи Зверева та Кирюхіна виявили найвищу ефективність, досягнувши 68% і 67% відповідно. Метод Сандерса у цей період мав справджуваність лише 38%. У березні метод Зверева знову продемонстрував найкращі результати, з справджуваністю до 61%, тоді як методи Кирюхіна та Сандерса показали 63% і 47% відповідно.

8. Аналіз даних підтвердив, що адаптація методів прогнозування температури туманоутворення до місцевих умов з урахуванням корекційних поправок дозволяє значно підвищити їхню ефективність.

ПЕРЕЛІК ПОСИЛАНЬ

1. Івус Г. П. Короткострокові прогнози погоди з урахуванням мезометеорології: конспект лекцій. Одеса: 2007. 162 с.
2. Івус Г. П. Спеціалізовані прогнози погоди: підручник. Одеса: ТЕС, 2012. 407 с.
3. Кошеленко І. В. Тумани // Труды УкрНДГМІ. 1977. Вип. 155. С. 211–215.
4. Практикум з синоптичної метеорології : навчальний посібник / за ред. Г. П. Івус, С. М. Іванової. Одеса: Вид-во «ТЕС», 2004. 419 с.
5. Консевич Л. М. Основи гідрометеорології і кліматології: конспект лекцій. Івано-Франківськ: Факел, 2007. 124 с.
6. Івус Г. П., Боровська Г. О. Практикум з авіаційної метеорології : навч. посібник. Одеса: Екологія, 2006. С. 170–189.
7. Кошеленко І. В. Тумани. Труды УкрНДГМІ. 1977. Вип. 155. 160 с.
8. Івус Г. П., Семергей-Чумаченко А. Б. Авіаційна метеорологія: конспект лекцій. Дніпропетровськ: Економіка, 2006. 140 с.
9. Клімат України / за ред. В. М. Бабіченка, В. А. Дячука. К.: Вид-во Раєвського, 2003. 343 с.
10. Остапенко П. Д., Баранов А. М., Шварев І. М. Авіаційна метеорологія. М. : Транспорт, 1985. 262 с.
11. Прикладна кліматологія : конспект лекцій / за ред. О. О. Врублевської, Г. П. Катеруші. Одеса : Вид-во «ТЕС», 2005. 38 с.
12. Wayne R. P. Chemistry of Atmospheres. Clarendon Press, 1993. 447 p.
13. Bott A., Trautmann T. RAFOG – A new efficient forecast model of radiation fog and low-level stratiform clouds // Atmospheric Research. 2002. Vol. 64. Pp. 189–203.
14. Stolaki S., Naeffelin M., Lac J.-C. C. Influence of aerosols on the life cycle of a radiation fog event. A numerical and observational study // Atmospheric Research. 2015. Vol. 151. Pp. 140–161.

15. RAOB. User's Guide & Technical Manual (version 6.6). Product of Environmental Research Services, LLC, 196 p.
16. Bott A., Trautmann T. A new efficient forecast model of radiation fog and low-level stratiform clouds // *Atmospheric Research*. 2002. Vol. 64. Pp. 180–205.
17. Liu M., Yan W. L., Zhang B. Analysis on persistence and intensification mechanism of fog and haze in Jiangsu in January 2013 // *Meteorological Monthly*. 2014. Vol. 40. Pp. 820–843.
18. Baidya Roy S., Trahan S. Synoptic conditions associated with winter fog in the northeastern United States // *Journal of Applied Meteorology and Climatology*. 2018. Vol. 57, No. 3. Pp. 675–690.
19. Chen H., Wang J., Fan S. Synoptic weather patterns of severe fog events in the Yangtze River Delta, China // *Natural Hazards*. 2017. Vol. 87, No. 1. Pp. 221–234.
20. Sanders G. F. A simple method of forecasting the onset of fog // *Journal of Applied Meteorology*. 1964. Vol. 3, No. 4. Pp. 494–500.
21. Saunders W. E. A method of forecasting the temperature of fog formation // *Meteorological Society*. 1950. Pp. 2403–2413.
22. Puglisi G., D'Alcamo A., Viola F., La Loggia G. A modified Sanders method for predicting fog in a coastal area // *Atmospheric Research*. 2005. Vol. 78, No. 2-4. Pp. 216–228.
23. Sanders G. J. An equation for calculating the temperature at which dew or frost forms // *Journal of Applied Meteorology*. 1960. Pp. 43–46.
24. Dam D. A., Hoang X. C., Nguyen T. K. O. Photochemical smog introduction and episode selection for the ground-level ozone in Hanoi, Vietnam // *VNU Journal of Science: Earth and Environmental Science*. 2008. Vol. 24. Pp. 169–175.
25. Mariani L. Fog in the Po Valley. Some meteo-climatic aspects // *Italian Journal of Agrometeorology*. 2009. Vol. 3. Pp. 35–44.
26. Wrzesinsky T., Klemm O. Summertime fog chemistry at a mountainous site in central Europe // *Atmospheric Environment*. 2000. Vol. 34. Pp. 1487–1496.

27. Taylor G. I. The formation of fog and mist // *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*. 1917. Vol. 43. Pp. 241–268.
28. Duynkerke P. G. Radiation Fog: A Comparison of Model Simulation with Detailed Observations // *Monthly Weather Review*. 1990. Vol. 119. Pp. 324–341.
29. Wantuch F. Visibility and Fog Forecasting Based on Decision Tree Method // *Hungarian Meteorological Service*. 2001. Vol. 105. Pp. 29–38.
30. Boutle I., Price J., Kudzotsa I., Kokkola H., Romakkaniemi S. Aerosol-fog interaction and the transition to well-mixed radiation fog // *Atmospheric Chemistry and Physics*. 2018. Vol. 18. Pp. 7827–7840. <https://doi.org/10.5194/acp-18-7827-2018>.
31. Duynkerke P. G. Radiation Fog: A Comparison of Model Simulation with Detailed Observations // *Monthly Weather Review*. 1991. Vol. 119. Pp. 324–341. [https://doi.org/10.1175/1520-0493\(1991\)119<0324:RFACOM>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0493(1991)119<0324:RFACOM>2.0.CO;2).
32. Hewson T. Use and Verification of ECMWF Products in Member and Co-operating States (2018) // *ECMWF Technical Memoranda*. 2019. <https://doi.org/10.21957/jgz6nh0uc>.
33. Firl G., Carson L., Bernardet L., Heinzeller D., Harrold M. Common Community Physics Package Single Column Model v4.0 User and Technical Guide. 2020. <https://dtcenter.org/GMTB/v4.0/scm-ccpp-guide-v4.pdf>.
34. Khairoutdinov M., Kogan Y. A New Cloud Physics Parameterization in a Large-Eddy Simulation Model of Marine Stratocumulus // *Monthly Weather Review*. 2000. Vol. 128. Pp. 229–243.
35. Leung A. C. W., Gough W. A., Butler K. A. Changes in Fog, Ice Fog, and Low Visibility in the Hudson Bay Region: Impacts on Aviation // *Atmosphere*. 2020. Vol. 11. P. 186. <https://doi.org/10.3390/atmos11020186>.
36. Bartoková I., Bott A., Bartok J., Gera M. Fog Prediction for Road Traffic Safety in a Coastal Desert Region: Improvement of Nowcasting Skills by the Machine-Learning Approach // *Boundary-Layer Meteorology*. 2015. Vol. 157. Pp. 501–516. <https://doi.org/10.1007/s10546-015-0069-x>.

37. Fitzjarrald D. R., Lala G. G. Hudson Valley Fog Environments // *Journal of Applied Meteorology*. 1989. Vol. 28. Pp. 1303–1328. [https://doi.org/10.1175/1520-0450\(1989\)028<1303:HVFE>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0450(1989)028<1303:HVFE>2.0.CO;2).
38. Guedalia D., Bergot T. Numerical Forecasting of Radiation Fog. Part II: A Comparison of Model Simulation with Several Observed Fog Events // *Monthly Weather Review*. 1994. Vol. 122. Pp. 1231–1246. [https://doi.org/10.1175/1520-0493\(1994\)122<1231:NFORFP>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0493(1994)122<1231:NFORFP>2.0.CO;2).
39. Holtslag A. A. M., et al. Stable Atmospheric Boundary Layers and Diurnal Cycles: Challenges for Weather and Climate Models // *Bulletin of the American Meteorological Society*. 2013. Vol. 94. Pp. 1691–1706. <https://doi.org/10.1175/BAMS-D-11-00187.1>.
40. Kunkel B. A. Parameterization of Droplet Terminal Velocity and Extinction Coefficient in Fog Models // *Journal of Climate and Applied Meteorology*. 1984. Vol. 23. Pp. 34–41. [https://doi.org/10.1175/1520-0450\(1984\)023<0034:PODTVA>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0450(1984)023<0034:PODTVA>2.0.CO;2).

ДОДАТКИ

Додаток А

ДОВІДКА

кафедри військової підготовки
до кваліфікаційної роботи магістра
слухача групи МВМ-23 Перелазного Артема
на тему:

«Верифікація методів прогнозу радіаційних туманів»

1. Доповідь на студентській науковій конференції 17 травня 2023 р. за темою: «Застосування кліматичного підходу для визначення температури туманоутворення радіаційних туманів» та публікація тез доповіді за результатами конференції на сайті ОДЕкУ. [Електронний ресурс]. Спосіб доступу: <https://tinyurl.com/7e8jcth8>.

2. Доповідь на науковій конференції молодих вчених 22-26 квітня 2024р. за темою: «Верифікація методів прогнозу радіаційних туманів» та публікація тез доповіді за результатами конференції на сайті ОДЕкУ. [Електронний ресурс]. Спосіб доступу: <https://drive.google.com/file/d/1bXzXwlMEdvnVSriD-rGePA-b7ESvMDbRN/view>.

Керівник кваліфікаційної

роботи магістра

майор

Анатолій ЯЦИШЕН