

МІНІСТЕРСТВО ОСВІТИ І НАУКИ УКРАЇНИ
ОДЕСЬКИЙ НАЦІОНАЛЬНИЙ УНІВЕРСИТЕТ імені І. І. МЕЧНИКОВА

Кваліфікаційна наукова праця
на правах рукопису

ЯЦИШЕН АНАТОЛІЙ ОЛЕГОВИЧ

УДК 551.575.1:551.509.32(043.5)

ДИСЕРТАЦІЯ

**АДАПТАЦІЯ МЕТОДІВ ПРОГНОЗУ ТУМАНУ З УРАХУВАННЯМ ЇХ
КЛІМАТОЛОГІЇ**

103 – Науки про Землю

Природничі науки

Подається на здобуття наукового ступеня доктора філософії

Дисертація містить результати власних досліджень. Використання ідей,
результатів і текстів інших авторів мають посилання на відповідне джерело

_____ А.О. Яцишен

Науковий керівник

Грушевський Олег Миколайович,
кандидат географічних наук, доцент

Одеса 2026

АНОТАЦІЯ

Яцишен А.О. Адаптація методів прогнозу туману з урахуванням їх кліматології.– Кваліфікаційна наукова праця на правах рукопису.

Дисертація на здобуття наукового ступеня доктора філософії за спеціальністю 103 «Науки про Землю». – Одеський національний університет імені І. І. Мечникова, МОН України, м. Одеса, 2026.

Дисертаційну роботу присвячено розв'язанню актуального науково-прикладного завдання підвищення ефективності локального прогнозування радіаційних туманів шляхом адаптації методів визначення температури туманоутворення до кліматичних умов конкретного пункту спостережень та врахування впливу процесів міжрівневого обміну у граничному шарі атмосфери на еволюцію туманного шару.

Актуальність теми зумовлена тим, що тумани належать до найбільш складних для прогнозування метеорологічних явищ, а ефективність існуючих емпіричних, чисельних методів їх прогнозу істотно залежить від ступеня адаптованості до місцевих фізико-географічних і кліматичних умов. Універсальні прогностичні схеми, розроблені для окремих регіонів, часто втрачають точність при застосуванні в інших умовах, що зумовлює необхідність урахування кліматологічних характеристик туманів та фізичних особливостей процесів у граничному шарі атмосфери.

У роботі використано комплекс кліматологічних, статистичних, синоптичних і розрахункових методів дослідження. Виконано аналіз багаторічних рядів спостережень за туманами і температурою туманоутворення, матеріалів радіозондування атмосфери, а також застосовано методи апроксимації добово-річного розподілу температури туманоутворення, оцінювання коефіцієнта турбулентного обміну, турбулентних потоків тепла і висоти граничного шару атмосфери.

У першому розділі розглянуті сучасні погляди на загальні характеристики туманів, механізми їх утворення, а також проаналізовано роль кліматологічних і

фізичних чинників у формуванні туманів. Узагальнено традиційні уявлення про вплив температурної стратифікації, турбулентного обміну та процесів у граничному шарі атмосфери на процеси утворення і еволюції радіаційних туманів.

У другому розділі проаналізовано основні методи прогнозу радіаційних туманів. Зокрема, підходи до визначення температури туманоутворення, часу утворення і розсіювання туману, а також інших характеристик, що визначають його еволюцію. Показано, що ефективність цих методів значною мірою залежить від локальної адаптації та врахування фізичного стану граничного шару атмосфери.

У третьому розділі обґрунтовано підхід до адаптації методів прогнозу туману з урахуванням кліматологічних характеристик предикторів та фізичних процесів, що відбуваються у граничному шарі атмосфери при утворенні радіаційних туманів. На основі даних станції Київ за 2012–2020 рр. досліджено добово-річний розподіл туманів і температури туманоутворення, виконано апроксимацію її розподілу. Встановлено, що найбільш ефективною є поліноміальна апроксимація фактичних значень температури туманоутворення, що дає можливість визначати її кліматологічне значення для конкретного пункту, місяця і часу доби та використовувати його як додатковий критерій контролю для визначення предиктанта.

На матеріалах температурно-вітрового зондування збільшеної часової роздільності та наземних спостережень на станції Lindenberg (Німеччина) досліджено вплив температурної стратифікації, турбулентних потоків тепла та міжрівневого обміну у граничному шарі атмосфери на еволюцію радіаційних туманів, як альтернативних предикторів їх прогнозу. Встановлено, що утворення і розвиток радіаційних туманів тісно пов'язані з формуванням приземного затримуючого шару, подальшою трансформацією типу стратифікації внаслідок еволюції турбулентного обміну у граничному шарі атмосфери. Показано, що зв'язок між коефіцієнтом турбулентного обміну та висотою граничного шару атмосфери є відносно тісним у періоди до та після утворення туману, але істотно

послаблюється після його утворення та в період максимального розвитку через посилення інверсійної стратифікації. Встановлено, що для туманів із вертикальною потужністю до 150-170 м характерні максимальні значення коефіцієнта турбулентності, тоді як подальше збільшення вертикальної потужності туману супроводжується зменшенням інтенсивності локального турбулентного обміну.

Наукова новизна одержаних результатів полягає в тому, що вперше обґрунтовано підхід до використання кліматологічних характеристик добово-річного розподілу температури туманоутворення як додаткового критерію адаптації методів прогнозу радіаційних туманів до конкретного пункту; що дозволило удосконалити підхід до оцінювання температури туманоутворення шляхом її порівняння з кліматологічним значенням, притаманним певному пункту, сезону року та часу доби. Встановлена структура зв'язку між вертикальною потужністю радіаційного туману та характеристиками турбулентного обміну у граничному шарі атмосфери. Обґрунтований підхід до використання кількісних характеристик турбулентних потоків тепла у граничному шарі як предиктору прогнозу утворення і розсіяння радіаційних туманів.

Практичне значення одержаних результатів полягає у можливості використання запропонованого підходу для підвищення ефективності локального прогнозування туманів у діяльності метеорологічних підрозділів, насамперед у сфері метеорологічного забезпечення авіації, підрозділів безпілотних систем Сил оборони України.

Ключові слова: туман, радіаційний туман, температура туманоутворення, кліматологія туманів, граничний шар атмосфери, температурна стратифікація, приземна інверсія, турбулентний обмін, турбулентні потоки тепла, вертикальна потужність туману.

ABSTRACT

Yatsyshen A.O. Adaptation of fog forecasting methods with regard to their climatology. – Qualifying scientific work submitted as a manuscript.

Dissertation for the degree of Doctor of Philosophy in specialty 103 “Earth Sciences”. – Odesa I. I. Mechnikov National University, Ministry of Education and Science of Ukraine, Odesa, 2026.

The dissertation is devoted to solving an urgent scientific and applied problem related to improving the efficiency of local forecasting of radiation fogs by adapting methods for determining the fog formation temperature to the climatic conditions of a specific observation site and by taking into account the influence of interlevel exchange processes in the atmospheric boundary layer on the evolution of the fog layer.

Relevance of the research topic is determined by the fact that fogs are among the most difficult meteorological phenomena to forecast, while the efficiency of existing empirical and numerical forecasting methods substantially depends on the degree to which they are adapted to local physical-geographical and climatic conditions. Universal forecasting schemes developed for particular regions often lose accuracy when applied under different conditions. This necessitates the consideration of the climatological characteristics of fogs and the physical features of processes occurring in the atmospheric boundary layer.

The study applies a set of climatological, statistical, synoptic, and computational research methods. Long-term observation series of fogs and fog formation temperature were analyzed, along with atmospheric radiosounding data. In addition, methods were used for approximating the diurnal-annual distribution of fog formation temperature, estimating the turbulent exchange coefficient, turbulent heat fluxes, and the height of the atmospheric boundary layer.

The first chapter considers modern views on the general characteristics of fogs, the mechanisms of their formation, and the role of climatological and physical factors in fog development. Traditional concepts concerning the influence of temperature

stratification, turbulent exchange, and processes in the atmospheric boundary layer on the formation and evolution of radiation fogs are summarized.

The second chapter analyzes the main methods for forecasting radiation fogs. In particular, it examines approaches to determining fog formation temperature, the time of fog formation and dissipation, as well as other characteristics that define fog evolution. It is shown that the efficiency of these methods largely depends on local adaptation and on taking into account the physical state of the atmospheric boundary layer.

The third chapter substantiates an approach to adapting fog forecasting methods with regard to the climatological characteristics of predictors and the physical processes occurring in the atmospheric boundary layer during radiation fog formation. Based on data from the Kyiv station for 2012–2020, the diurnal-annual distribution of fogs and fog formation temperature was investigated, and its distribution was approximated. It was established that polynomial approximation of the actual values of fog formation temperature is the most effective. This makes it possible to determine its climatological value for a specific location, month, and time of day, and to use this value as an additional control criterion for determining the predictand.

Using high-temporal-resolution temperature-wind sounding data and surface observations from the Lindenberg station in Germany, the influence of temperature stratification, turbulent heat fluxes, and interlevel exchange in the atmospheric boundary layer on the evolution of radiation fogs was investigated as alternative predictors for their forecasting. It was established that the formation and development of radiation fogs are closely associated with the formation of a near-surface blocking layer and the subsequent transformation of stratification type as a result of the evolution of turbulent exchange in the atmospheric boundary layer. It was shown that the relationship between the turbulent exchange coefficient and the atmospheric boundary layer height is relatively strong in the periods before and after fog formation, but weakens substantially after fog formation and during the period of maximum development due to intensification of inversion stratification. It was found that fogs with a vertical depth of up to 150–170 m are characterized by maximum values of the

turbulence coefficient, whereas a further increase in the vertical depth of fog is accompanied by a decrease in the intensity of local turbulent exchange.

The scientific novelty of the obtained results lies in the fact that, for the first time, an approach has been substantiated for using the climatological characteristics of the diurnal-annual distribution of fog formation temperature as an additional criterion for adapting radiation fog forecasting methods to a specific observation site. This made it possible to improve the approach to estimating fog formation temperature by comparing it with the climatological value characteristic of a particular location, season, and time of day. The structure of the relationship between the vertical depth of radiation fog and the characteristics of turbulent exchange in the atmospheric boundary layer has been established. An approach has also been substantiated for using quantitative characteristics of turbulent heat fluxes in the atmospheric boundary layer as a predictor for forecasting the formation and dissipation of radiation fogs.

The practical significance of the obtained results lies in the possibility of applying the proposed approach to improve the efficiency of local fog forecasting in the activities of meteorological units, primarily in the field of meteorological support for aviation and for unmanned systems units of the Defence Forces of Ukraine.

Keywords: fog, radiation fog, fog formation temperature, fog climatology, atmospheric boundary layer, temperature stratification, near-surface inversion, turbulent exchange, turbulent heat fluxes, vertical depth of fog.

СПИСОК ОПУБЛІКОВАНИХ НАУКОВИХ ПРАЦЬ ЗА ТЕМОЮ
ДИСЕРТАЦІЇ

Публікації в наукових журналах:

1. Грушевський О.М., Яцишен А.О. Застосування кліматичного підходу для визначення температури туманоутворення радіаційних туманів. Український гідрометеорологічний журнал 2022 № 30, Одеса: ОДЕКУ. 2022. С. 5-11.

<https://uhmj.org.ua/index.php/journal/article/view/195>

2. Олег Грушевський, Наталя Міщенко, Анатолій Яцишен. Роль турбулентних потоків тепла граничного шару атмосфери у формуванні радіаційних туманів. Вісник Харківського національного університету імені В. Н. Каразіна. Серія «Геологія. Географія. Екологія», 2024, № 61, Харків. С. 155-165.

<https://doi.org/10.26565/2410-7360-2024-61-13>

3. Яцишен А.О. Міжривневий обмін у граничному шарі атмосфери як предиктор прогнозу характеристик радіаційних туманів. Науково-практичний журнал «Екологічні науки». № 1(58), 2025. С. 141-146.

<https://doi.org/10.32846/2306-9716/2025.eco.1-58.24>

Тези доповідей на наукових конференціях:

1. Грушевський О.М., Мансарлійський В.Ф., Міщенко Н.М., Яцишен А.О. Про спосіб адаптації прогнозу туману до місцевих умов. Другий Всеукраїнський гідрометеорологічний з'їзд: тези доповідей. Одеса: Одеський державний екологічний університет. С. 157-158

<http://eprints.library.odku.edu.ua/id/eprint/12677>

2. Яцишен А.О., Грушевський О.М. Параметризація прогнозу температури туманоутворення з використанням кліматологічних характеристик

туманів. Збірка тез та доповідей у «VII-му Всеукраїнському пленері з питань природничих наук», 23-24 червня 2023 р. Одеса: ОДЕКУ, 2023 С. 77-79.

http://eprints.library.odeku.edu.ua/id/eprint/12975/1/Plener_ODEKU_23-24_06_2023_71_73.pdf

3. Яцишен А.О., Мансарлійський В.Ф. Міжривневий обмін у граничному шарі атмосфери як чинник еволюції радіаційних туманів. Матеріали міжнародної науково-практичної конференції природничо-географічні дослідження рельєфу, клімату та поверхневих вод: сучасний стан та перспективи розвитку до 75-річчя кафедр землезнавства та геоморфології, метеорології та кліматології, гідрології та гідроекології. Україна, м. Київ, 2-4 жовтня 2024. С. 109.

https://geo.knu.ua/wp-content/uploads/2024/09/2024-materials-of-the-international-scientific-and-practical-conference_min.pdf

4. Яцишен А.О., Міщенко Н.М., Грушевський О.М. Вплив турбулентних потоків тепла у граничному шарі атмосфери на еволюцію радіаційних туманів Матеріали міжнародної науково-практичної конференції природничо-географічні дослідження рельєфу, клімату та поверхневих вод: сучасний стан та перспективи розвитку до 75-річчя кафедр землезнавства та геоморфології, метеорології та кліматології, гідрології та гідроекології. Україна, м. Київ, 2-4 жовтня 2024 С. 110.

https://geo.knu.ua/wp-content/uploads/2024/09/2024-materials-of-the-international-scientific-and-practical-conference_min.pdf

ЗМІСТ

Вступ.....	12
1 КЛІМАТОЛОГІЯ ТУМАНІВ І ТУРБУЛЕНТНИЙ ОБМІН У ГРАНИЧНОМУ ШАРІ АТМОСФЕРИ.....	18
1.1 Стисла характеристика традиційних підходів до процесів утворення радіаційних туманів.....	18
1.2 Порівняльний аналіз прогнозування радіаційного туману в різних кліматичних умовах.....	21
1.3 Структура життєвого циклу радіаційного туману.....	27
1.4 Роль турбулентності у процесах туманоутворення в стійко стратифікованому приземному шарі.....	30
2 МЕТОДИ ПРОГНОЗУВАННЯ РАДІАЦІЙНОГО ТУМАНУ.....	35
2.1 Симуляція утворення і еволюції радіаційного туману в мезомасштабних моделях.....	35
2.2 Використання метеодронів у дослідженнях і прогнозуванні туманів.....	38
2.3 Прогноз температури туманоутворення.....	44
2.4 Емпіричні методи прогнозування радіаційного туману.....	55
2.5 Діагноз і прогноз характеристик туману, що впливають на його еволюцію.....	67
3 КЛІМАТОЛОГІЧНІ ТА ФІЗИЧНІ ОСНОВИ АДАПТАЦІЇ ПРОГНОЗУ РАДІАЦІЙНИХ ТУМАНІВ.....	83
3.1 Фізико-географічна характеристика районів дослідження та кліматологічні умови туманоутворення.....	83
3.2 Вихідні дані та методика дослідження.....	86
3.3 Міжривневий обмін у граничному шарі атмосфери як предиктор прогнозу характеристик радіаційних туманів.....	89
3.4 Вплив міжривневого обміну на параметри радіаційних туманів.....	97

3.5	Роль турбулентних потоків тепла граничного шару атмосфери у еволюції радіаційних туманів.....	103
3.6	Кількісна оцінка впливу типу стратифікації і турбулентного обміну у граничному шарі атмосфери на утворення радіаційного туману.....	104
3.7	Часова еволюція температурної стратифікації і турбулентних потоків тепла у радіаційному тумані.....	112
3.8	Адаптація прогнозу радіаційних туманів через врахування їх кліматології.....	116
3.8.1	Вихідні дані та методика кліматологічної адаптації температури туманоутворення.....	117
3.8.2	Апроксимація добово-річного розподілу температури туманоутворення та аналіз результатів.....	118
	Висновки.....	134
	Список використаної літератури.....	137

Вступ

Під час повномасштабного вторгнення російської федерації на територію України метеорологічна підтримка різних видів (родів) Збройних Сил України набула особливого значення, оскільки вплив погодних умов на застосування озброєння і військової техніки не лише напряду визначає його ефективність, а й, у деяких випадках, має вирішальне значення для результатів локальних військових операцій.

Досвід сучасних бойових дій засвідчив, що до традиційних «погодозалежних» видів ЗСУ (таких як Сухопутні війська, Повітряні Сили, Військово-Морські Сили) додалися Сили безпілотних систем, а також окремі підрозділи безпілотних систем і комплексів, які входять до складу усіх вище перелічених видів.

Наприклад, ефективність розвідувальних БпЛА в оптимальних метеоумовах дозволяє виконувати спостереження на площі до 25 квадратних кілометрів, але при низькій хмарності та обмеженій видимості цей показник знижується до п'яти разів, що критично важливо для роботи далекобійної артилерії, такої як М777 та САУ Caesar. Дальність польоту БпЛА (а, отже, і виконання завдань) різних типів суттєво залежить від діапазону температур на ешелоні польоту, оскільки її негативні значення, при високій вологості навколишнього повітря, сприяють утворенню обледеніння, що повністю унеможлиблює як політ, так і аерофоторозвідку. Хвилювання моря, яке, насамперед, зумовлюється швидкістю вітру, істотно впливає на ефективність застосування безкіпажних дронів.

Прогнозування впливу інших метеовеличин і явищ погоди також має вагомe прикладне значення: сніговий покрив підвищує контрастність цілей, полегшуючи їх виявлення і знищення, а різкі зниження температури впливають на стан поверхні ґрунту, який підвищує прохідність колісної техніки, з одного боку, і ускладнює облаштування фортифікаційних споруд, з іншого.

Загальновідомо, що одним з небезпечних явищ погоди є туман. Необхідність врахування його впливу на широкий спектр завдань має місце в низці управлінських рішень. Якщо, наприклад, для авіації туман ускладнює зліт і посадку літаків, що суттєво знижує їх бойові можливості, то досвід ведення бойових дій засвідчив, що туман сприяє прихованому маневру військ, коли відстеження маршрутів переміщення малих піхотних груп, ведення повітряної розвідки за допомогою БПЛА ускладнюються через їх «сліпоту». Це, з одного боку, підвищує ефективність ведення штурмових дій, логістики військ, заходів евакуації, зайняття нових позицій, а з іншого надає таку ж можливість підрозділам ворожої армії.

Прогнозування туманів різних типів залежить від безлічі факторів, які можуть краще або гірше враховуватися в чисельних моделях. Для адвективних туманів, причинами яких є макроциркуляційні чинники, справджуваність прогностичних даних буде вищою, ніж, наприклад, для радіаційних туманів. Це пояснюється суттєвим впливом на процеси утворення і еволюції цих туманів низки таких місцевих чинників як рельєф, значення температури туманоутворення у різні сезони року, теплопровідність ґрунту і його випромінююча здатність і, відповідно, вплив турбулентних потоків тепла у граничному шарі атмосфери тощо. Саме тому шляхи підвищення ефективності прогнозування радіаційних туманів лежать у площині розробки локальних методик або ж адаптації наявних до місцевих умов.

Актуальність дослідження впливає з надзвичайно широкого спектру різних видів діяльності, які є «чутливими» до впливу туманів в цілому, і до туманів радіаційного походження зокрема.

Розробка нових, ефективних підходів до локального прогнозування туманів, у яких використовуються предиктори з високим рівнем інформативності, доступні в оперативній практиці дозволяє не лише оптимізувати дії споживачів у традиційних погодозалежних сферах, а й, на цей час, є важливою задачею оборонного характеру.

Зв'язок роботи з науковими програмами, планами, темами

Дисертаційне дослідження виконувалося у рамках науково-дослідної роботи:

- «Вплив погодних умов на застосування БпЛА»;
- «Оцінка прогнозування низької хмарності та висоти її нижньої межі за даними чисельних моделей на аеродромах України»;
- «Розробка та електронна реалізація авіаційних прогнозів погоди для керівництва з «Практичних робіт метеорологічних підрозділів авіації ЗС України»

Метою дослідження є адаптація і апробація наявних методик прогнозування радіаційних туманів для території України на підставі їх кліматологічних характеристик та апробація нових методик (прогностичних критеріїв) для прогнозування радіаційних туманів з використанням предикторів, що входять до наборів прогностичних даних.

Завдання, які вирішувались у ході дослідження:

- визначення характеристик температурної стратифікації ГША та її часової еволюції для випадків радіаційних туманів з використанням сформованої бази випадків радіаційного туману;
- розробка підходу для уточнення прогностичних значень температури туманоутворення радіаційних туманів через кліматичні показники її добово-річного розподілу;
- встановлення зв'язку між кліматологічними показниками граничного шару атмосфери і параметрами радіаційних туманів;
- деталізація часової еволюції турбулентних потоків тепла у ГША при утворенні радіаційних туманів (як предиктору їх прогнозу), визначення їх осереднених характеристик та структури зв'язку з трансформацією температурної стратифікації атмосфери;
- визначення залежності між характеристиками міжрівневого обміну у граничному шарі атмосфери і кількісними характеристиками радіаційних туманів.

Об'єкт дослідження – процеси конденсації водяної пари у приземному шарі атмосфери за рахунок радіаційного випромінювання підстильної поверхні.

Предмет дослідження: кліматологічні показники радіаційних туманів та граничного шару атмосфери, їх взаємозв'язок, осереднені характеристики турбулентних потоків тепла у граничному шарі атмосфери, їх вплив на еволюцію радіаційних туманів та можливість використання у процедурах прогнозування.

Методи дослідження: використано комплекс кліматологічних, статистичних, синоптичних, розрахункових та фізико-діагностичних методів дослідження. Як емпіричні методи застосовувалися спостереження та порівняння, а як теоретичні – аналіз, синтез і моделювання.

Наукова новизна проведеного дослідження полягає у розробці кліматологічного підходу до уточнення значень температури туманоутворення для різних місяців року шляхом апроксимації добово-річного розподілу повторюваності туманів двовимірною гармонічною функцією. Вперше запропонований підхід до прогнозування еволюції радіаційних туманів через визначення закономірностей трансформації температурної стратифікації граничного шару атмосфери під впливом турбулентних потоків тепла у шарі туманоутворення з використанням даних радіозондування збільшеної часової дискретності.

Дослідження часової еволюції теплового балансу підстильної поверхні та граничного шару атмосфери, який оцінювався як різниця між турбулентними потоками тепла і ефективним випромінюванням підстильної поверхні, дозволило з'ясувати фізичні особливості трансформації температурної стратифікації в граничному шарі атмосфери. Разом із тим встановлено, що ця різниця може бути використана як інформативний предиктор для прогнозу часу утворення і розсіяння радіаційних туманів.

У ході дослідження удосконалено процедури адаптації методики прогнозування температури туманоутворення для конкретного пункту, а також деталізований взаємозв'язок між параметрами граничного шару і характеристиками радіаційних туманів на підставі їх кліматичних показників.

Набув подальшого розвитку підхід до визначення часової еволюції радіаційних туманів через показники часової еволюції турбулентних потоків тепла у граничному шарі атмосфери.

Практичне значення одержаних результатів. Одержані у ході дослідження результати встановлюють чіткі процедури адаптації методик прогнозу утворення і еволюції радіаційних туманів для конкретного пункту, через їх базування на кліматичних показниках і використанні прогностичних даних від світових прогностичних центрів високої справджуваності та доступних для використання у оперативній практиці.

Крім цього, одержані кліматичні показники радіаційних туманів (наприклад, добово-річний хід) можуть використовуватися у розширенні можливостей спеціалізованого програмного забезпечення (наприклад, RAOB) шляхом внесення їх розподілу до розділу спеціальних предикторів, які відображають вплив місцевих чинників.

Вагоме значення для покращення ефективності прогнозування радіаційних туманів має підхід, у якому запропоновано використання не лише значень метеовеличин біля поверхні землі, а й їх вертикального розподілу у граничному шарі, що досить обмежено висвітлювалося у наявних прогностичних методиках.

Особистий внесок здобувача полягає у розробці підходу з використання кліматологічних показників радіаційних туманів для адаптації емпіричних методів його прогнозу до локальних умов. Крім цього, на підставі аналізу еволюції температурної стратифікації граничного шару під впливом турбулентних потоків тепла розроблений підхід для прогнозування часу утворення і розсіяння туманів. Перевагою запропонованого підходу є доступність вихідних даних у оперативній діяльності метеопідрозділів. У наукових працях, опублікованих у співавторстві, здобувачеві належать постановка окремих задач, збір, узагальнення й обробка вихідних даних, виконання розрахунків, аналіз результатів та участь у підготовці текстів публікацій.

Апробація результатів дослідження. Основні положення та результати дисертаційної роботи доповідалися і обговорювалися на всеукраїнських та міжнародних науково-практичних конференціях. Зокрема, на Другому Всеукраїнському гідрометеорологічному з'їзді, VII Всеукраїнському пленері з питань природничих наук, а також на міжнародній науково-практичній конференції, присвяченій сучасному стану та перспективам розвитку природничо-географічних досліджень рельєфу, клімату та поверхневих вод.

Публікації. За темою дисертації опубліковано три наукові праці, у тому числі статті у фахових наукових виданнях України та тези доповідей на наукових конференціях. Основні результати дослідження відображено у публікаціях, присвячених кліматичному підходу до визначення температури туманоутворення радіаційних туманів, ролі турбулентних потоків тепла у граничному шарі атмосфери у формуванні радіаційних туманів, а також міжрівневого обміну як предиктору прогнозу характеристик радіаційних туманів.

Структура роботи дисертації. Дисертаційна робота складається зі вступу, трьох розділів, висновків, списку використаних джерел та додатків.

У першому розділі розглянуто загальні характеристики туманів, механізми їх утворення, сучасні підходи до прогнозування та роль кліматологічних і фізичних чинників у формуванні туманів.

У другому розділі проаналізовано основні методи прогнозу радіаційного туману, зокрема, способи визначення температури туманоутворення, часу утворення та розсіювання туману, а також підходи до діагностики характеристик, що визначають його еволюцію.

У третьому розділі обґрунтовано адаптацію методів прогнозу туману з урахуванням кліматологічних характеристик температури туманоутворення та впливу температурної стратифікації, турбулентних потоків тепла і міжрівневого обміну у граничному шарі атмосфери на еволюцію радіаційних туманів.

У висновках наведено основні результати та узагальнення проведеного дослідження.

1. КЛІМАТОЛОГІЯ ТУМАНІВ І ТУРБУЛЕНТНИЙ ОБМІН У ГРАНИЧНОМУ ШАРІ АТМОСФЕРИ

1.1 Стисла характеристика традиційних підходів до процесів утворення радіаційних туманів

Традиційні методи прогнозування туманів, зокрема синоптичні схеми, емпіричні індекси та статистичні моделі, часто не враховують локальних кліматичних особливостей, що істотно знижує їх ефективність. У зв'язку з цим у сучасній метеорологічній практиці дедалі більшого значення набуває адаптація методів прогнозування до специфіки конкретного регіону або пункту спостережень. Саме кліматичні умови значною мірою визначають повторюваність, тривалість та інтенсивність туманів, а також особливості механізмів їх утворення.

Дослідження, виконані в різних регіонах Європи та Північної Америки, показують, що для різних типів туманів – радіаційних, адвективних, фронтальних або орографічних – визначальні фізичні процеси змінюються залежно від місцевих умов [1]. У помірно континентальних районах переважають радіаційні тумани, формування яких тісно пов'язане з нічним вихолодженням підстильної поверхні та розвитком приземної інверсії. У прибережних районах частіше спостерігаються адвективні тумани, що зумовлюються горизонтальним переносом вологого повітря над холоднішою поверхнею. У гірських районах значну роль відіграють орографічні тумани, пов'язані з рельєфом та інверсійними процесами. Це свідчить про те, що універсальні схеми прогнозування туману не можуть бути однаково ефективними без урахування регіональних особливостей.

У традиційних метеорологічних дослідженнях туман розглядається як атмосферне явище, що виникає внаслідок конденсації водяної пари і супроводжується зниженням горизонтальної видимості до значень менше 1 км

[1]. Його формування має важливе прикладне значення, оскільки тумани істотно впливають на авіаційне, автомобільне та морське сполучення, а також на безпеку виконання спеціальних завдань в умовах обмеженої видимості [2]. Разом з тим туман у ряді регіонів може виконувати і позитивну роль, виступаючи джерелом вологи для екосистем, підтримуючи відновлення рослинності та поповнюючи водні ресурси [3]. Таким чином, дослідження туманів має не лише прикладне, а й ширше природничо-наукове значення.

Серед різних типів туманів найбільш поширеним є радіаційний туман, який формується внаслідок нічного радіаційного вихолодження земної поверхні та прилеглого шару повітря [4, 5]. У денний час поверхня землі накопичує тепло за рахунок короткохвильового сонячного випромінювання, а вночі втрачає його через довгохвильове випромінювання. У результаті температура повітря поблизу поверхні знижується, і за досягнення стану насичення починається конденсація водяної пари. Однак цей процес визначається не лише охолодженням, а й сукупною дією багатьох локальних чинників, зокрема типу поверхні, зволоження ґрунту, рослинного покриву, локальної циркуляції та наявності джерел вологи.

Як показано в роботі [6], формування радіаційного туману суттєво залежить від типу підстильної поверхні, теплової інерції ґрунту, наявності водойм, локальних особливостей циркуляції повітря та інтенсивності турбулентного обміну. Саме ці чинники визначають швидкість нічного охолодження, розвиток інверсійного шару та умови накопичення вологи у приземному шарі атмосфери. У цьому контексті радіаційний туман слід розглядати як явище, що формується в межах стійко стратифікованого граничного шару атмосфери (ГША), де вертикальні рухи повітря послаблюються, а роль локальних процесів стає визначальною.

Стійкий ГША характеризується зростанням віртуальної потенційної температури з висотою, що відповідає збільшенню статичної стійкості і пригніченню вертикальних рухів [7]. За таких умов інтенсивність турбулентного перемішування зменшується, а великомасштабні вихори поступаються місцем

дрібномасштабним рухам. Подальше посилення стратифікації може призводити до майже повного згасання турбулентності, внаслідок чого вертикальне перемішування стає мінімальним, а волога накопичується поблизу поверхні. Саме в таких умовах створюється сприятливе середовище для досягнення насичення повітря і формування туману [7, 8].

Водночас слабка турбулентність не лише не перешкоджає туманоутворенню, а в ряді випадків є необхідною умовою його вертикального розвитку. За слабкої стійкої (або нейтральної) стратифікації турбулентне перемішування може сприяти перерозподілу вологи й температури в приземному шарі, пришвидшуючи досягнення локального насичення. Однак зі зростанням стійкості вертикальне перемішування дедалі більше пригнічується, а утворення туману починає визначатися вже не стільки інтенсивністю турбулентності, скільки співвідношенням між вихолоджуванням підстильної поверхні, вологовмістом та здатністю шару утримувати стійку стратифікацію [9].

Особливий інтерес у цьому контексті становлять результати прямого чисельного моделювання (DNS), яке дозволяє досліджувати дрібномасштабні механізми взаємодії турбулентності та фазових переходів у стійко стратифікованому приземному шарі [10, 11]. Такі дослідження показують, що туманоутворення можливе як за турбулізованого, так і за майже стаціонарного режиму потоку. Відмінності полягають у тому, що за однакових значень початкової вологості, туман у турбулентному режимі може виникати при нижчих значеннях коефіцієнта перемішування, ніж у ламінарному. Отримані результати вказують на те, що турбулентність не запобігає формуванню туману, а визначає особливості його просторової структури та темпи подальшого розвитку.

Важливим є й те, що процес конденсації супроводжується виділенням прихованої теплоти, яка може впливати на стійкість приземного шару і модифікувати характер турбулентного режиму. За певних умов це уповільнює повне згасання турбулентності, а отже, змінює часову структуру формування туману. Таким чином, радіаційний туман є результатом складної нелінійної

взаємодії процесів радіаційного вихолодження, стратифікації, фазових переходів і турбулентного обміну.

Кліматичні умови утворення туманів і характер турбулентного обміну в приземному шарі атмосфери є взаємопов'язаними чинниками, які визначають частоту, інтенсивність і механізми розвитку туманів у різних регіонах. Це обґрунтовує необхідність розглядати тумани не лише як наслідок досягнення стану насичення, а як результат складної взаємодії локальних термодинамічних і динамічних процесів, що й становить основу для подальшого аналізу методів прогнозування та фізичних механізмів еволюції радіаційних туманів.

1.2 Порівняльний аналіз прогнозування радіаційного туману в різних кліматичних умовах

Однією з ключових проблем прогнозування радіаційного туману є обмежена репрезентативність емпіричних, статистичних і чисельних методів прогнозу між регіонами з різними фізико-географічними умовами. Багато відомих підходів, зокрема індекс FSI, індекс Гібсона, методи Зверєва та інші, демонструють задовільну якість лише в тих умовах, для яких вони були розроблені, але втрачають точність при застосуванні в інших фізико-географічних і кліматичних умовах [1] або ж потребують адаптації. Це пов'язано з тим, що формування туману визначається не лише загальними термодинамічними умовами, а й локальними особливостями зволоження, рельєфу, типу підстильної поверхні, вітрового режиму, радіаційного балансу тощо.

Підтвердженням цього, наприклад, є результати шестирічних досліджень кліматології радіаційного туману на двох майданчиках CESAR (Нідерланди) та CIBA (Іспанія). Ці станції істотно відрізняються за географічним положенням, зволоженням, висотою над рівнем моря, характером підстильної поверхні та доступом до ґрунтових вод. Показано, що на більш вологому майданчику CESAR тумани виникають майже рівномірно протягом року, але зазвичай мають меншу

тривалість. Натомість на більш сухому майданчику СІВА радіаційні тумани переважно спостерігаються в холодний період, формуються пізніше після заходу Сонця, але є щільнішими й стійкішими. Такі відмінності пояснюються поєднаною дією синоптичного режиму, ступеня зволоження підстильної поверхні, наявності водойм і умов нічного вихолодження.

На майданчику CESAR, де зволоження є вищим і поблизу розташовані водойми, для досягнення насичення повітря достатньо меншого нічного охолодження. Це зумовлює більш раннє утворення туману відносно моменту заходу Сонця і його швидше розсіювання після сходу Сонця. На СІВА, навпаки, для досягнення насичення потрібне інтенсивніше охолодження, що зумовлює пізніше виникнення туману, але за сприятливих антициклональних умов він зберігається довше і характеризується більшою щільністю. Отже, навіть для одного й того самого типу туману його часові та структурні характеристики істотно залежать від локального кліматичного режиму.

Для оцінювання можливостей статистичного прогнозування радіаційного туману в різних кліматичних умовах було використано метод М14, який базується на застосуванні порогових значень ключових метеорологічних змінних перед утворенням туману. До таких змінних належать відносна вологість біля поверхні, зміна температури на 2 м, швидкість вітру на 10 м і інтенсивність радіаційного вихолодження [12]. Проведений аналіз показав, що прогностична ефективність цього методу істотно залежить від вибору порогових значень та від регіональних особливостей місця застосування. Метод демонструє задовільні результати за умов, коли порогові характеристики отримані для конкретного пункту спостережень, однак його стійкість зменшується при перенесенні в інші фізико-географічні умови.

У [12] обґрунтований статистичний метод прогнозування туману, що дозволяє досягнути високої справджуваності прогнозу радіаційного туману. Порогові значення ключових змінних, що беруть участь у формуванні туману, були кількісно визначені шляхом порівняння між періодами до туману та всі дані після утворення. Періоди з 6-годинним часовим інтервалом до початку

утворення туману. Для розрахунку цих порогів (M14) використовував набір даних двох зим [15], що відображено на (рис 1.1). З цього набору було вибрано події радіаційного туману та визначили порогові значення для чотирьох ключових змінних, що беруть участь у формуванні туману: відносна вологість (RH_{2m}) на 2 метрах, різниця температури на 2 метрах (ΔT_{2m}), швидкість вітру (U_{10m}) на 10 метрах, і сумарне інфрачервоне випромінювання (FIR). (ΔT_{2m}) було визначено як різниця між температурою в певний момент (в час спостереження) і за 3 години раніше, тоді як FIR представляє різницю між вхідними і вихідними довгохвильовими випромінювання.

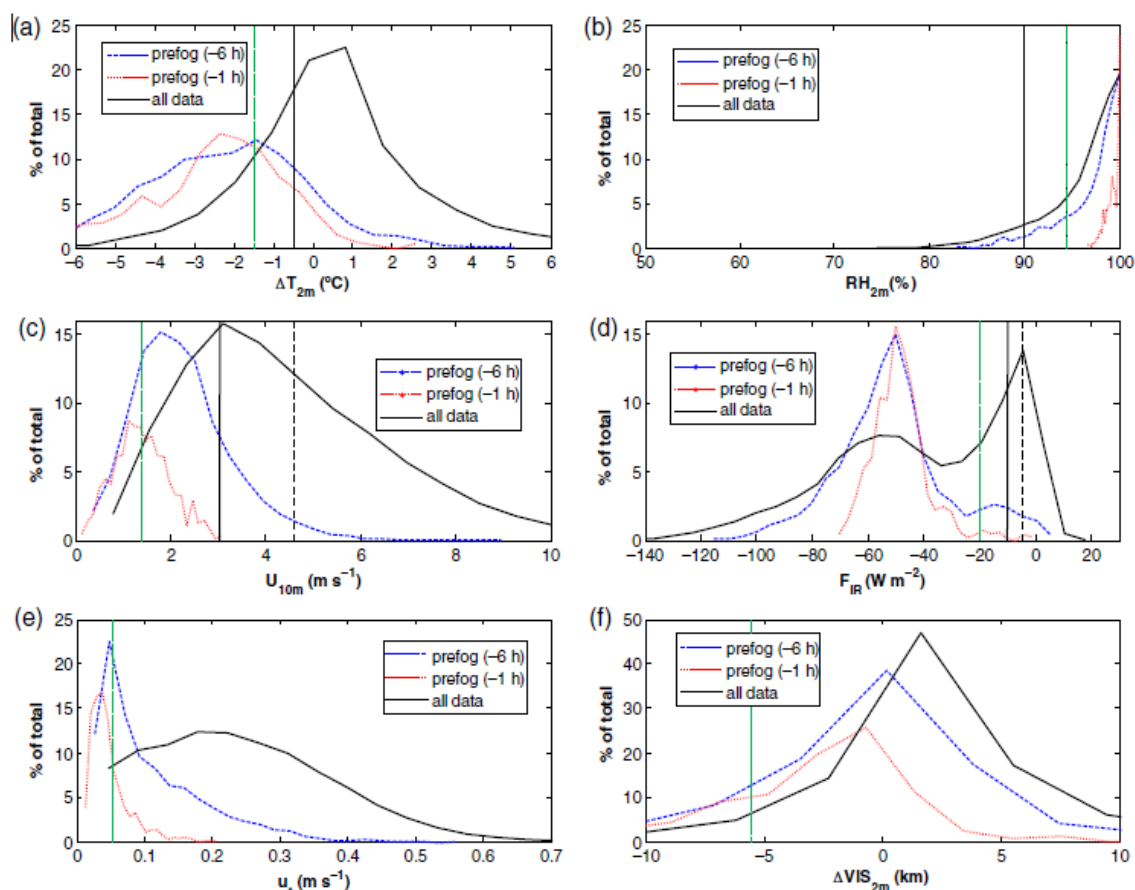


Рисунок – 1.1 Розподіл основних факторів для формування радіаційного туману з використанням даних за чотири роки (чорна лінія) та для умов до утворення туману за 6 годин та 1 годину (пунктирні лінії) на CESAR:

ΔT_{2m} , $^{\circ}\text{C}$ (a); RH_{2m} , % (b); U_{10m} , $\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$, (c); F_{IR} $\text{W}\cdot\text{m}^{-2}$ (d); u^* , $\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$ (e); ΔVIS_{2m} , км (f).

Вони визначили наступні порогові значення як сприятливі перед утворенням тумана: відносна вологість $> 90 \%$, $\Delta T_{2m} < -0.5^\circ\text{C}$; швидкість вітру $> 3 \text{ м/с}$, та $F_{IR} < -10$; W_m^{-2} . Водночас наявні підходи залишають відкритим питання просторової структури поля вологості.

Також було оцінено здатність моделі WRF моделювати умови до утворення туману протягом того ж місяця. Ця методологія призвела до виявлення (коефіцієнта влучань) 87% періодів утворення радіаційного туману за допомогою спостережень та 74% за допомогою результатів моделі. У дослідженні також застосовано цей метод у CESAR та CIBA, щоб оцінити його стійкість на об'єктах з різними погодними умовами. Для цього ми також склалися частотні на (рис 1.1) кожної змінної для всіх даних та періодів до появи туману під час радіаційного туману. Крім того, включається швидкість тертя (u^*) та тенденція видимості 2 м за 1 годину (ΔVIS_{2m}) як потенційні предиктори радіаційного туману. Водночас наявні підходи залишають відкритим питання просторової структури поля вологості.

Вертикальні лінії вказують використані порогові значення: значення M14 (суцільний чорний колір), значення CESAR (пунктирний чорний колір), оптимальне значення для GSS (пунктирний). Процедуру верифікації було збережено максимально наближеною до тієї, що представлена в методі (M14), щоб отримати порівнянні результати. Однак для проведення незалежних верифікацій, періоди, що використовуються для верифікації даного методу з використанням спостережень, відрізняються від тих, що використовуються для розрахунку частотних гістограм ключових змінних для утворення туману. Для цього конкретного періоду в CIBA були доступні вимірювання видимості та радіаційного вихолоджування, тому можна було виконати надійну верифікацію.

Порівняльний аналіз підтверджує, що навіть за використання однакової методичної схеми результати прогнозування радіаційного туману на CESAR і CIBA виявляються різними. Це пов'язано з тим, що однакові порогові значення метеорологічних змінних мають різну фізичну інтерпретацію в умовах вологого морського клімату та більш сухого континентального середовища. Таким чином,

статистичні методи прогнозу туману можуть бути ефективними лише за умови попереднього локального налаштування.

Не менш важливою є оцінка можливостей сучасних чисельних моделей прогнозу погоди. Попри суттєвий прогрес у відтворенні процесів у граничному шарі атмосфери, моделі типу WRF, AROME чи ICON усе ще мають обмеження у прогнозуванні радіаційного туману, зокрема через недостатню вертикальну роздільну здатність, труднощі у відтворенні нічного вихолоджування та високу чутливість до параметризації турбулентності й мікрофізики [1]. У низці досліджень показано, що модель WRF не завжди коректно відтворює момент утворення туману, час його розсіювання та вертикальну потужність туманного шару [13,14].

Отже, для аналізу у CESAR було використано чотири роки із загальної кількості шести, а в CIBA – шість років, як зображено на рис (1.2).

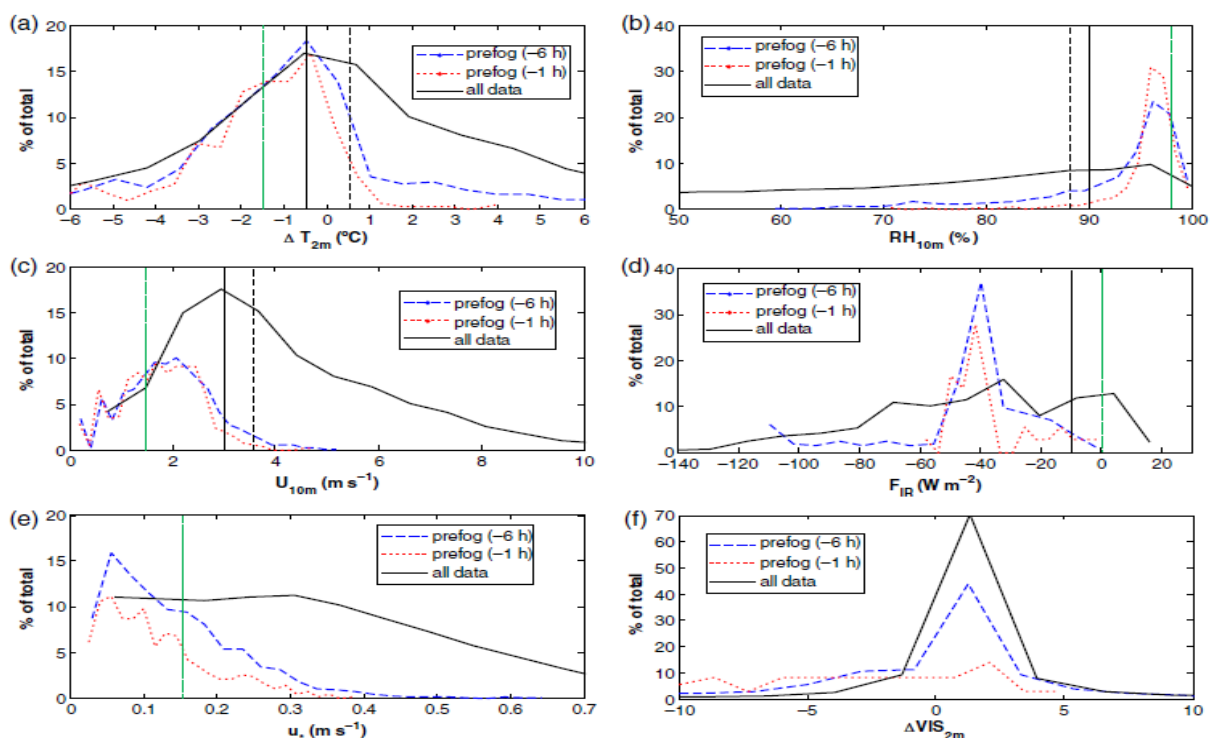


Рисунок 1.2 - Розподіл основних факторів для формування радіаційного туману з використанням даних за шість років, (чорна лінія) та для умов до утворення туману за 6 годин та 1 годину (пунктирні лінії) на CIBA:

ΔT_{2m} , $^{\circ}\text{C}$ (a); RH_{2m} , % (b); U_{10m} , $\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$, (c); F_{IR} $\text{W}\cdot\text{m}^{-2}$ (d); u_* , $\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$ (e); ΔVIS_{2m} , км (f).

Водночас наявні підходи залишають відкритим питання просторової структури поля вологості. Для прогнозу туману на основі спостережень (M14) буде порівнюватися спостереження ключових змінних щодо утворення туману з пороговими значеннями. Крім того, після отримання цих порогових значень з урахуванням частоти до появи туману в CESAR та CIBA. Обчислюють різні комбінації порогових значень на основі покращень кожного показника ефективності. Оцінка прогнозування α_n розраховується для кожної змінної, що дорівнює 1, коли значення дорівнює, або нижче за порогове значення. Коли ця умова не виконується, прогнозоване явище знаходиться між 0 та 1, згідно з Гаусовим розподілом, залежно від відстані до порогового значення.

Встановлено, що якість чисельного прогнозу радіаційного туману істотно залежить від конфігурації фізичних параметризацій, насамперед мікрофізичних схем і схем граничного шару атмосфери. Зокрема, результати моделювання вказують на високу чутливість прогнозу до вибору мікрофізичної схеми, а також до початкових умов і способу асиміляції спостережень [13, 14]. Це підтверджує, що навіть сучасні мезомасштабні моделі не забезпечують автоматично високої якості прогнозу туману без спеціального налаштування під місцеві умови.

Важливою перевагою чисельного підходу є можливість моделювання просторово-часової структури метеорологічних величин у межах граничного шару атмосфери. Проте на практиці це не усуває проблеми локальної адаптації, а навпаки підсилює вимоги до якості вхідних даних, параметризацій та верифікації модельних результатів. Саме тому чисельне прогнозування радіаційного туману слід розглядати не як універсальну альтернативу кліматологічним і емпіричним методам, а як один із компонентів комплексного прогностичного підходу.

Таким чином, порівняльний аналіз статистичних і чисельних методів прогнозування радіаційного туману в різних кліматичних умовах показує, що жоден із них не може розглядатися як універсальний без попередньої адаптації до особливостей конкретного пункту або регіону. Це обґрунтовує доцільність поєднання кліматологічного підходу з аналізом фізичних процесів у граничному

шарі атмосфери, що надалі і становить основу даного дисертаційного дослідження.

1.3 Структура життєвого циклу радіаційного туману

У сучасних дослідженнях тумани розглядаються як складні нестационарні атмосферні утворення, еволюція яких визначається взаємодією термодинамічних, динамічних і мікрофізичних процесів у приземному шарі атмосфери. Відхід від спрощених уявлень, за яких туман трактувався переважно як прямий наслідок нічного радіаційного охолодження підстильної поверхні, став можливим завдяки розвитку високочастотних дистанційних вимірювань, детальних наземних спостережень і комплексних польових експериментів. Одним із найбільш репрезентативних сучасних досліджень у цьому напрямі є експеримент SOFOG3D, результати якого узагальнені у роботі 2023 року [21].

Автори експерименту SOFOG3D пропонують розглядати життєвий цикл туману як послідовність кількох фаз, кожна з яких характеризується специфічним співвідношенням термодинамічних і турбулентних процесів. Виділяються фази перед утворенням туману, стабільного туману, перехідна фаза, адіабатичний туман та фаза розсіювання. Такий підхід дозволяє перейти від опису окремих випадків до фізично обґрунтованої концептуальної моделі туманоутворення, у межах якої зміни температури, вологості та турбулентності розглядаються у взаємозв'язку.

На початковій стадії формування туману домінуючим механізмом є радіаційне охолодження земної поверхні, яке призводить до розвитку температурної інверсії в нижніх десятках метрів атмосфери. За результатами SOFOG3D встановлено, що в цей період турбулентний обмін є мінімальним: значення кінетичної енергії турбулентності (ТКЕ) не перевищують 0,03–0,05 $\text{m}^2 \cdot \text{s}^{-2}$, а дисперсія вертикальної швидкості $\sigma^2 w$ залишається нижчою за 0,01 $\text{m}^2 \cdot \text{s}^{-2}$. За таких умов вертикальне перемішування практично відсутнє, що

створює сприятливі умови для локального накопичення вологи в приземному шарі та досягнення стану насичення.

Ці результати узгоджуються з класичними уявленнями про формування радіаційних туманів у стабільному атмосферному граничному шарі [6, 7]. Разом з тим експеримент SOFOG3D показує, що навіть у фазі стабільного туману повна відсутність турбулентності є рідкісною. Дрібномасштабні випадкові коливання можуть зберігатися внаслідок слабкої механічної дії вітру, неоднорідності підстильної поверхні або локальних змін теплового балансу. Це означає, що туман формується не в умовах абсолютного припинення обміну, а за режиму дуже слабкого, але фізично значущого турбулентного перемішування.

Одним із ключових висновків роботи [21], є твердження про те, що подальша еволюція туману неможлива без посилення турбулентного перемішування. Перехід від стабільного до адіабатичного туману супроводжується зростанням ТКЕ до $0,3\text{--}0,4 \text{ м}^2\cdot\text{с}^{-2}$ та збільшенням σ^2w до $0,04\text{--}0,07 \text{ м}^2\cdot\text{с}^{-2}$, що свідчить про якісну зміну режиму вертикального обміну. У цьому випадку турбулентність вже не просто супроводжує існування туману, а стає чинником, що визначає його подальшу вертикальну перебудову.

Посилення турбулентності зумовлює інтенсивніше вертикальне перемішування повітряних мас, що сприяє перерозподілу водяної пари, прихованої теплоти та рідкої води в межах шару туману. У результаті туман переходить у квазі адіабатичний стан, для якого характерна більш однорідна вертикальна структура температури і вологості. Це особливо важливо з погляду інтерпретації життєвого циклу туману, оскільки показує, що його розвиток не зводиться лише до накопичення вологи в приземному шарі, а включає зміну механізму внутрішньо шарової взаємодії між термодинамічними та динамічними процесами.

Для кількісної оцінки стану туманного шару в SOFOG3D застосовано параметр еквівалентної адіабатичності $\alpha_e q^{\text{closure}}$, запропонований у [22]. Показано, що значення $\alpha_e q^{\text{closure}}$, близькі до 0,5, відповідають переходу до

адіабатичного режиму, тоді як подальше зростання цього параметра свідчить про посилення вертикального перемішування.

Поряд із цим у роботі аналізуються параметри шляху насичення пари (LWP) та насичення пари туману (RLWP), які дозволяють оцінити баланс між надходженням і втратами вологи в туманному шарі [21, 22]. Встановлено, що зменшення RLWP до від'ємних значень передуює фазі розсіювання туману, що відкриває можливості для оперативної діагностики початку його деградації. Це особливо важливо для прикладних задач прогнозування, оскільки дозволяє пов'язати внутрішню термодинамічну структуру туману з його часовою еволюцією.

Фаза розсіювання туману є найбільш складною з фізичної точки зору. Виділяються нічна та денна фази розсіювання, які відрізняються за домінуючими механізмами. Нічна фаза може бути пов'язана з посиленням механічної турбулентності, зміною напрямку або швидкості вітру, а також з адвекцією повітряних мас. Денна фаза, навпаки, визначається сонячним прогріванням підстильної поверхні, послабленням інверсійної стратифікації та виникненням конвективних рухів, які сприяють руйнуванню туманного шару [21].

Попри значну наукову цінність результатів SOFOG3D, слід зауважити, що основна увага в цьому експерименті приділяється переважно вертикальній структурі туманного шару. Горизонтальна неоднорідність поля вологості, а також її роль у генерації або пригніченні локальної турбулентності залишаються менш висвітленими. Це обмежує можливості безпосереднього перенесення результатів на регіони зі складною підстильною поверхнею, де просторові контрасти зволоження, температури та рельєфу можуть істотно змінювати механізми туманоутворення.

Таким чином, результати експерименту SOFOG3D демонструють, що життєвий цикл туману визначається нелінійною взаємодією термодинамічних і турбулентних процесів у приземному шарі атмосфери. Вони підтверджують, що туман не можна розглядати лише як наслідок радіаційного охолодження, оскільки його формування, розвиток і розсіювання суттєво залежать від змін

режиму турбулентного обміну. Отримані висновки створюють важливе фізичне підґрунтя для подальшого аналізу ролі турбулентності в еволюції туману та для оцінювання можливостей її врахування у прогностичних схемах.

1.4 Роль турбулентності у процесах туманоутворення в стійко стратифікованому приземному шарі

Серед фізичних процесів, що визначають формування, вертикальний розвиток і розсіювання туману, важливу роль відіграє турбулентний обмін у межах туманного шару та прилеглого граничного шару атмосфери [1, 22]. Саме турбулентне перемішування забезпечує вертикальний перенос тепла, вологи й імпульсу, а отже, істотно впливає як на умови досягнення стану насичення, так і на подальшу еволюцію туманного шару. У зв'язку з цим аналіз турбулентного обміну слід розглядати як необхідну складову фізично обґрунтованого прогнозування характеристик радіаційного туману.

Турбулентний обмін у межах туманного шару забезпечує вертикальний перенос вологи від підстильної поверхні в приземну атмосферу. Як зазначають окремі автори [23, 24], за умов стійкої стратифікації та слабких коливань вітру формується саме такий рівень турбулентності, який є достатнім для вертикального поширення туману, але водночас недостатнім для його руйнування.

Фізично турбулентний обмін реалізується за рахунок вихрових рухів, що виникають і розвиваються поблизу земної поверхні в процесі переміщення повітря. За загальними уявленнями, збільшення коефіцієнта турбулентного обміну має супроводжуватися посиленням швидкості вітру, що, своєю чергою, може впливати на вертикальну потужність туманного шару.

Разом з тим зміни коефіцієнта турбулентного обміну в межах туману мають специфічний характер і не повторюють безпосередньо закономірності зміни температури та вітру в граничному шарі атмосфери. Насамперед формування туману потребує наявності приземної інверсії та слабого вітру

поблизу підстильної поверхні. За таких умов коефіцієнт турбулентного обміну, як правило, набуває малих значень, оскільки інтенсивні вихрові рухи, здатні забезпечити активний обмін, виникають переважно за значніших швидкостей вітру. Саме тому в туманному шарі реалізується особливий режим турбулентного переносу, при якому слабкий, але не нульовий турбулентний обмін виявляється достатнім для підтримання вертикального розвитку туману без переходу до його розсіювання.

Турбулентному обміну, своєю чергою, притаманна властивість механічного регулювання, за якої турбулентні потоки на верхній і нижній межах шару обміну мають тенденцію до вирівнювання, тобто до набуття близьких за величиною значень. Однак за наявності затримуючих інверсійних шарів цей механізм істотно порушується, що створює умови для накопичення вологи та інших домішок в окремих шарах атмосфери внаслідок їх перенесення з суміжних рівнів.

Отже, в умовах підінверсійних туманів коефіцієнт турбулентного обміну k може зменшуватися до нульових або дуже малих значень, унаслідок чого його вертикальний профіль набуває складної та неоднорідної форми навіть графічну залежність (рис. 1.3), яка відображає градації γ і β , за яких коефіцієнт турбулентного обміну k дорівнює нулю. Із наведеної залежності випливає, що за певних співвідношень між термічною стратифікацією та динамічними характеристиками потоку турбулентний обмін у приземному шарі може практично припинятися, що має принципове значення для формування та збереження туманного шару. що $k=0$ при $Ri=34,5$. Хоча наведений графік побудовано для стійко стратифікованих шарів вільної атмосфери, його можна використовувати і для якісного оцінювання наявності турбулентного обміну в шарах інверсійного туману за значеннями параметрів γ і β . Такий підхід дає можливість поширити відповідні уявлення про умови згасання турбулентного перемішування на підінверсійні туманні утворення, де роль стійкої стратифікації є визначальною [23-25].

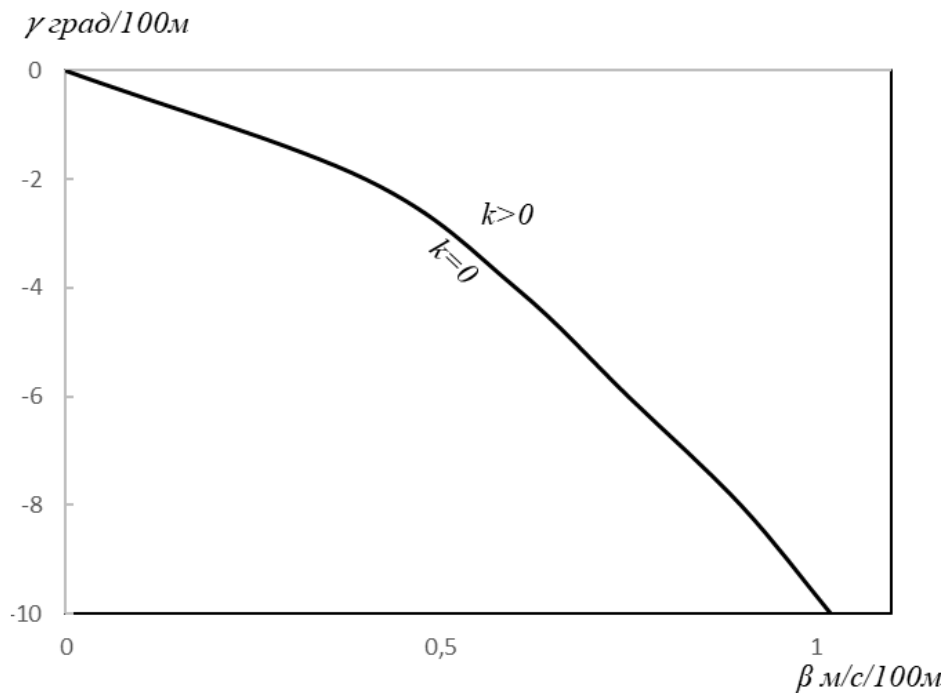


Рисунок 1.3 – Зв'язок між k і β при $k=0$

Д. Л. Лайхтман запропонував [26] формулу (1.1) для визначення осередненого в межах граничного шару коефіцієнта турбулентного обміну, а також співвідношення для обчислення висоти граничного шару атмосфери:

$$\bar{k} = 3,2u_{\Gamma}^2 \frac{\theta_0 \cdot 10^{-6}}{\gamma_a - \gamma} \sin \varphi, \quad (1.1)$$

де u_{Γ} – розрахункова швидкість геострофічного вітру, γ_a і γ – відповідно середні для розглянутого шару значення адіабатичного та фактичного вертикальних градієнтів температури, θ – потенціальна температура повітря біля підстильної поверхні, φ – географічна широта досліджуваного пункту.

Висота граничного шару H_z була розрахована за формулою Лайхтмана.

$$H_{\Gamma} = u_{\Gamma} \sqrt{\frac{\pi \theta_0}{g \gamma_a - \gamma}} \quad (1.2)$$

де g – прискорення вільного падіння.

Отже, аналіз основних методів прогнозування радіаційного туману свідчить, що вони відрізняються як за характером вихідних даних, так і за ступенем фізичної обґрунтованості, проте спільною їх особливістю є чутливість до місцевих метеорологічних і кліматичних умов. Це стосується як методів визначення температури туманоутворення, так і підходів до діагностики характеристик туману, що визначають його еволюцію. З огляду на це підвищення ефективності прогнозування радіаційних туманів доцільно пов'язувати не лише з використанням окремих розрахункових схем, а й з їх адаптацією до локальних умов на основі кліматологічних характеристик та параметрів граничного шару атмосфери, що відображають процеси міжрівневого обміну.

Робота [11], присвячена дослідженню фундаментальних механізмів утворення туману в стабільно стратифікованому приземному шарі атмосфери на основі методу прямого чисельного моделювання (DNS). На відміну від мезомасштабних моделей і моделей великих вихорів, DNS дозволяє безпосередньо розв'язувати рівняння Нав'є – Стокса, явно відтворюючи всі масштаби турбулентного руху без використання параметризацій. Саме це робить даний підхід особливо цінним для аналізу дрібномасштабних процесів, які визначають початкові стадії туманоутворення.

Результати DNS показують, що туманоутворення можливе як у турбулентному, так і у впорядкованому режимі потоку. У слабо стабільних умовах турбулентне перемішування сприяє вертикальному росту зони насичення, однак водночас обмежує накопичення рідкої води поблизу поверхні, внаслідок чого видимість знижується повільніше. Натомість у дуже стабільних умовах спостерігається колапс турбулентності та так зване “вихолодження”, яке швидко призводить до утворення густого туману [11]. Отже, режим турбулентності є не другорядною характеристикою, а одним із ключових чинників, що визначають сценарій формування туману.

Важливим висновком дослідження є те, що конденсація водяної пари та виділення прихованої теплоти можуть частково підтримувати турбулентні рухи, відтермінуючи повний перехід до впорядкованого режиму потоку. Це означає, що вологі умови змінюють критичні значення параметрів стійкості, за яких відбувається згасання турбулентності. Таким чином, взаємодія між термодинамічними і динамічними процесами в приземному шарі атмосфери має нелінійний характер, а туманоутворення слід розглядати як результат їх спільної дії.

Автори [11] також показують, що дрібномасштабна структура турбулентності відіграє ключову роль у локальному формуванні зон підвищеної вологості, зокрема в областях зі зниженими швидкостями потоку поблизу поверхні. Саме в таких ділянках створюються найбільш сприятливі умови для досягнення насичення і початку конденсації. Цей механізм практично недоступний для повноцінного відтворення в LES - і NWP-моделях, що значною мірою пояснює труднощі прогнозування початкових стадій туманоутворення за допомогою стандартних чисельних схем.

Отримані DNS-результати мають фундаментальне значення для інтерпретації як спостережуваних, так і модельних даних. Вони підтверджують, що турбулентність не перешкоджає формуванню туману, а визначає особливості його просторової структури, темпи розвитку та характер вертикального поширення. Це, у свою чергу, підкреслює необхідність врахування дрібномасштабних процесів при аналізі формування поля вологості у приземному шарі атмосфери та при побудові фізично обґрунтованих схем прогнозування туману.

РОЗДІЛ 2 МЕТОДИ ПРОГНОЗУ РАДІАЦІЙНОГО ТУМАНУ

2.1 Симуляція утворення і еволюції радіаційного туману в мезомасштабних моделях

Використання мезомасштабних чисельних моделей, зокрема таких, як Weather Research and Forecasting Model (WRF), є одним із найбільш перспективних напрямів дослідження процесів формування і розвитку радіаційного туману. Проведені дослідження [1, 23] показують, що успішність відтворення туману в таких моделях значною мірою залежить від коректного опису мікрофізичних процесів, фізичних умов у граничному шарі атмосфери, а також від якості початкових і граничних умов. Важливу роль відіграють механізми тепло- і вологообміну між підстильною поверхнею та атмосферою, турбулентне перемішування, процеси конденсації, радіаційного вихолодження та особливості параметризації граничного шару атмосфери [1].

Мікрофізичні процеси в моделях відповідають за відтворення змін вологи і тепла в атмосфері, тоді як моделі граничного шару атмосфери описують вертикальну дифузію, потоки імпульсу, тепла і вологи, а також реакцію атмосфери на зміну типу стратифікації. Саме тому вибір відповідних параметризацій є вирішальним для коректного опису фізичних процесів, що лежать в основі утворення та еволюції туману. У низці робіт підкреслюється, що радіаційне вихолодження і турбулентність є двома основними чинниками, які визначають умови формування радіаційного туману [1, 7].

У роботі [24], опублікованій у журналі «Pure and Applied Geophysics», проведено комплексний аналіз фізичних процесів формування та розсіювання радіаційного туману на основі чисельних експериментів із моделлю WRF для регіону Індо-Гангської рівнини. Особливу увагу автори приділили чутливості модельних результатів до вибору параметризацій турбулентності, мікрофізики та процесів взаємодії атмосфери з підстильною поверхнею. Такий підхід є

особливо актуальним, оскільки дозволяє не лише оцінити якість моделювання самого туману, а й простежити, які фізичні механізми визначають його утворення, розвиток і деградацію.

Одним із ключових висновків цього дослідження є встановлення суттєвої залежності характеристик туману від параметризації атмосферного граничного шару. Показано, що локальні ТКЕ-орієнтовані PBL-схеми, зокрема MYNN 2.5, краще відтворюють момент утворення радіаційного туману в умовах стійкої стратифікації порівняно з нелокальними схемами [24]. Водночас, навіть за оптимального вибору схеми параметризації граничного шару в моделі генеруються систематичні похибки у відтворенні температури біля поверхні землі, швидкості вітру та радіаційного балансу. Це свідчить про те, що точність прогнозу туману визначається не окремою схемою, а узгодженістю всієї системи модельних налаштувань.

Суттєвим результатом роботи є також аналіз ролі гравітаційного осідання крапель туману. Автори показали, що ігнорування цього процесу призводить до переоцінки кількості сконденсованої вологи та нереалістичного збільшення часу існування туману. Найкращі результати були отримані при використанні параметризації Fogdes, яка враховує вплив рослинності та швидкості вітру на осідання крапель [24]. Це підкреслює, що навіть за умови якісного опису термодинамічної структури атмосфери недоцільно ігнорувати мікрофізичні процеси, які визначають внутрішню будову шару туману та швидкість його еволюції.

Окремо в роботі проаналізовано вплив просторової роздільної здатності та конфігурації модельного домену. Показано, що збільшення горизонтальної роздільної здатності не завжди автоматично покращує прогнозування туману. У ряді випадків моделі з дуже високою роздільною здатністю, особливо для вкладених доменів, навпаки, призводили до надмірного вертикального перемішування і передчасного розсіювання туману [24]. Це має принципове значення для інтерпретації модельних результатів, оскільки свідчить, що висока

роздільна здатність без належних фізичних налаштувань не гарантує кращого опису процесів туманоутворення.

Важливим є й те, що результати моделювання залишаються дуже чутливими до початкових умов. У багатьох дослідженнях підкреслюється, що модель WRF може відносно добре відтворювати окремі випадки туману, однак при зміні мікрофізичних схем, параметризації граничного шару чи системи асиміляції даних фактичних метеоспостережень момент утворення туману, його вертикальна потужність та тривалість можуть змінюватися досить суттєво [13, 14, 27]. Це означає, що чисельні моделі здатні відображати загальні закономірності розвитку туману, але потребують обов'язкової верифікації й адаптації до локальних умов місцевості.

Аналіз сучасних уявлень про кліматологію туманів, роль термодинамічних процесів і турбулентного обміну у їх формуванні, а також можливості статистичних і чисельних моделей показує, що радіаційний туман є складним атмосферним явищем, прогнозування якого потребує одночасного врахування як локальних кліматичних особливостей, так і фізичних процесів у граничному шарі атмосфери. Це зумовлює актуальність подальшого розгляду конкретних методів прогнозування радіаційного туману, їх переваг, обмежень та можливостей адаптації до локальних умов, чому і присвячений зміст наступного розділу.

Підсумовуючи, можна стверджувати, що сучасні мезомасштабні моделі спроможні відтворювати окремі аспекти життєвого циклу радіаційного туману, проте їх результати залишаються високочутливими до параметризацій, початкових умов та конфігурації моделі. Це обмежує можливості безпосереднього перенесення модельних схем між різними регіонами без попередньої локальної адаптації. Саме тому використання чисельного моделювання доцільно розглядати не як самодостатній інструмент прогнозу, а як складову комплексного підходу, який поєднує кліматологічний аналіз, фізичне обґрунтування процесів у граничному шарі атмосфери та локальну перевірку ефективності прогностичних схем.

2.2 Використання метеодронів у дослідженнях і прогнозуванні туманів

Однією з істотних проблем прогнозування туманів є недостатня деталізація даних щодо просторової структури температури, вологості та вітру в граничному шарі атмосфери. Саме у ньому формуються основні передумови виникнення радіаційного туману: нічне вихолодження підстильної поверхні, розвиток приземної інверсії та її подальша трансформація, накопичення вологи та зміни інтенсивності турбулентного обміну. Водночас, традиційні засоби спостережень досить обмежено дозволяють відтворити просторово-часову структуру цих процесів у приземному шарі з необхідною роздільною здатністю [29-32].

Через це в останні роки значна увага приділяється використанню безпілотних авіаційних систем, зокрема метеодронів, як засобів одержання оперативної інформації про стан приземного і граничного шару атмосфери. Всесвітня метеорологічна організація визнала перспективність застосування таких систем для метеорологічних спостережень, а низка досліджень підтвердила їх потенціал для вимірювання вертикальних профілів температури, вологості та вітру [32].

Особливий інтерес метеодрони становлять саме для задач прогнозування туману, оскільки вони дають змогу отримувати інформацію по наперед заданим профілям тому шарі атмосфери, де радіозондування відсутнє або проводиться недостатньо часто, а наземні спостереження не дають уявлення про вертикальну структуру процесу. Це створює можливості для уточнення умов утворення туману, оцінювання параметрів та стійкості інверсійного шару та, як наслідок, покращення ініціалізації чисельних моделей прогнозу цього явища [33].

Одним із прикладів такого підходу є кампанія, проведена MeteoSwiss спільно з Meteomatics у Паєрні (Швейцарія), у межах якої оцінювалася можливість довготривалої експлуатації автоматизованого метеодрона для дослідження граничного шару атмосфери. У цій роботі основна увага

приділялася доступності вимірювань, якості одержаних даних та порівнянню результатів з радіозондуванням і засобами дистанційного зондування [34].

Метеодрон ММ-670 рис.2.1 являє собою гексакоптер, здатний виконувати автоматизовані польоти з вимірюванням температури, вологості, швидкості та напрямку вітру. Його застосування в поєднанні з метеобазою дозволяє проводити регулярні прольоти по заданим профілям з високою часовою дискретністю, що є особливо важливим для спостереження за еволюцією граничного шару в період інтенсивного радіаційного охолодження підстильної поверхні. У дослідженні дані метеодрона порівнювалися з результатами радіозондування, доплерівського лідара, профілера вітру, мікрохвильового радіометра та Raman LiDAR [33]. Метеобаза являє собою автоматизоване укриття, яке використовується для дистанційного керування дроном, його підзарядки та захисту в період між вильотами.



Рисунок 2.1 Метеодрон і метеобаза встановлені в Паєрні.

У Паєрні вітер вимірюється з високою часовою та просторовою дискретністю за допомогою доплерівського LiDAR виробництва Leosphere (Vaisala Group). Це сканування LiDAR до висоти близько 1500 м з роздільною здатністю кожні 50 м. Вітер розраховувався за допомогою техніки перемикування

доплерівського променя (DBS) з незалежним профілем вітру кожні 15 секунд і частотою оновлення 3 секунди. У своїй робочій комплектації діапазон вимірювань досягає від 100 м над землею до верхньої межі граничного шару. Радарний профіль вітру PCL1300 виробництва Degreane також вимірює профілі вітру [35]. Це радар, який за допомогою техніки доплерівського променя з п'ятьма променями під кутом підйому 75° може забезпечувати незалежний профіль вітру кожні 20 хвилин із частотою оновлення 10 хвилин і вертикальною роздільною здатністю 144 м, починаючи з 350 м над рівнем землі.

Загалом 709 польотів (82,1%) досягли номінальної висоти 2000 м над рівнем моря (рис. 2.2).

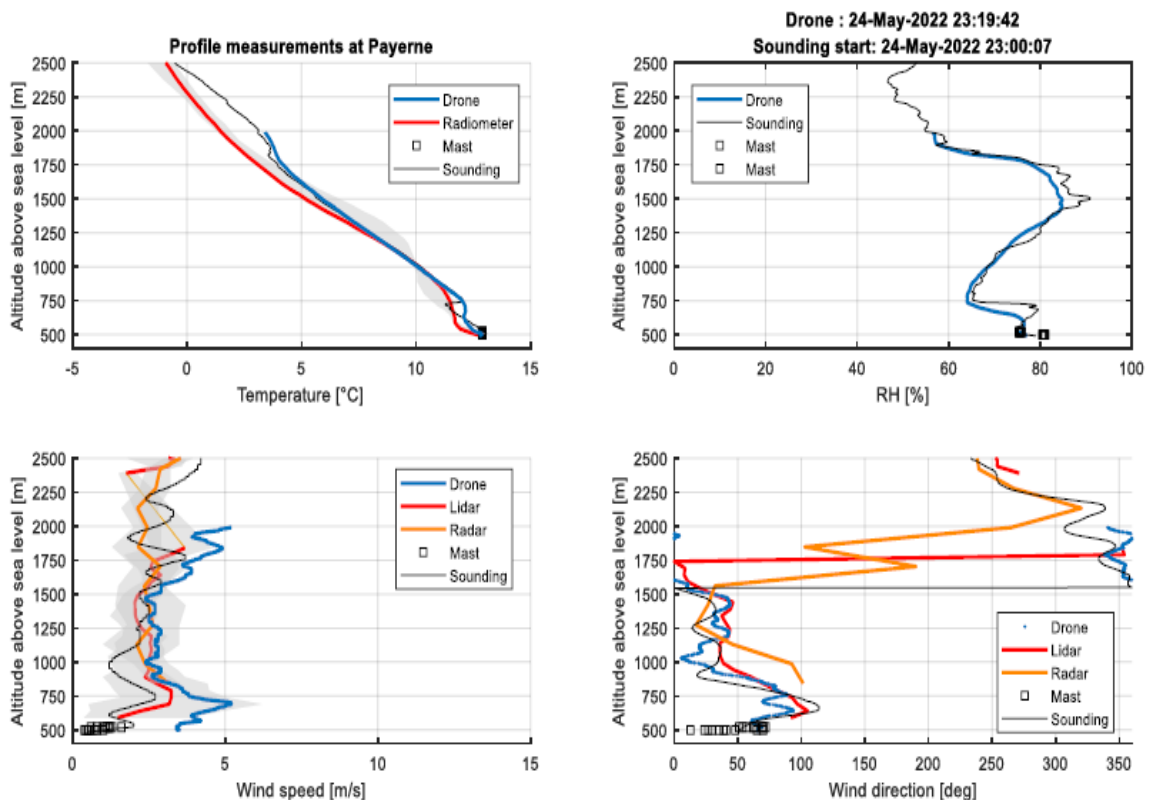


Рисунок 2.2 – Профілі температури, відносної вологості, швидкості та напрямку вітру над Паєрном 24 травня 2022 року близько 23:00 UTC [35].

Вимірювання з дронів позначено синім кольором, а звук радіо – чорним. Вимірювання дистанційного зондування позначено червоним кольором, а радарний профіль вітру помаранчевим. Сірі області представляють розкид вимірювань дистанційного зондування між 23:00 і 23:30.

Наведений приклад профілю демонструє характер узгодженості між вимірюваннями з метеодрона, радіозондуванням та засобами дистанційного зондування граничного шару атмосфери в реальних нічних умовах. Цей приклад підкреслює, що метеодрон здатний забезпечувати детальні профілі температури, вологості та вітру в граничному шарі з вищою часовою роздільністю, ніж традиційне радіозондування. Разом з тим, як і для будь-якого інструмента, були виявлені певні обмеження.

Зокрема, метеодрон не вимірює відносну вологість вище 97,4 %, хоча датчик у шарі 700-900 м фактично перебував у стані, близькому до насичення. Подібне заниження високої відносної вологості спостерігалось неодноразово, особливо на початку випробувань. В окремих випадках шар з низьким вологовмістом на висоті близько 1800 м був виявлений, однак зі значно завищеними значеннями вологості порівняно з радіозондуванням. Імовірною причиною цього вважалося завищення температури на відповідних рівнях або забруднення датчика. Також у процесі кампанії було встановлено, що розміщення датчика потребувало вдосконалення, оскільки його фактичне розташування могло впливати на якість вимірювань.

Швидкість вітру біля поверхні була малою і поступово зростала з висотою. У цілому всі прилади дали порівнювані результати, хоча датчик метеодрону у середньому дещо переоцінював швидкість вітру. Напрямок вітру у розглянутому випадку залишався відносно сталим, що також дозволило коректно порівнювати результати різних засобів спостережень.

Для кількісної оцінки точності вимірювань дані метеодрона та приладів дистанційного зондування порівнювалися з радіозондуванням. Відмінності аналізувалися окремо для температури, відносної вологості та швидкості вітру, що дало змогу оцінити не лише середні відхилення, а й їх зміну з висотою. Різниця між профілями була розрахована для температури, відносної вологості та швидкості вітру, а вертикальний профіль цих відмінностей видно на рис (2.3).

Результати показали, що вимірювання температури метеодроном загалом добре узгоджується з радіозондуванням, причому середня різниця за

температурою залишалася меншою за $0,5^{\circ}\text{C}$. Разом з тим, певні систематичні відхилення спостерігалися в нижній і верхній частинах профілю. Імовірно, завищення температури поблизу поверхні землі було пов'язане з впливом метеобазиса, яка підтримувала контрольовану температуру дрона перед запуском, що відбивалося на нижній частині профілю.

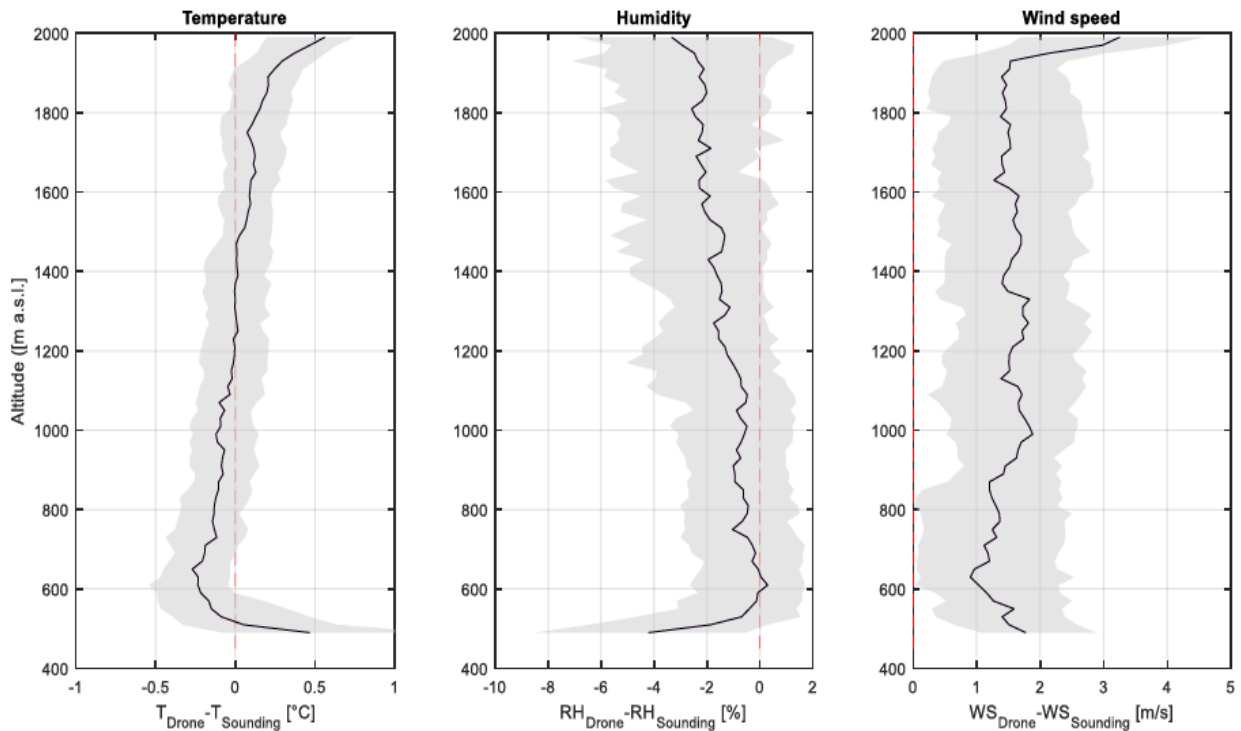


Рисунок 2.3 – Вертикальні профілі різниці між вимірюваннями метеодронів та радіозонду [35]:

ліворуч – температура, $^{\circ}\text{C}$; посередині – відносна вологість, %; праворуч – швидкість вітру, $\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$. Чорна лінія – медіана, заштрихована область – 25-75%.

На рис. 2.4 показано узгодження між метеодроном і радіозондом із середньою різницею менше $0,5^{\circ}\text{C}$. Незважаючи на те, що середнє зміщення було близьким до нуля ($-0,01^{\circ}\text{C} \pm 0,66^{\circ}\text{C}$), деякі зміщення для температури були помітні у нижній та верхній частинах профілю. Цілком імовірно, що завищення близько $0,5^{\circ}\text{C}$ на малій висоті було пов'язане з ефектом метеобазиса, на якому наголошувалося вище.

Щодо вологості, у середньому метеодрон дещо занижував відносну вологість повітря, особливо в умовах, близьких до насичення. Це узгоджується з результатами інших досліджень, у яких вологість виявилася одним із найскладніших параметрів для вимірювання в польоті. Попри це загальний характер вертикального розподілу температури, вологості та вітру відтворювався достатньо добре, щоб вважати метеодрони корисним інструментом для дослідження граничного шару атмосфери.

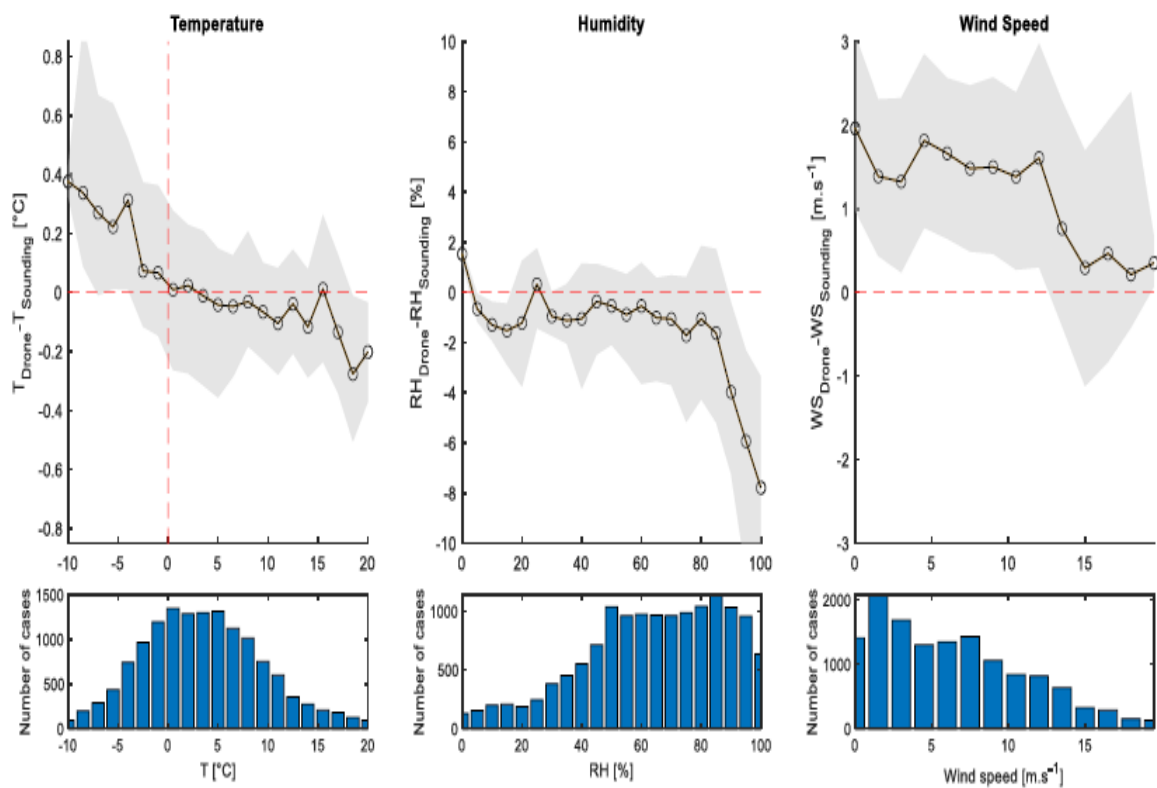


Рисунок 2.4 – Верхні панелі: різниця між вимірами метеодрону та радіозондами. Нижні панелі: гістограма, яка показує, скільки вимірювань потрапило в кожний діапазон значень [35].

Ліворуч – температура, $^{\circ}\text{C}$; посередині – відносна вологість, %; праворуч – швидкість вітру, $\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$. Чорна лінія: медіана, заштрихована область – 25-75%.

Важливим результатом цього дослідження є підтвердження того, що метеодрони можуть успішно доповнювати традиційні засоби спостережень у

задачах діагностики стану граничного шару атмосфери. Для прогнозування туманів це особливо важливо, оскільки поява туману визначається не лише приземними значеннями температури і вологості, а й вертикальною структурою інверсійного шару, розподілом вологи та інтенсивністю вітру у нижніх сотнях метрів атмосфери.

Разом з тим використання метеодронів не усуває потреби у фізично обґрунтованій інтерпретації одержаних даних. Навіть за наявності високодетальних профілів температура, вологість і вітер повинні розглядатися у взаємозв'язку з процесами радіаційного вихолодження, турбулентного обміну та локальної циркуляції повітря. Саме тому метеодрони доцільно розглядати не як самостійний засіб прогнозування туману, а як джерело додаткової інформації для уточнення прогнозів, побудованих на основі аерологічних даних, емпіричних і чисельних методів.

Таким чином, застосування метеодронів за рахунок високої просторово-часової роздільності даних суттєво розширює можливості дослідження структури і температурно-вологісної еволюції граничного шару атмосфери та створює передумови для підвищення точності локального прогнозу туманів. Проте ефективність цього підходу залежить як від точності вимірювань, так і від можливості інтеграції одержаних з профілів польотів даних в систему фізично обґрунтованої діагностики та прогнозування туманів.

2.3 Прогноз температури туманоутворення

Розглянемо традиційний підхід до трактування фізичного механізму досягнення стану насичення приземного шару повітря водяною парою і діагнозу і прогнозу цього процесу. Формування радіаційного туману визначається переважно локальними змінами температури та вологості повітря, тоді як адвективні зміни температури і температури точки роси відіграють другорядну роль [36, 37].

Нехай у момент заходу Сонця (t_0) температура повітря становить T_0 , а температура точки роси – T_d . Упродовж нічного періоду температура повітря знижується швидше, ніж температура точки роси, внаслідок чого відбувається поступове зростання відносної вологості. Коли температура повітря наближається до значення T_d , відносна вологість сягає 100%, тобто повітря переходить у стан насичення. Разом із тим у реальних атмосферних умовах за наявності гігроскопічних ядер конденсації процес фазового переходу водяної пари в рідкий стан може розпочинатися дещо раніше – ще до досягнення температурою повітря власне точки роси (рис. 2.5). У такому випадку конденсація починається при температурі T_k (в момент t_k), яка перевищує температуру точки роси на величину ΔT_1 [36].

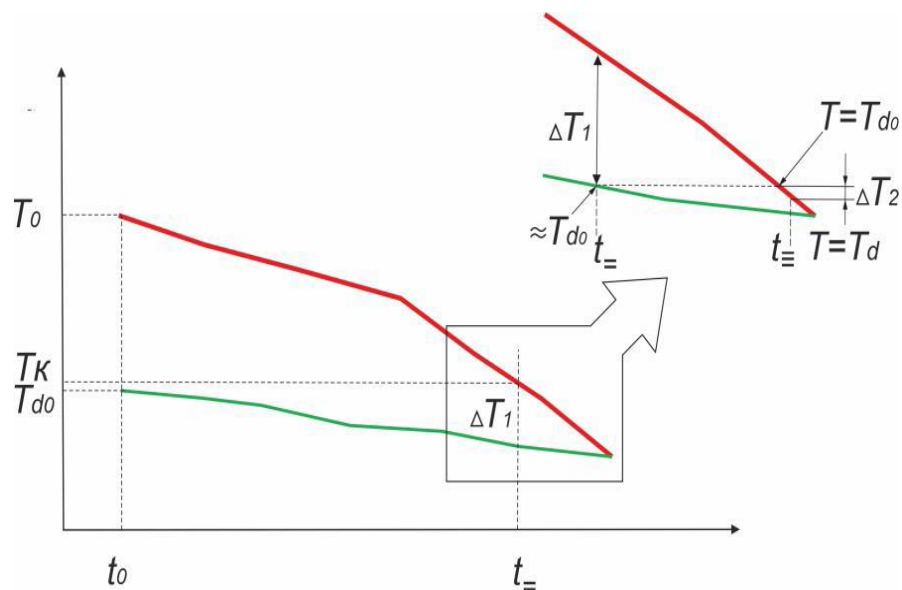


Рисунок 2.5 – Схематичне представлення підходу до прогнозу температури туманоутворення.

Початок конденсації ще не означає безпосереднього формування туману. Останній виникає лише за умови, що в одиниці об'єму повітря накопичується достатня кількість крапельної вологи, внаслідок чого горизонтальна видимість зменшується до критичного рівня, прийнятого як критерій туману [36, 37]. Таким

чином, утворення туману потребує не лише досягнення температури початкової конденсації, а й подальшого додаткового охолодження повітря на величину ΔT_2 .

При цьому принципово важливо, щоб температура точки роси в зазначений період знижувалася повільно, оскільки саме така динаміка температурно-вологісного стану приземного шару атмосфери забезпечує поступове зростання концентрації крапельної вологи до рівня, за якого горизонтальна видимість зменшується до критичних значень, що відповідають туману [38].

Зниження температури, необхідне для утворення туману, складається з двох складових:

- зниження температури до рівня точки роси, що становить $\Delta T_1 = T - T_d$.
- додаткового зниження ΔT_2 , необхідного для конденсації обсягу води (δ , г/м³), який відповідає стану туману.

У спрощеному вигляді можна вважати, що температура туманоутворення дорівнює початковому значенню температури точки роси T_{d0} , зменшеному на величину ΔT_2 , яка характеризує додаткове охолодження, необхідне для накопичення такої кількості сконденсованої вологи, за якої горизонтальна видимість знижується до значень менше 1000 м.

Відповідно формула для розрахунку температури, при якій відбувається утворення туману, виглядатиме наступним чином:

$$T_T = T_{d0} - \Delta T_2 \quad (2.1)$$

де T_{d0} – температура точки роси у вихідний момент часу t_0 (рис. 2.13);

ΔT_2 – величина необхідного зниження температури точки роси від часу t_k до часу утворення туману t_{\equiv} .

У такому разі нічне зниження температури, необхідне для утворення туману, матиме вид [36]

$$\Delta T_H = D_0 + \Delta T_2 \quad (2.2)$$

Розглянемо погляди інших дослідників на прогноз температури туманоутворення як ключової кількісної характеристики утворення радіаційного туману.

Прогноз температури туманоутворення за методом Сандерса (Saunders Fog Point Method). У цьому методі, де враховуються температурно-вологісні характеристики приземного шару повітря, виокремлено два типи стратифікації – I та II. Схема методу з визначення температури туманоутворення представлена на (рис. 2.6) [36, 38]

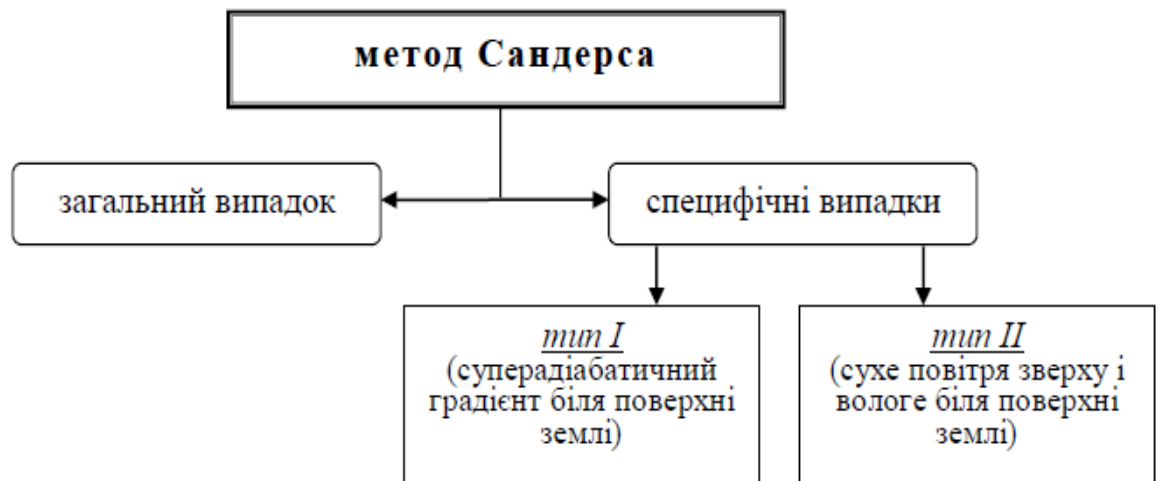


Рисунок 2.6 – Схема методу Сандерса для визначення температури туманоутворення.

- У випадку типового вертикального розподілу температури та вологості в межах граничного шару атмосфери послідовність застосування зазначеного методу передбачає такі етапи:

- за фактичними значеннями температури повітря поблизу земної поверхні та температури точки роси T_d у денний період визначається висота рівня конденсації;

- на встановленому рівні проводиться горизонтальна лінія;

- від точки перетину цієї горизонтальної лінії з кривою температури точки роси здійснюється опускання вздовж ізограми до ізобари, що відповідає приземному тиску. Значення температури, отримане в цій точці, приймається як температура туманоутворення, що схематично показано на (рис. 2.7) [36].

Для нетипових варіантів вертикальної стратифікації температури та вологості повітря метод Сандерса передбачає використання двох додаткових алгоритмів. Зокрема, для випадку типу I послідовність визначення температури туманоутворення має такий вигляд (рис. 2.8):

- спочатку виділяється ділянка кривої стратифікації, якій відповідає суперадіабатичний вертикальний градієнт температури;

- зазначена ділянка кривої не враховується, після чого профіль стратифікації, розташований вище неї, продовжується до рівня ізобари приземного тиску;

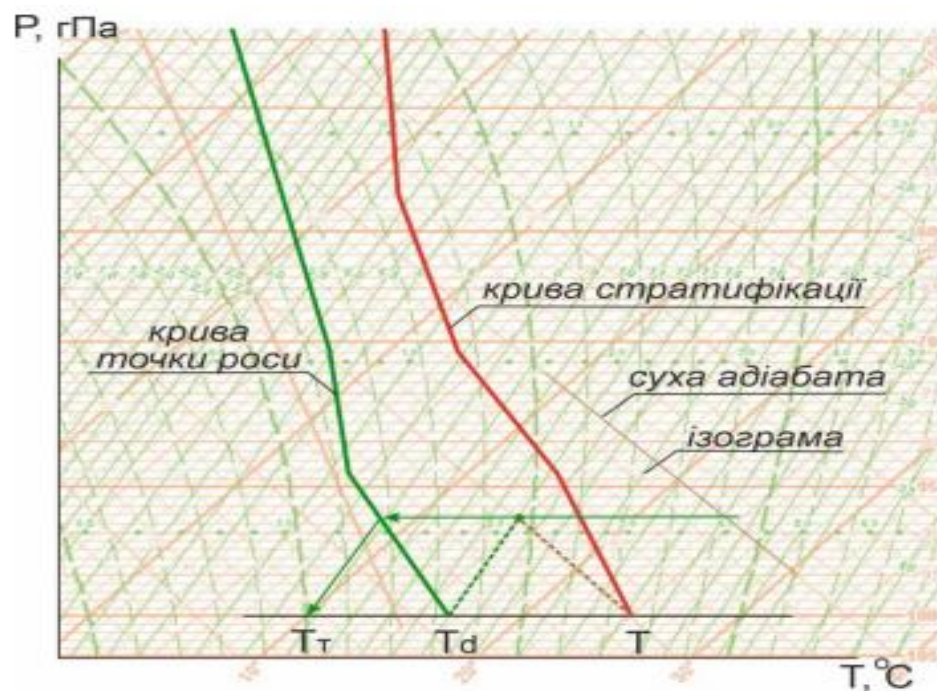


Рисунок 2.7 – Прогноз температури туманоутворення за методом Сандерса (для загального випадку).

- за отриманим значенням температури повітря біля земної поверхні та температурою точки роси, зафіксованою в момент денного максимуму температури, визначається рівень конденсації;

- подальше визначення температури туманоутворення виконується за послідовністю дій, наведеною у пунктах 2 і 3 для загального випадку.

До специфічних ситуацій типу II відносять такий варіант вертикального розподілу температури та вологості, за якого з певної висоти відбувається різке збільшення дефіциту точки роси, тоді як у нижніх шарах граничного шару атмосфери зберігається достатньо вологе повітря. У таких умовах використання стандартного алгоритму визначення температури туманоутворення може дати некоректний результат, що схематично відображено на рис. 2.8 та 2.9. Для цього випадку необхідно:

- проігнорувати відрізок кривої точки роси, з якого починається різке збільшення дефіциту точки роси;

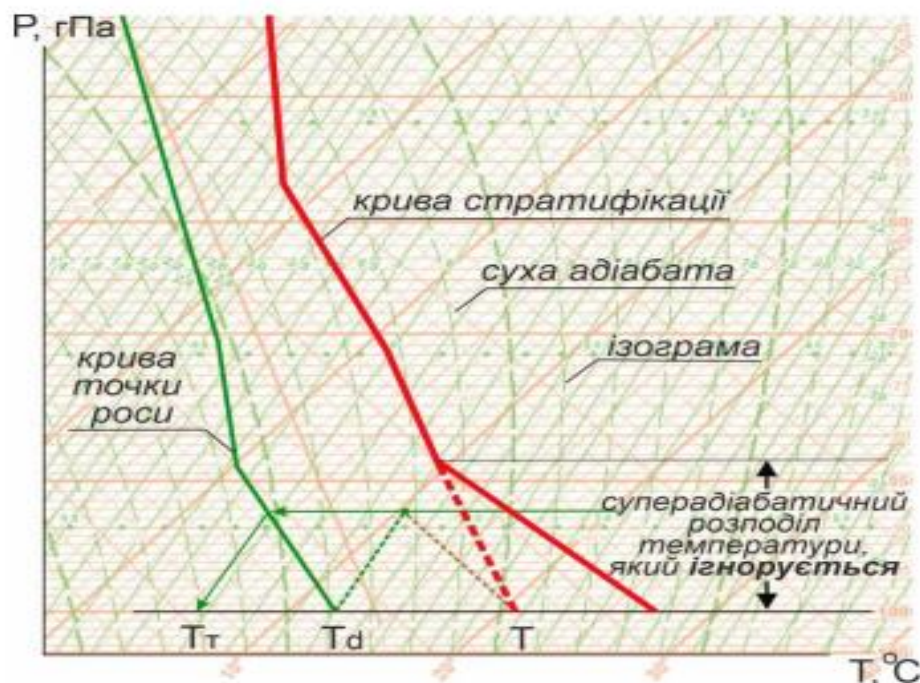


Рисунок 2.8 – Прогноз температури туманоутворення за методом Сандерса (для специфічного випадку, тип I)

- продовжити той профіль кривої точки роси, який спостерігається у нижче розташованому шарі, зайнятого вологим повітрям;

- від значення приземної температури та значення температури точки роси у момент денного максимуму визначити рівень конденсації, провести горизонтальну лінію на його рівні;

- від точки перетину цієї лінії з про екстрапольованим профілем кривої точки роси спуститися уздовж ізограми до ізобари приземного тиску, де зняти значення температури туманоутворення.

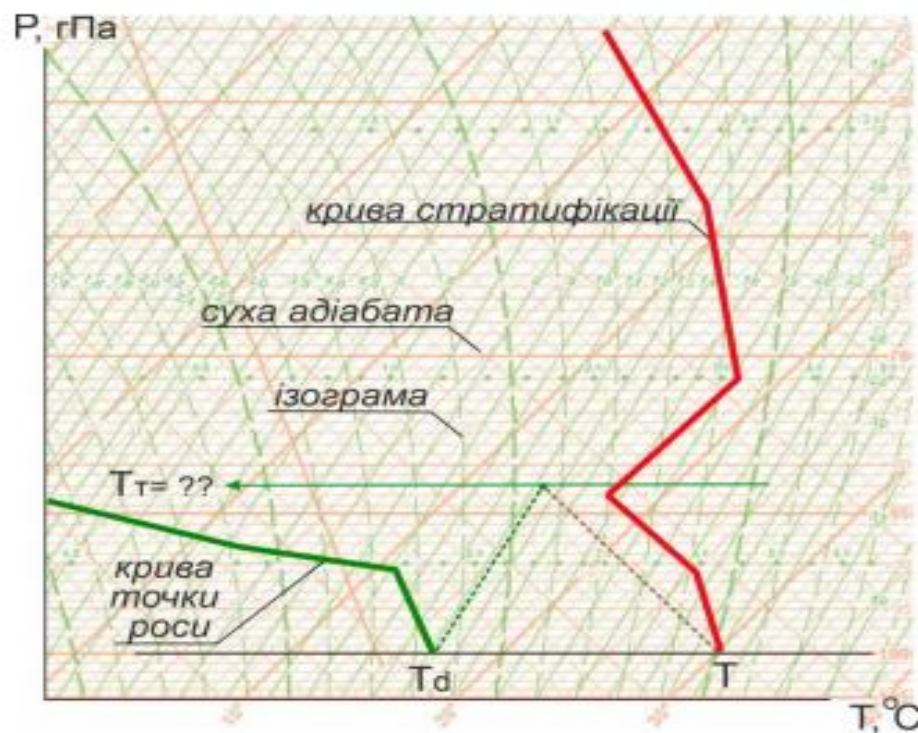


Рисунок 2.9 – До визначення температури туманоутворення (для специфічного випадку, тип II)

Прогностичну оцінку ймовірності утворення туману за методом Сандерса доцільно здійснювати шляхом порівняння температури туманоутворення з очікуваною мінімальною температурою повітря. Основним критерієм при цьому виступає різниця між цими двома величинами. між температурою туманоутворення і мінімальною температурою $\Delta T = T_{\tau} - T_{\min}$ за даними табл. 2.1.

Таблиця 2.1 – До визначення можливості утворення туману

Значення ΔT , °C	Прогностичний висновок
$\Delta T > 0$	очікується туман
$0 < \Delta T < -2$	очікується серпанок з осередками туману в улоговинах та над річками
$\Delta T \leq -2$	туман не очікується

Таким чином, метод Сандерса дає змогу визначати температуру туманоутворення на основі аналізу вертикального розподілу температури і вологості повітря, тобто спирається на фізичну структуру приземного шару атмосфери. Його перевагою є можливість урахування особливостей стратифікації в загальному та специфічних випадках, що підвищує фізичну обґрунтованість прогнозу [36, 38]. Водночас практичне застосування цього методу істотно залежить від якості та репрезентативності матеріалів радіозондування, а також від відповідності строку зондування реальному перебігу процесу туманоутворення [39]. У сучасних дослідженнях метод Сандерса також використовується як основа для локально модифікованих схем прогнозування туману [40]. У зв'язку з цим поряд із методом Сандерса доцільно розглянути й інші підходи до визначення температури туманоутворення, зокрема методи, що базуються на використанні емпіричних залежностей і номограм [37, 41].

Прогноз температури туманоутворення за методом Зверєва. Поряд із методами, що ґрунтуються на аналізі вертикальної структури атмосфери, у практиці прогнозування радіаційного туману широко застосовуються підходи, засновані на використанні більш доступних приземних метеорологічних даних. До таких належить метод А. С. Зверєва [1, 42], який дозволяє визначати температуру туманоутворення на основі значень температури повітря та відносної вологості у вечірні строки спостережень. Практична цінність цього

методу полягає в його оперативності, простоті застосування та можливості використання в умовах обмеженості аерологічної інформації.

Прогноз температури туманоутворення за методом Зверєва розробляється за значеннями температури $T, ^\circ\text{C}$ і відносної вологості повітря $R, \%$ за 18 (19) годин з використанням номограми (рис. 2.10).

За допомогою суцільних ліній визначається зниження температури, необхідне для утворення туману (ΔT_m) [43, 44], а за допомогою пунктирних ліній – для утворення серпанку (ΔT_c). За формулою $T_m = T_0 - \Delta T_m$ ($T_c = T_0 - \Delta T_c$) визначається температура туманоутворення (температура утворення серпанку).

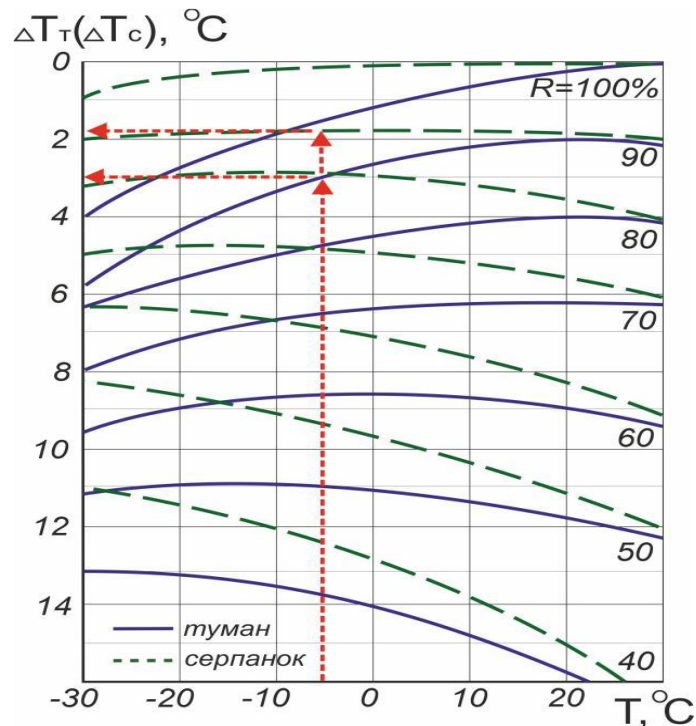


Рисунок 2.10 – Номограма для визначення нічного зниження температури ΔT_T , необхідного для виникнення туману (пунктирні криві для серпанку)[42, 43]

Порядок розрахунку ΔT_m (ΔT_c) показаний на номограмі стрілками. Інший спосіб визначення температури туманоутворення, запропонований А.С.

Зверевим, полягає у її визначенні за даними про температуру точки роси о 18 год. (рис. 2.11).

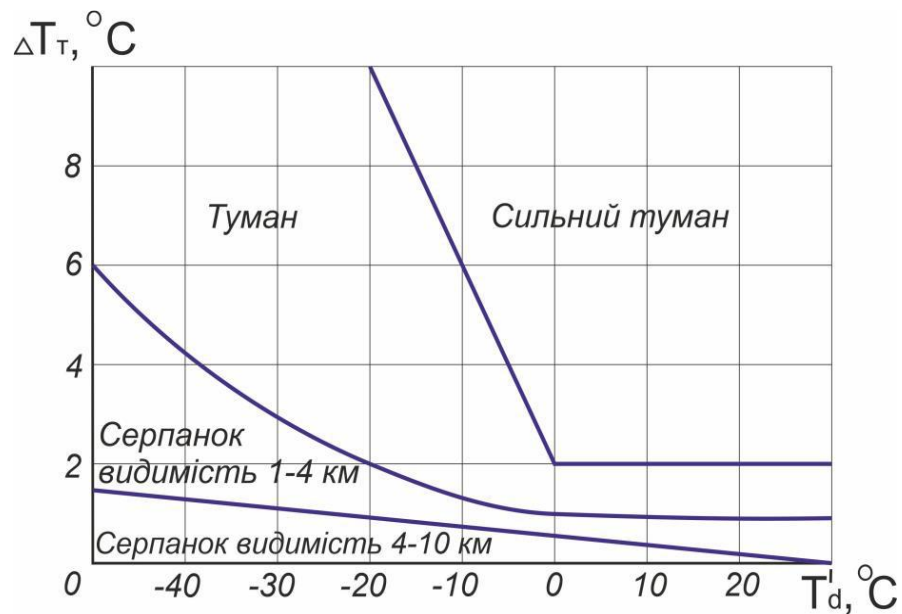


Рисунок 2.11 – Номограма для розрахунку додаткового зниження температури повітря ΔT_t , необхідного для утворення туману різної інтенсивності за даними про температуру точки роси за 18 год. місцевого часу.

Отже, метод Зверева, на відміну від методу Сандерса, орієнтований на використання більш доступних для оперативної практики метеорологічних характеристик і дозволяє визначати температуру туманоутворення без детального аналізу вертикальної структури атмосфери. Його перевагою є простота практичного застосування, однак така спрощеність водночас зумовлює залежність точності результату від умов, у яких було отримано відповідні емпіричні залежності. Це свідчить про доцільність розгляду й інших методів, у яких поєднуються розрахункові співвідношення та врахування метеорологічних факторів, що визначають умови туманоутворення.

Прогноз температури туманоутворення за методом Кредока і Прічарда (Craddock & Prichard Method). Поряд із методами, що базуються на аерологічних даних або визначенні температури туманоутворення за номограмою, у практиці

прогнозування радіаційного туману застосовуються також емпірично-розрахункові підходи. До таких підходів відноситься метод Кредока і Прічарда [45], у межах якого температура туманоутворення розраховується на основі аналітичної залежності між максимальною температурою повітря, температурою точки роси та емпіричним коефіцієнтом, що відображає вплив хмарності й швидкості геострофічного вітру. Зазначений метод можна розглядати як один із варіантів формалізації прогнозу туманоутворення, у якому поєднуються термодинамічні параметри приземного шару атмосфери та окремі синоптичні чинники. Урахування цих складових є важливим, оскільки саме хмарність і вітровий режим істотно впливають на інтенсивність нічного вихолодження підстильної поверхні та умови досягнення повітрям стану насичення. Розрахунок температури туманоутворення виконується за формулою:

$$T_f = 0,044T + 0,844T_d - 0,55 + A \quad (2.3)$$

де T_f – температура туманоутворення;

T – максимальна температура;

T_d – температура точки роси, що відповідає періоду максимального денного прогрівання повітря.

A – змінний коефіцієнт.

Зазначена формула орієнтована на використання матеріалів радіозондування атмосфери за 12:00 UTC [1, 45]. Змінний коефіцієнт A визначається на основі осереднених значень кількості хмарності та швидкості геострофічного вітру у вечірні, нічні або ранкові строки спостережень відповідно до наведених даних. (табл. 2.2).

Отже, метод Кредока і Прічарда [45] розширює перелік розглянутих підходів до оцінювання температури туманоутворення, оскільки поєднує емпіричну розрахункову основу з урахуванням окремих синоптичних характеристик атмосфери.

Таблиця 2.2 – До визначення коефіцієнту *A*.

Середня кількість хмарності, октанти	Середня кількість геострафічного вітру, м/с	
	0-6	7-13
0-2	0,0	-1,5
2-4	0,0	0,0
4-6	+1,0	+0,5
6-8	+1,5	+0,5
Середнє прогностичне значення для 18 та 06 UTC		

Разом із методами Сандерса і Зверєва він демонструє, що прогнозування температури туманоутворення може здійснюватися різними шляхами – від аналізу вертикальної структури атмосфери до використання спрощених розрахункових схем. Водночас усі ці підходи мають спільне обмеження: їх ефективність істотно залежить від локальних особливостей атмосферних процесів [46, 47] і умов конкретного пункту спостережень. Саме тому поряд із визначенням температури туманоутворення важливим є також прогнозування тих характеристик туману, які визначають його подальшу еволюцію, вертикальну потужність і тривалість існування.

2.4 Емпіричні методи прогнозування радіаційного туману

Розвиток радіаційного туману та час його виникнення залежать від сукупності метеорологічних величин, частина з яких легко піддається спостереженню, зокрема температура повітря, температура точки роси та тривалість нічного охолодження. Водночас існують і такі фактори, які можуть істотно впливати на процес туманоутворення, але не завжди безпосередньо вимірюються в оперативній практиці – наприклад, вологість ґрунту, стійкість нижніх шарів атмосфери чи рівень атмосферного забруднення [25-27]. Саме

тому, емпіричні методи прогнозу радіаційного туману зазвичай спираються на найбільш доступні для спостереження величини, які опосередковано відображають вплив інших чинників.

У межах такого підходу використовують переважно значення температури повітря та температури точки роси у момент заходу Сонця, а також подальший характер нічного охолодження. Інші параметри, такі як вітер або тип стратифікації атмосфери, враховуються тією мірою, якою їх вплив вже відображений у вихідних даних. Метою розглянутого нижче підходу є побудова робочої діаграми, за допомогою якої можна не лише простежувати хід погодинної температури та точки роси, а й графічно прогнозувати мінімальну температуру, час її досягнення та момент утворення туману [28,29].

Першим етапом емпіричного прогнозування є встановлення зв'язку між температурою повітря в момент заходу Сонця та подальшою мінімальною температурою за ніч. На рисунку 2.12 відображено залежність мінімальної температури від температури повітря та температури точки роси у момент заходу Сонця

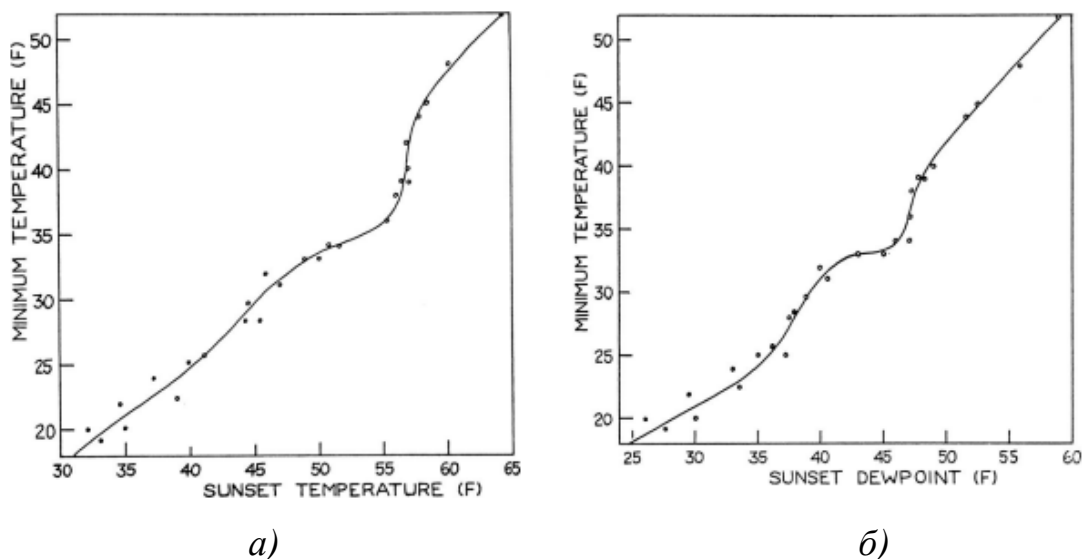


Рис 2.12 Відношення мінімальної температури до температури та температури точки роси в момент заходу Сонця [30].

- a)* зв'язок мінімальної температури з температурою повітря в момент заходу Сонця;
б) зв'язок мінімальної температури з температурою точки роси в момент заходу Сонця.

Для побудови цієї залежності були відібрані випадки з безхмарним небом і слабким вітром, тобто за умов, найбільш сприятливих для утворення радіаційного туману. Подальший аналіз дозволив виділити репрезентативні випадки, на основі яких були побудовані погодинні графіки температури та точки роси.

На рис. 2.12 відображено як протягом чотирирічного періоду, було відібрано 40 випадків, коли спостерігалось безхмарне небо та штиль. Після більш детального розгляду було виключено випадки які охоплювали, з якомога меншою дублюючою інформацією, як мінімальної температури, так і часу формування туману. В результаті було отримано двадцять сім таких випадків, і для кожного з них були побудовані графіки погодинної температури та точки роси.

На кривих спостерігається, що дані розташовується нерівномірно значення охолодження від температури на заході сонця до мінімальної температури свідчать про вплив інших змінних. Аналіз залежності між температурою при заході Сонця та мінімальною температурою показує, що величина нічного охолодження є неоднаковою і залежить від сезонних умов, вологості повітря та стану підстильної поверхні. За вищих температур при заході Сонця нічне охолодження має відносно стійкий характер, тоді як у перехідні сезони і в холодний період воно зазнає істотного впливу вологості ґрунту, опадів, прихованої теплоти конденсації та фазових переходів води. Подібна закономірність простежується і для температури точки роси у момент заходу Сонця. Це свідчить про те, що для точнішої оцінки мінімальної температури доцільно враховувати обидві величини - температуру повітря і температуру точки роси.

Саме тому, в емпіричному підході мінімальна температура визначається не за однією змінною, а шляхом поєднання двох оцінок: за температурою повітря і за температурою точки роси при заході Сонця. Кожна з цих величин дає власну оцінку ймовірного мінімуму, а їх усереднення дозволяє отримати більш стійкий прогнозований результат. Таким чином, уже на цьому етапі формується базова

оцінка нічного зниження температури, необхідна для подальшого прогнозування утворення туману.

Другим важливим етапом є визначення часу досягнення мінімальної температури. Аналіз погодинних графіків показав, що мінімальна температура не завжди має чітко виражений момент настання, оскільки в ряді випадків крива температури має так званий «плаский низ». У таких ситуаціях для визначення часу мінімуму використовували згладжування кривої і виділення точки переходу, яка найбільш точно відповідає завершенню нічного охолодження рис. 2.13. Відзначається раніше виникнення мінімуму в діапазоні від 0°C до $2,3^{\circ}\text{C}$ і є результатом охолодження за рахунок виділення теплової конденсації з підстильної поверхні певної кількості вологи.

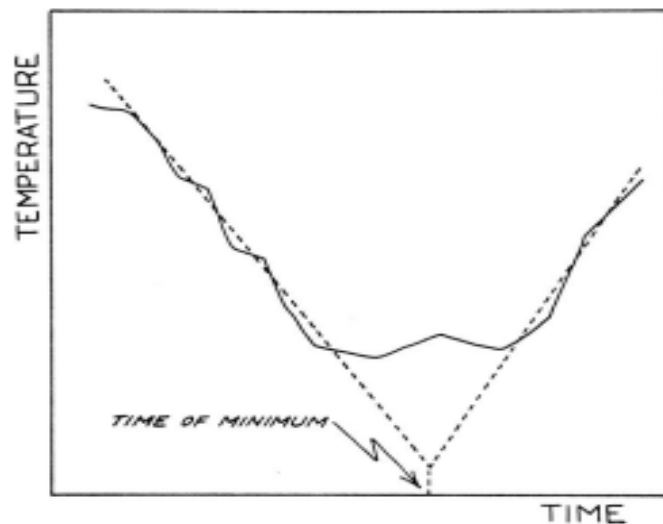


Рис 2.13 Приклад погодинного графіка температури, який показує відсутність чітко визначеного часу мінімуму (суцільна крива) та як був обраний час мінімуму (пунктирна лінія).

Порівняння часу мінімальної температури з іншими метеорологічними величинами показало, що найкращий зв'язок спостерігається саме між величиною мінімальної температури та часом її настання. Цей зв'язок подано на (рис. 2.14)

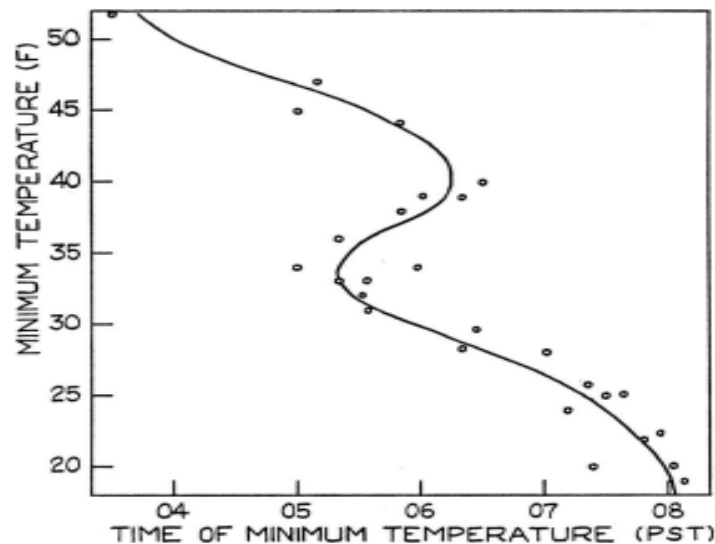


Рисунок 2.14 – Зв'язок мінімальної температури з часом її виникнення

Хоча зазначена залежність не має абсолютно однозначного характеру, вона дає змогу з достатньою для практичних розрахунків точністю оцінювати час досягнення мінімальної температури, що є важливим для подальшої побудови діаграми прогнозування туману. Точка перегину *B*, яка зображена на (рис. 2.15), у більшості випадків спостерігається близько 22:30 PST (Pacific Standard Time, тобто тихоокеанський стандартний час), однак цей момент може змінюватися залежно від місцевих умов і сезону року. Після проходження точки перегину темп зниження температури, як правило, зменшується, а в окремих випадках може переходити до майже стабільного ходу. Визначення цієї точки має практичне значення, оскільки вона відображає зміну інтенсивності нічного вихолодження приземного шару повітря. Саме після неї подальше зближення температури повітря з температурою точки роси може розглядатися як один із важливих етапів наближення до умов туманоутворення. Час настання точки перегину також може варіювати залежно від особливостей рельєфу місцевості, оскільки різні типи підстильної поверхні мають неоднакові фізичні властивості та по-різному впливають на процеси нічного охолодження. Різноманітність рельєфу здатна формувати локальні мікрокліматичні умови, які визначають як час, так і інтенсивність зниження температури в нічний період.

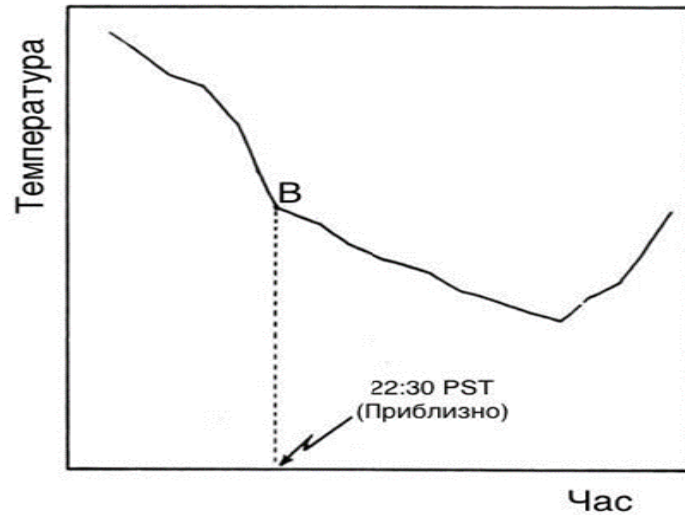


Рисунок 2.15 – Приклад точки перегину *B* на кривій нічного охолодження.

Для побудови прогнозованої кривої нічного зниження температури необхідно мати не лише початкову температуру в момент заходу Сонця та очікуване мінімальне значення, а й проміжну точку, яка характеризує темп охолодження у першій половині ночі. У методі [31] такою точкою прийнято температуру повітря о 22:30 PST, залежність якої від температури в момент заходу Сонця наведено на рис. 2.16.

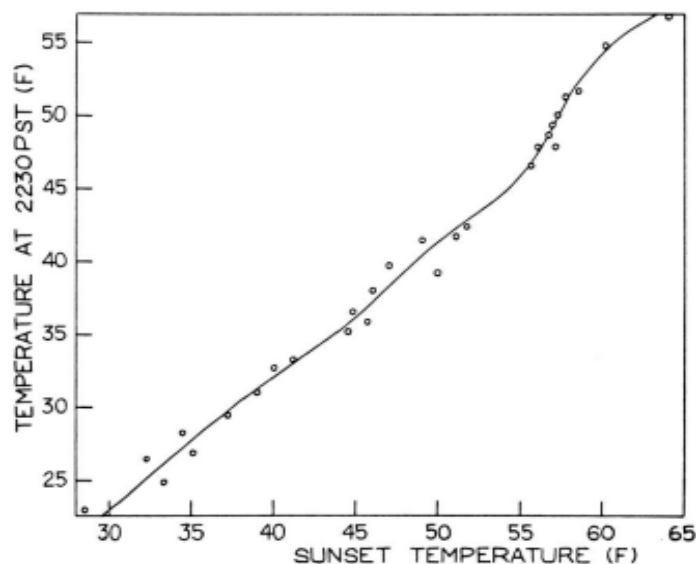


Рисунок 2.16 Залежність температури повітря о 22:30 PST від температури повітря в момент заходу Сонця.

Після визначення прогнозованого ходу температури повітря подальший етап методики пов'язаний із побудовою скоригованої кривої зниження температури точки роси. Це необхідно для визначення моменту, коли температура повітря наблизиться до температури туманоутворення і створяться умови для зниження горизонтальної видимості до критеріального значення туману. Схематичне представлення цього етапу наведено на (рис. 2.17).

Перший етап розробки діаграми прогнозування включав в себе визначення координат (часу і температури), побудову фактичних значень температури в момент заходу Сонця і точки роси, перенесення цих кривих на діаграму прогнозування, та використання цих кривих для визначення прогнозованих температур на різні часові проміжки, зокрема на 22:30 PST та мінімальної температури. Це допомагає зрозуміти часові рамки, коли температура досягає свого мінімуму, що важливо для прогнозування виникнення туману.

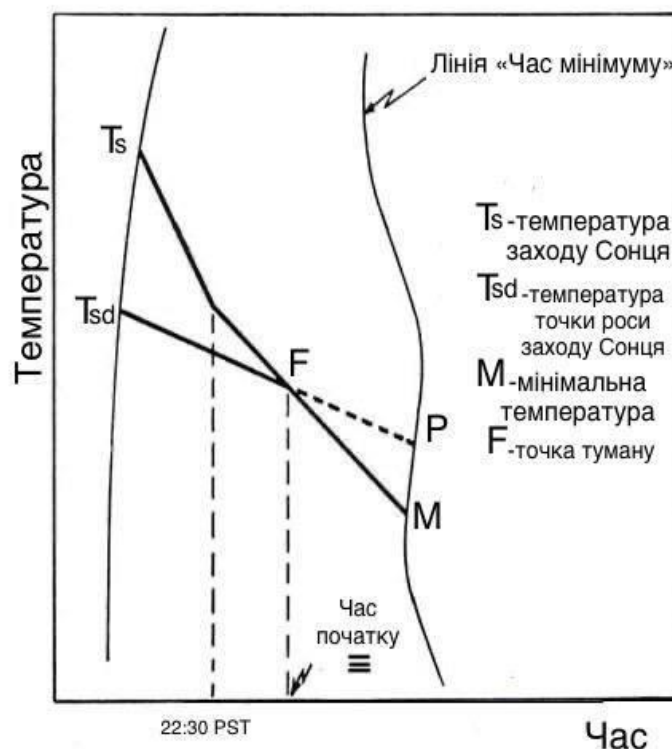


Рисунок 2.17 – Діаграма для знаходження «скоригованого» зниження температури точки роси

Основою для побудови діаграми прогнозування є час і температура, що дозволяє створити графік погодинних температур і точок роси. Для визначення значень температури та точки роси у момент заходу Сонця можна використовувати таблицю часу заходу Сонця. Однак, такий підхід вимагатиме інтерполяції таблиці в більшості випадків, що ускладнює процес. Замість цього, було вирішено використовувати фактичні значення температури заходу Сонця та точки роси з відповідним часом їх виникнення. У кожному випадку були побудовані криві хорошої відповідності для цих значень.

Після визначення емпіричних залежностей для температури повітря та температури точки роси в момент заходу Сонця відповідні криві було використано як допоміжні елементи прогнозованої діаграми. Їх нанесення на діаграму дало змогу встановлювати вихідні значення температури повітря та точки роси не лише за фактичним строком спостереження, а за точками перетину поточних погодинних кривих із відповідними лініями заходу Сонця. Таким чином, значення температури та точки роси, які надалі використовувалися як «значення в момент заходу Сонця», були уточнені за єдиною графічною процедурою. Це забезпечувало узгодженість вихідних даних для подальших побудов і зменшувало вплив похибок, пов'язаних із відмінностями часу фактичних спостережень.

Наступний етап побудови прогнозованої діаграми був спрямований на визначення моменту можливого утворення туману. Для цього враховують не лише прогнозований хід температури повітря впродовж ночі, а й зміну температури точки роси. Оскільки утворення туману пов'язане зі зближенням температури повітря і точки роси та подальшою конденсацією водяної пари, у методиці використовується скоригована крива зниження точки роси. Її побудова дає змогу визначити точку перетину з прогнозованою кривою нічного охолодження, яка інтерпретується як орієнтовний час утворення радіаційного туману.

На цьому етапі методики основну увагу зосереджено на визначенні скоригованого нічного ходу температури точки роси, оскільки саме його

зіставлення з прогнозованою кривою температури повітря дає змогу оцінити ймовірний час утворення туману. Для цього аналізуються особливості зниження точки роси впродовж ночі, використовується побудована прогнозна діаграма, вводиться допоміжне поняття псевдомінімальної точки роси, а також виконується зіставлення отриманих значень із прогнозованою мінімальною температурою.

У нічний період разом зі зниженням температури повітря зазвичай відбувається і поступове зниження температури точки роси. Це пов'язано з перерозподілом вологи в приземному шарі та її частковою конденсацією біля підстильної поверхні у вигляді роси. Водночас температура точки роси, як правило, знижується повільніше, ніж температура повітря, унаслідок чого обидві криві поступово зближуються. Коли температура повітря наближається до точки роси, створюються умови для насичення повітря водяною паром. Подальше охолодження сприяє конденсації вологи вже безпосередньо в приземному шарі повітря, що призводить до погіршення горизонтальної видимості та формування туману. Температура, за якої досягається критеріальне значення видимості для туману, визначається як температура туманоутворення або Fog Point.

Використовуючи фактичні випадки виникнення туману і діаграму прогнозування, можна визначити прогнозоване зниження температури в кожному випадку (рис. 2.17).

На схемі точка F відповідає моменту початку формування туману, тобто часу, коли прогнозована температура повітря досягає температури туманоутворення. Лінія, проведена від температури точки роси в момент заходу Сонця T_d до точки F , характеризує скоригований нічний хід температури точки роси. Якщо таку скориговану траєкторію точки роси можна визначити завчасно, то її перетин із прогнозованою кривою зниження температури повітря дає змогу встановити точку туманоутворення, а отже - орієнтовний час виникнення радіаційного туману.

Суцільна лінія від T_s до M відображає прогнозоване нічне зниження температури повітря від моменту заходу Сонця до очікуваного мінімуму. Після

визначення точки туманоутворення F скориговану криву зміни температури точки роси можна продовжити до точки P , яка інтерпретується як псевдомінімальна температура точки роси. Ця точка не обов'язково має безпосередній фізичний зміст, але використовується як допоміжний графічний елемент для побудови скоригованої траєкторії точки роси в прогнозній діаграмі.

Визначення псевдомінімальної точки роси. Щоб знайти лінію на діаграмі, необхідні дві точки, координатами кожної з яких є температура та час її досягнення. Точка роси в момент заходу Сонця є однією з таких точок. Скориговану траєкторію зниження температури точки роси, що проходить через точки Td і F на (рис. 2.18), продовжують до моменту очікуваного мінімуму температури повітря. У цій точці вводиться допоміжне позначення P , яке відповідає так званій псевдомінімальній температурі точки роси. Точка P не розглядається як фактично спостережуване метеорологічне значення, а використовується як графічний елемент прогнозу побудови. Вона показує умовне значення, до якого могла б знизитися температура точки роси за відсутності втрат вологи внаслідок конденсації. Використання такого допоміжного параметра дає змогу формалізувати зміну температури точки роси у нічний період і пов'язати її з моментом можливого утворення туману. Крім того, введення псевдомінімальної точки роси дозволяє врахувати не лише фактичне зниження вологості, а й умовний хід процесу за відсутності конденсаційних втрат. Це підвищує наочність графічної побудови та дає змогу точніше визначити момент перетину кривої температури повітря з кривою, що характеризує умови наближення до туманоутворення. Таким чином, у межах прогнозу діаграми скоригований нічний хід температури точки роси можна подати як лінію, що з'єднує температуру точки роси в момент заходу Сонця з псевдомінімальною температурою точки роси. Для перевірки цього підходу був підготовлений графік точки роси в момент заходу Сонця у порівнянні з псевдомінімальною точкою роси (рис. 2.18).

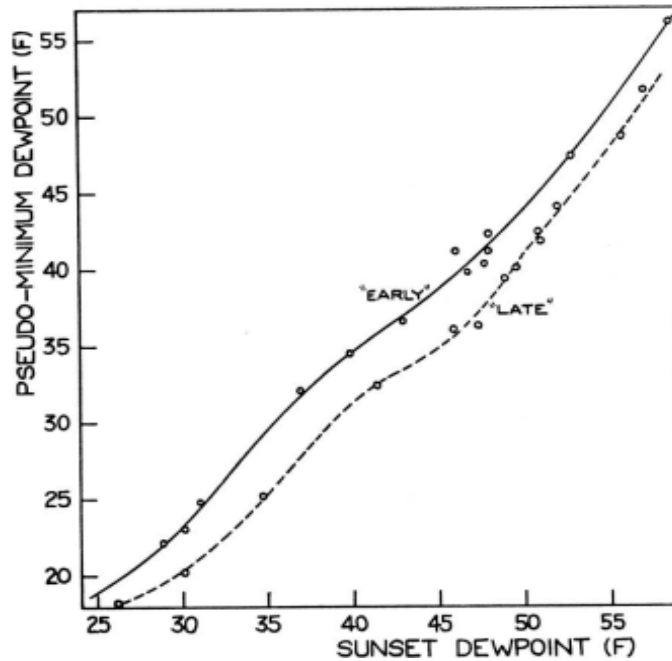


Рисунок 2.18 – Скориговане зниження точки роси з двома шляхами формування

Точки на графіку вказують на дві різні криві. Ці дві криві показують, що для кожного значення точки роси на заході Сонця можуть існувати два значення псевдо-мінімальної точки роси, одне для раннього утворення туману, інше для пізнього формування.

Подальший етап побудови прогнозної діаграми полягає у зіставленні псевдомінімальної температури точки роси з прогнозованою мінімальною температурою повітря. Для цього на графік залежності псевдомінімальної точки роси від температури точки роси в момент заходу Сонця додатково наносять криву мінімальної температури, що дає змогу визначити її граничне положення, яке відповідає найпізнішому можливому часу утворення туману. У випадках пізнього формування туману значення псевдомінімальної температури точки роси, як правило, збігаються з прогнозованою мінімальною температурою або наближаються до неї. Отримані співвідношення використовуються для побудови завершеної прогнозної діаграми, наведеної на рис. 2.19. З неї випливає, що для

кожного значення температури точки роси в момент заходу Сонця можуть бути визначені два можливі значення псевдомінімальної температури точки роси: перше відповідає сценарію раннього утворення туману, друге - пізнішого його формування. Відповідні лінії скоригованого зниження температури точки роси, які з'єднують її значення в момент заходу Сонця із псевдомінімальними значеннями, наносяться на прогнозу діаграму. Для розрізнення сценаріїв раннього та пізнього утворення туману лінії раннього формування доцільно подавати суцільними, а лінії пізнього формування - пунктирними.

Методика використання діаграми прогнозу на (рис. 2.19) передбачає, що спочатку за допомогою ліній «захід» встановлюють температуру повітря і точку роси в момент заходу Сонця за годинним графіком, після чого будують прогнозоване зниження температури.

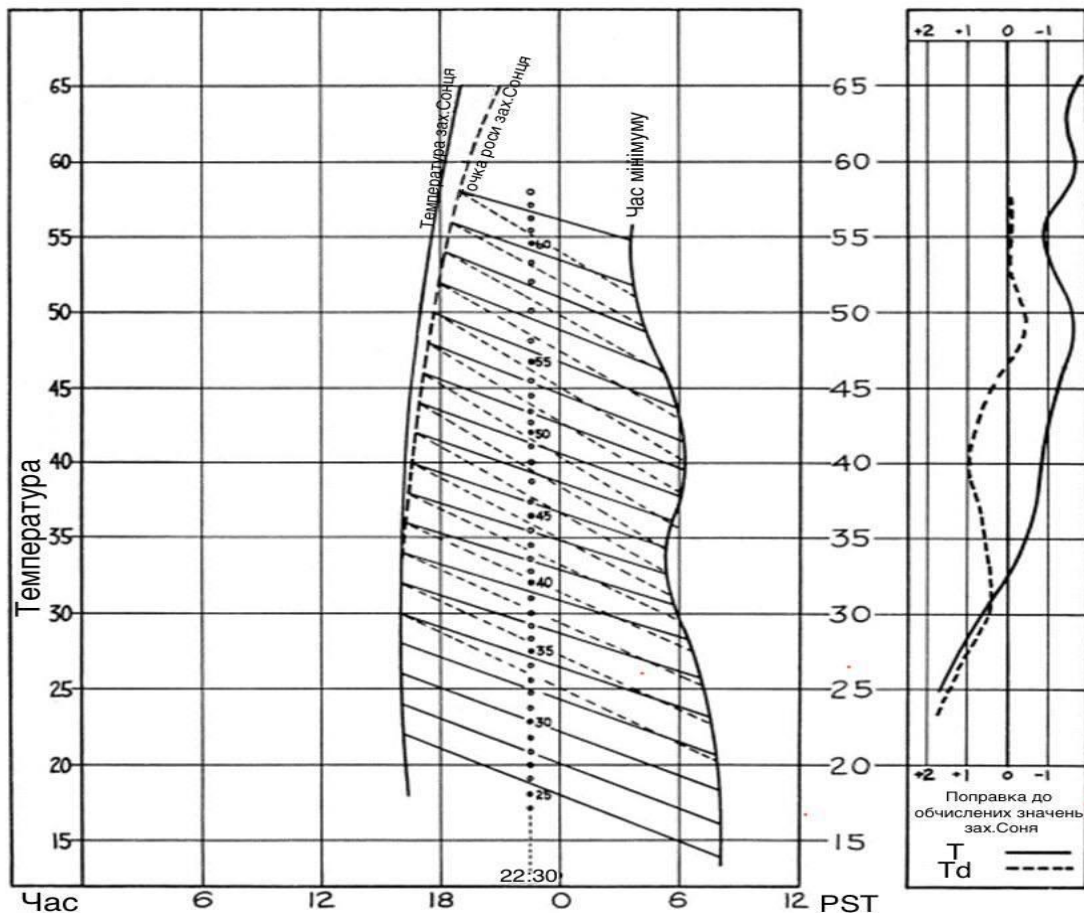


Рисунок 2.19 – Базова форма заповненої діаграми прогнозування

Починаючи з точки заходу, проводяться лінії спаду точки роси (ранню і пізню), зробивши їх паралельними сусіднім лініям побудови на схемі. Один, два або відсутність перетинів зі зниженням температури інтерпретують наступним чином:

- а) одне перехрестя дає один час виникнення туману;
- б) два перехрестя вказують на різний час туману;
- в) якщо вони розташовані близько один до одного, вони вказують на діапазон часу, протягом якого очікується початок туману;
- г) відсутність перехрестя вказує на відсутність туману.

Крім того, було відзначено, що на плямисті тумани частіше вказує кут перетину, а виникнення як «ранніх», так і «пізніх» перехресть у ранній частині ночі свідчить про настання більш щільного туману.

Наведені емпіричні підходи демонструють, що прогнозування радіаційного туману значною мірою спирається на оцінювання нічного охолодження та співвідношення температури повітря і точки роси. Разом з тим, ефективність таких методів істотно залежить від локальних кліматичних особливостей, що зумовлює необхідність уточнення вихідних критеріїв і пошуку додаткових джерел прогностичної інформації.

2.5 Діагноз і прогноз характеристик туману, що впливають на його еволюцію

Розглянуті вище методи зосереджені переважно на визначенні температури туманоутворення як одного з ключових критеріїв прогнозу радіаційного туману. Однак, практичні потреби метеорологічного забезпечення, особливо в авіації, вимагають не лише оцінювання ймовірності виникнення туману, а й прогнозування його подальших характеристик - вертикальної потужності, часу утворення, стійкості, тривалості існування та умов розсіювання. Саме тому поряд із методами визначення температури

туманоутворення доцільно розглянути підходи до діагностики й прогнозування тих параметрів туману, які безпосередньо визначають його еволюцію.

На відміну від численних досліджень, присвячених безпосередньо методам прогнозування радіаційних туманів [48, 49], у даному аналізі основну увагу зосереджено на підходах до діагностики та прогнозування характеристик, що визначають еволюцію радіаційного туману і тривалість його існування. Такий підхід є особливо важливим у системі метеорологічного забезпечення авіації, оскільки одним із ключових параметрів у цьому випадку виступає вертикальна товщина туманного шару.

Прогнозування вертикальної товщини туману має вагоме прикладне значення, оскільки саме цей параметр істотно впливає на тривалість існування явища та час, необхідний для його подальшого розсіювання. Зі збільшенням вертикальної потужності туманного шару зростає тривалість прогрівання підстильної поверхні та прилеглого приземного шару повітря, необхідна для руйнування туману. У зв'язку з цим оцінювання вертикальної товщини туману слід розглядати як одну з важливих складових прогнозу його еволюції. Для загальної характеристики вертикальної структури туманів доцільно використати узагальнені кліматологічні відомості щодо повторюваності різних градацій їх вертикальної товщини над територією України [50]. Такі дані дають змогу оцінити, які типи туманів переважно формуються у нижній частині граничного шару атмосфери, а які можуть охоплювати значно більшу вертикальну потужність. Особливе значення це має для радіаційних туманів, оскільки їх формування безпосередньо пов'язане з приземним охолодженням, розвитком інверсії та обмеженим вертикальним переміщенням. Порівняння вертикальної потужності туманів різного генезису також дозволяє обґрунтувати доцільність подальшого аналізу саме нижньої частини граничного шару атмосфери. Крім того, наведені відомості можуть бути використані як фоновий кліматологічний орієнтир для інтерпретації результатів розрахунку верхньої межі шару радіаційного туману. У табл. 2.3 наведено розподіл вертикальної товщини туманів різного генезису; значення у градаціях товщини подано у відсотках, а в

останній колонці зазначено кількість випадків, за якими здійснювалося узагальнення.

Таблиця 2.3 – Повторюваність (%) вертикальної протяжністю товщини туманів над Україною.

Тип туману	Товщина туману, м							Кількість випадків
	<100	100-200	200-300	300-400	400-500	500-600	>600	
адвективний	0	12	36	21	15	10	6	62
радіаційний	25	52	18	5	0	0	0	23
адвективно-радіаційний	12	21	28	19	14	6	0	18
фронтальний	0	0	19	28	18	9	26	11
усі тумани	8	21	30	17	13	6	5	101

Аналіз наведених даних показує, що радіаційні тумани на території України переважно мають невелику вертикальну потужність. Зокрема, 25% випадків радіаційних туманів припадає на шар товщиною менше 100 м, а 52% на градацію 100–200 м. Отже, близько трьох чвертей радіаційних туманів мають вертикальну товщину до 200 м, що підтверджує їх переважно приземний характер. На відміну від них, адвективні, адвективно-радіаційні та фронтальні тумани частіше охоплюють більші за потужністю шари атмосфери, що пов'язано з іншим механізмом їх формування та більшою роллю горизонтального перенесення повітряних мас. Такий розподіл є важливим для подальшого аналізу, оскільки підтверджує доцільність розглядати радіаційний туман як явище, тісно пов'язане з процесами у нижній частині граничного шару атмосфери.

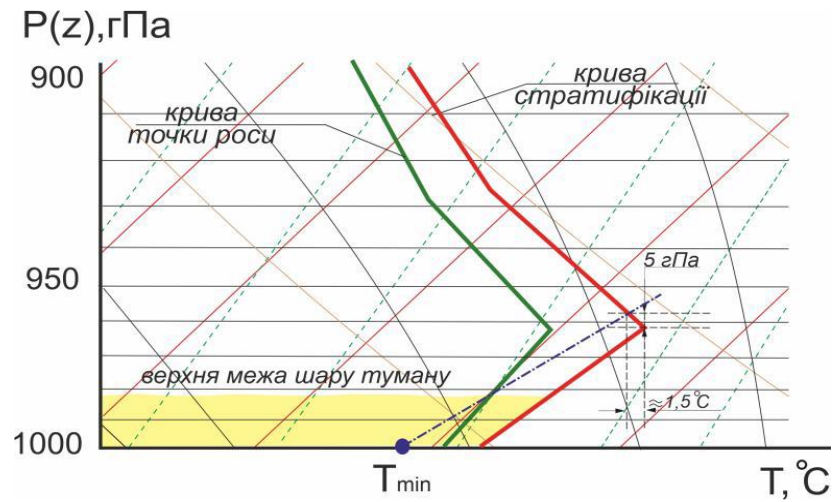
Для оцінювання вертикальної товщини туману за умови видимості неба може бути застосований візуальний підхід, відповідно до якого вертикальна потужність інтенсивного туману орієнтовно відповідає 5 гПа, тоді як для слабкого туману вона становить близько 10 гПа. Такий підхід має орієнтовний характер, однак може бути корисним в оперативній практиці за наявності

візуальних ознак верхньої межі туманного шару. Його застосування є найбільш доцільним у тих випадках, коли структура туману є відносно однорідною, а умови спостереження дозволяють оцінити стан неба та характер вертикального розвитку явища.

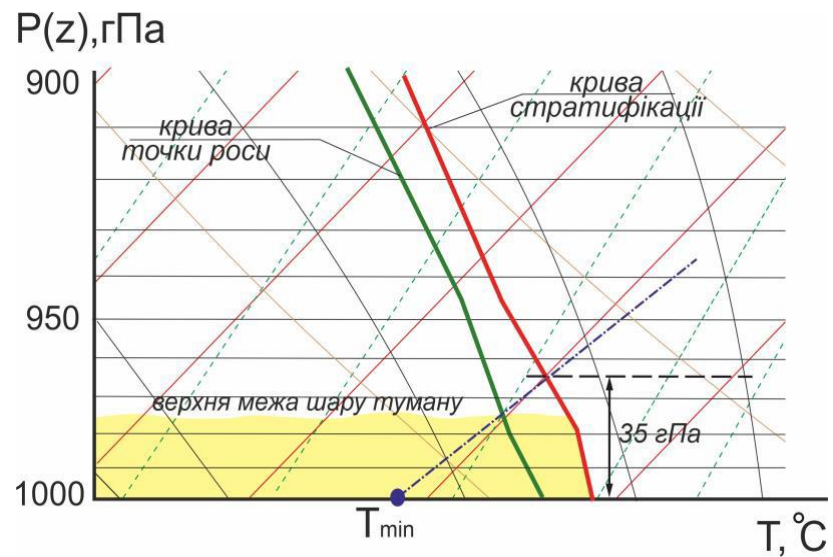
У випадках, коли небо не проглядається, доцільним є використання методу Геффера, що ґрунтується на аналізі матеріалів нічного радіозондування атмосфери. Перевагою цього методу є те, що він дозволяє визначати верхню межу туманного шару не лише за візуальними ознаками, а на основі термодинамічної структури нижньої частини атмосфери. Згідно з цим методом розглядаються два основні варіанти стратифікації: наявність та відсутність приземної радіаційної інверсії. Саме наявність або відсутність інверсійного шару визначає подальшу схему побудови, оскільки інверсія істотно впливає на вертикальне поширення туману та положення його верхньої межі. За наявності інверсії туманний шар, як правило, обмежується стійкою стратифікацією, що перешкоджає активному вертикальному перемішуванню. Тому аналіз форми кривої стратифікації та положення температури точки роси має важливе значення для встановлення межі насиченого шару повітря. Такий підхід дає змогу пов'язати оцінку вертикальної потужності туману з реальною термодинамічною будовою приземного шару атмосфери. Якщо приземна інверсія присутня, то від точки її максимального прояву («носа» інверсії) на кривій стратифікації відкладають угору шар товщиною 5 гПа, що приблизно відповідає зниженню температури на 1,5 °С. Після цього отриману точку з'єднують із мінімальною приземною температурою (рис. 2.20а). Точка перетину побудованої лінії з кривою температури точки роси інтерпретується як верхня межа туманного шару [49, 50]. Отримане таким чином значення вертикальної потужності туману може надалі використовуватися для оцінювання тривалості його існування та умов подальшого розсіювання.

У випадку відсутності інверсії підйом на 35 гПа від значення приземного тиску по кривій стратифікації з наступним з'єднанням отриманої точки з нічним

мінімумом температури біля поверхні землі дозволяє аналогічним чином визначити верхню межу шару туману (рис. 2.20б).



а)



б)

Рисунок 2.20 – Оцінка верхньої межі шару туману за способом Геффера (Heffer's estimate)

а) у разі наявності радіаційної інверсії; б) у разі відсутності радіаційної інверсії.

Найпоширеніший та простий спосіб прогнозу часу утворення туману полягає у графічному врахуванні зміни температури повітря і температури точки роси у часі (рис. 2.21).

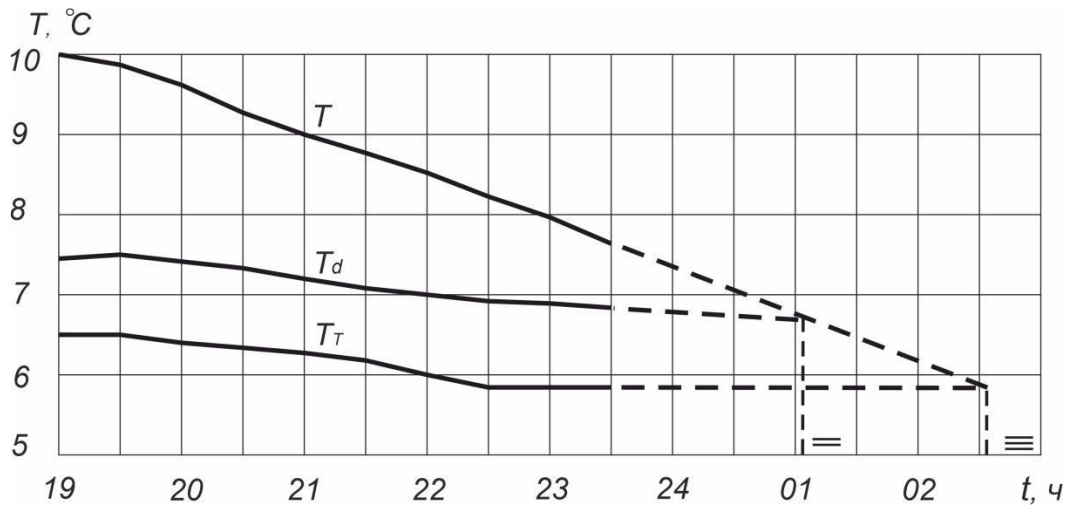


Рисунок 2.21 – Графічний спосіб визначення часу утворення туману (по М.В. Петренку)

Альтернативний підхід до прогнозування часу утворення радіаційного туману передбачає побудову графіків погодинних (або півгодинних) змін температури повітря (T), точки роси (Td) та температури туманоутворення ($Tt = Td - 1$). На основі аналізу останніх значень T , Td та Tt , здійснюється лінійна екстраполяція цих параметрів на декілька годин вперед. Час перетину графіків T і Td вказує на момент утворення серпанку, тоді як перетин графіків T і Tt сигналізує про час утворення туману [44].

Інший метод прогнозування часу виникнення радіаційного туману, запропонований Р.М. Меджитовим, базується на використанні спеціальних формул:

$$t_{\equiv} = t_{з.с.} + \frac{T - T_m}{\Delta T_{t-}} \quad (2.4)$$

$$t_{p.m.} = t_{с.с.} + \frac{T_d - T_{min}}{\Delta T_{t+}} \quad (2.5)$$

t_{\equiv} – час утворення туману; $t_{p.m.}$ – час розсіювання туману;

$t_{з.с.}$, $t_{с.с.}$ – час заходу і сходу Сонця;

$\Delta T_{t+}, \Delta T_{t-}$ – щогодинні зміни температури повітря від заходу Сонця до моменту утворення туману і від сходу Сонця до моменту розсіяння туману.

Для середніх широт щогодинні зміни $\Delta T_{t+}, \Delta T_{t-}$ наведенні в табл. 2.4

Таблиця 2.4 – Щогодинні зміни температури повітря після заходу Сонця ΔT_{t-} та після сходу Сонця ΔT_{t+}

місяць	ΔT_{t-}	ΔT_{t+}	місяць	ΔT_{t-}	ΔT_{t+}
I	0,4	1,3	VII	0,7	0,8
II	0,5	1,4	VIII	0,7	0,7
III	0,8	1,1	IX	0,7	1,2
IV	0,7	1,2	X	1,0	1,0
V	1,0	1,2	XI	0,4	0,6
VI	0,7	0,9	XII	0,5	1,3

Отже, для прогнозу часу утворення туману за методом А. С. Зверева потрібно:

- обчислити відношення $\Delta T_m / \Delta T_n$;
- визначити за графіком (рис. 2.22) долю ночі n до моменту утворення туману (де повна тривалість ночі приймається за 1);
- розрахувати час утворення туману, використовуючи отримане значення n ;
- таким чином, час розсіяння радіаційного туману зазвичай залежить від наступних факторів: вертикальної та горизонтальної протяжності туману, широти місцевості та сезону року.

В літній період, завдяки інтенсивному прогріванню поверхні, туман розсіюється через 1-2 години після сходу сонця. У перехідні сезони року цей час переважно збільшується до 3-5 годин. Взимку, особливо при наявності снігового покриву, денне прогрівання слабке, тому туман може зберігатися протягом усього дня.

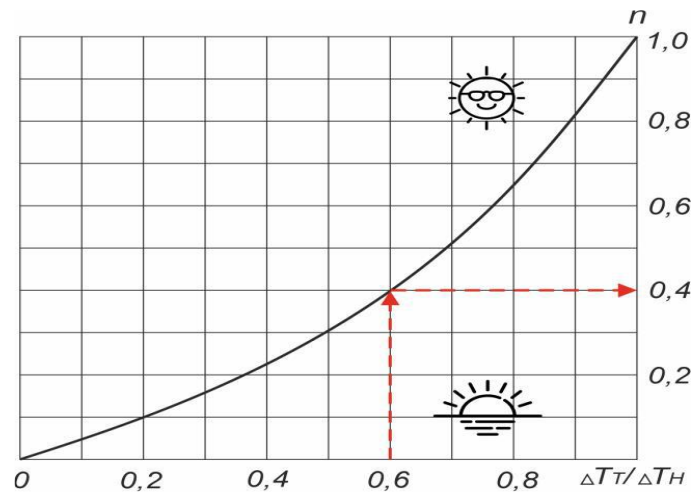


Рисунок 2.22 – Графік для прогнозу часу утворення радіаційного туману

Важливе значення для еволюції туману мають і його мікроструктурні характеристики, тобто властивості, що відображають особливості внутрішньої будови туманного шару. У випадку колоїдально нестійкого туману краплі води безперервно осідають на підстильну поверхню, що зумовлює зміну водності туману та, відповідно, його оптичних і динамічних характеристик.

Під водністю туману розуміють кількість рідкої води в одиниці об'єму повітря. Якщо швидкість утворення нових крапель виявляється меншою за швидкість їх осідання, водність туману поступово зменшується, що призводить до його ослаблення і, зрештою, до розсіювання.

Існують різні підходи до прогнозування часу розсіювання туманів унаслідок радіаційного прогрівання, які відрізняються рівнем деталізації та складністю. Більш складні методи передбачають урахування оптичної щільності туману, інтенсивності впорядкованих низхідних рухів повітря, а також швидкості осідання крапель туману на підстильну поверхню.

Найпростішим підходом є екстраполяція підвищення температури повітря в ранкові години з урахуванням температурного ходу попередньої доби та типового добового ходу температури для даної місцевості. У межах такого підходу вважається, що розсіювання туману слід очікувати тоді, коли температура повітря в приземному шарі досягне значення, яке спостерігалось в

момент його утворення. Для наочного представлення результатів у цьому випадку може бути використана графічна побудова прогнозу. (див. рис. 2.23).

Для прогнозування часу розсіювання туману важливе значення має врахування його колоїдної стійкості, особливо в літній період. Колоїдно нестійкі тумани, як правило, розсіюються за температури, нижчої від температури точки роси, що спостерігалася в момент їх утворення, оскільки в процесі існування вони зазнають істотних втрат вологи. У літніх умовах, коли температура повітря наближається до температури точки роси, туманні утворення, навпаки, характеризуються більшою стійкістю.

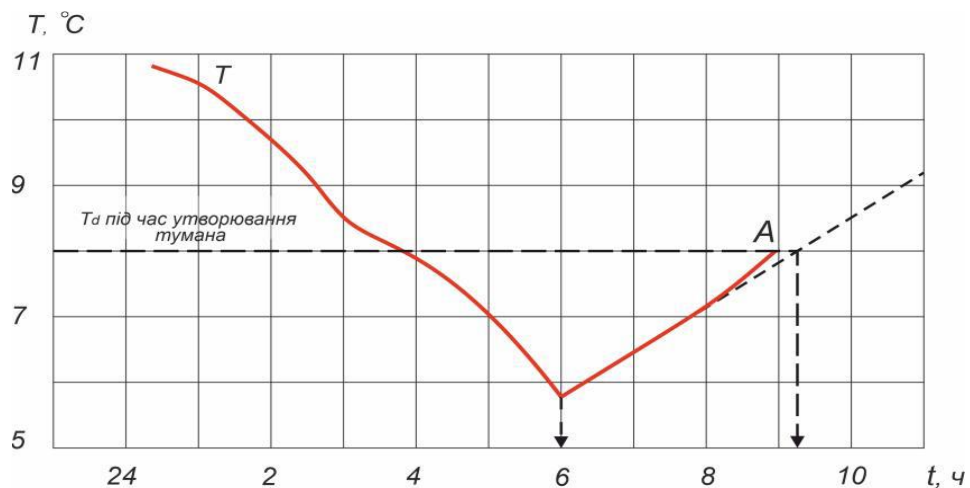


Рисунок 2.23 – Графічний спосіб прогнозу часу розсіювання туману.

Одним із важливих чинників, що здатний істотно впливати на процес розсіювання туману, є перенесення повітряних мас. Адвективні процеси можуть порушувати зв'язок між температурою розсіювання туману та температурою точки роси, ускладнюючи використання простих емпіричних залежностей. У зв'язку з цим для підвищення точності прогнозу доцільно орієнтуватися на значення температури точки роси, зафіксоване в момент утворення туману, або, якщо туман сформувався у другій половині ночі, використовувати дані найближчих строків спостережень, зокрема 01:00 або 05:00.

Таким чином, урахування колоїдної стійкості туману, температури точки роси та впливу адвекції дозволяє істотно підвищити точність прогнозу його розсіювання, особливо за умов, коли зазначені фактори суттєво визначають еволюцію туманного шару. Практичне значення такого підходу полягає у можливості більш обґрунтованого прогнозування часових характеристик існування туманів, що є важливим для метеорологічного забезпечення та прикладних завдань, пов'язаних з оцінкою атмосферних умов.

Для того щоб визначити час розсіяння радіаційного туману при зміні синоптичної ситуації І.В. Кошеленко була запропонована емпірична формула[46]

$$t_p = 1,7 \frac{\sigma H^2}{\rho \Delta k} \quad (2.6)$$

де σ – водність туману; ρ – густина повітря; H – вертикальна потужність туману; $\Delta k = k - k_0$ – величина приросту у часі коефіцієнту турбулентності.

Час розсіяння туману визначається у годинах, починаючи від останньої кільцевої карти. Таблиця 2.3 показує, як часто тумани розсіюються залежно від різних значень посилення швидкості градієнтного і фактичного вітру.

Для спрощення розрахунків, враховуючи труднощі з визначенням водності туману і коефіцієнта турбулентності в оперативній практиці, можна використовувати спрощену формулу, яка базується на співвідношенні Траберта $L_m = 18 / \sigma$, де L_m – видимість; σ – коефіцієнт розсіювання світла.

Вираз $\Delta k = 0,5 \Delta u$ (де Δk – зміна коефіцієнта турбулентності; Δu – зміна у часі швидкості градієнтного вітру).

$$t_p = 5,2 * 10^{-2} \frac{H^2}{L_m \Delta u} \quad (2.7)$$

Ця формула використовується для прогнозу часу розсіяння туману, спрогнозувавши величину зміни градієнтного вітру або швидкість фактичного вітру на 6-8 годин [49, 50].

Таблиця 2.5 – Повторюваність (%) розсіяння туманів залежно від різних значень посилення швидкості градієнтного вітру і по флюгеру

Посилення вітру, м/с	1	2	3	4	5
Повторюваність розсіяння по градієнтному вітру	7	26	37	28	2
Повторюваність розсіяння по флюгеру	26	45	21	8	0

Загальний алгоритм прогнозування розсіювання туману, запропонований у працях низки зарубіжних дослідників, включає кілька послідовних етапів. Насамперед здійснюється аналіз синоптичної ситуації з метою встановлення, чи існують механізми розсіювання туману, відмінні від радіаційного прогрівання підстильної поверхні. Далі визначається мінімальна температура повітря, яка очікується перед сходом Сонця, оскільки саме вона істотно впливає на подальший розвиток туманного шару.

Наступним етапом є вибір репрезентативних матеріалів радіозондування, необхідних для оцінювання вертикальної структури атмосфери. На їх основі, з урахуванням фактичного стану неба та розрахованого значення мінімальної температури, вносяться корективи у вертикальний профіль температури. Після цього виконується визначення температурних умов, за яких має відбутися розсіювання туману, а також оцінюється час настання цього процесу.

У випадках глибокого туману, що вкриває значну площу, додатково визначають температуру розсіювання розірвано-шаруватої хмарності, яка може формуватися в процесі його трансформації. Завершальним етапом є аналіз можливих чинників, що здатні уповільнити або, навпаки, прискорити розсіювання туману, зокрема з урахуванням локальних фізико-географічних та

метеорологічних особливостей. Таким чином, зазначений алгоритм забезпечує комплексний підхід до прогнозування розсіювання туману, оскільки враховує сукупну дію процесів, які визначають еволюцію туманного шару [46].

Визначення температури розсіювання туману за методом Джефферсона. Метод Джефферсона [51, 49] належить до класичних аерологічних підходів до прогнозування розсіювання радіаційного туману або переходу його в низьку шарувату хмарність. Його сутність полягає у використанні матеріалів нічного радіозондування для побудови трансформованої кривої стратифікації, яка має відображати приземну радіаційну інверсію, що зазвичай формується перед світанком. Необхідність такої трансформації зумовлена тим, що на момент проведення нічного зондування температура повітря біля поверхні землі ще не завжди досягає свого мінімального значення, а тому інверсійний шар може бути виражений недостатньо чітко. Після введення поправки до кривої стратифікації визначають точку її перетину з кривою температури точки роси. Від цієї точки опускаються вздовж вологої адіабати до рівня приземного тиску. Отримане значення температури інтерпретується як температура розсіювання туману, тобто така температура повітря, при досягненні якої туман переходить у стан розірвано-шаруватої хмарності або починає руйнуватися. У цьому полягає головна практична цінність методу: він дозволяє не лише діагностувати момент ослаблення туману, але й пов'язати цей момент із реальною термодинамічною структурою приземного шару атмосфери.

Сутність цього підходу полягає в тому, що криву стратифікації, побудовану за даними нічного радіозондування, необхідно трансформувати таким чином, щоб у її структурі була відтворена приземна радіаційна інверсія [51]. Необхідність такої корекції зумовлена тим, що зазначена інверсія, яка зазвичай формується перед світанком, у низці випадків не фіксується матеріалами нічного радіозондування, оскільки на момент його проведення температура повітря ще не досягає свого мінімального значення. [52]. Від точки перетину кривої точки роси і трансформованої кривої стратифікації необхідно опуститися уздовж вологої адіабати до рівня приземного тиску (рис. 2.24).

Отримане значення такої «температури точки роси» можна сприймати за температуру розсіяння туману T_p , та при досягненні якої туман буде переходити у розірвано-шарувату хмарність.

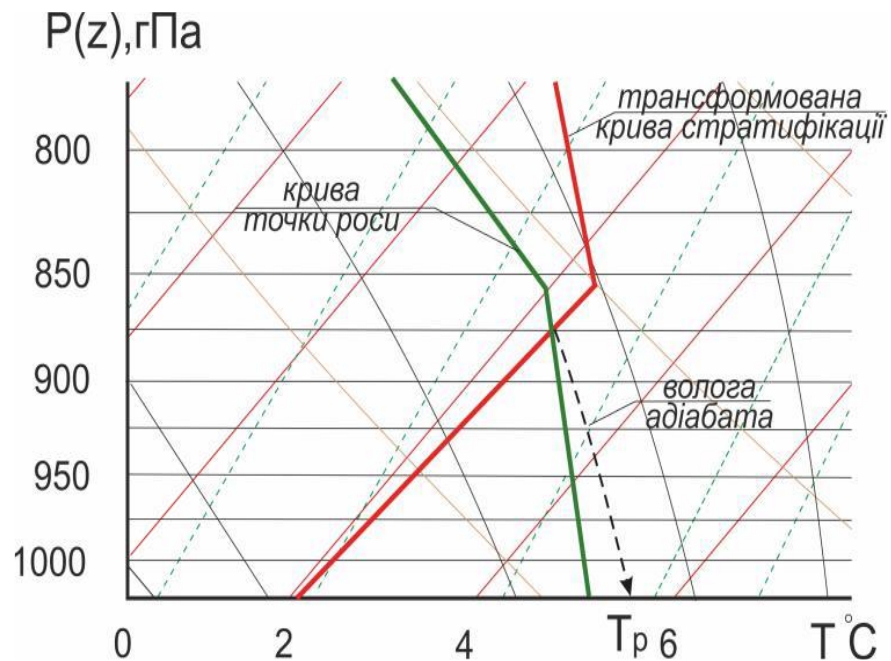


Рисунок 2.24 – Схема визначення температури розсіяння туману за методом Джефферсона (Jefferson)

Метод Джефферсона дозволяє визначити температуру розсіювання туману на основі аерологічного аналізу термодинамічної структури приземного шару атмосфери. Його застосування є особливо доцільним у тих випадках, коли розсіювання туману пов'язане з поступовою трансформацією приземної інверсії та переходом туманного шару у розірвано-шарувату хмарність. Визначена за цим методом температура може розглядатися як критеріальне значення, досягнення якого свідчить про початок руйнування туманного шару. Разом з тим для практичного прогнозування важливим є не лише значення температури розсіювання, а й оцінювання часу, коли ця температура буде досягнута, що зумовлює доцільність розгляду спеціальних методів прогнозування часу розсіювання туману. Якщо відкласти це значення температури T_p на верхній

межі туману і опуститися вниз уздовж сухої адіабати [52,53], то ми одержимо температуру повітря, при досягненні якої відбудеться деградація розірвано-шаруватої хмарності $T_{p.x.}$ (рис. 2.25).

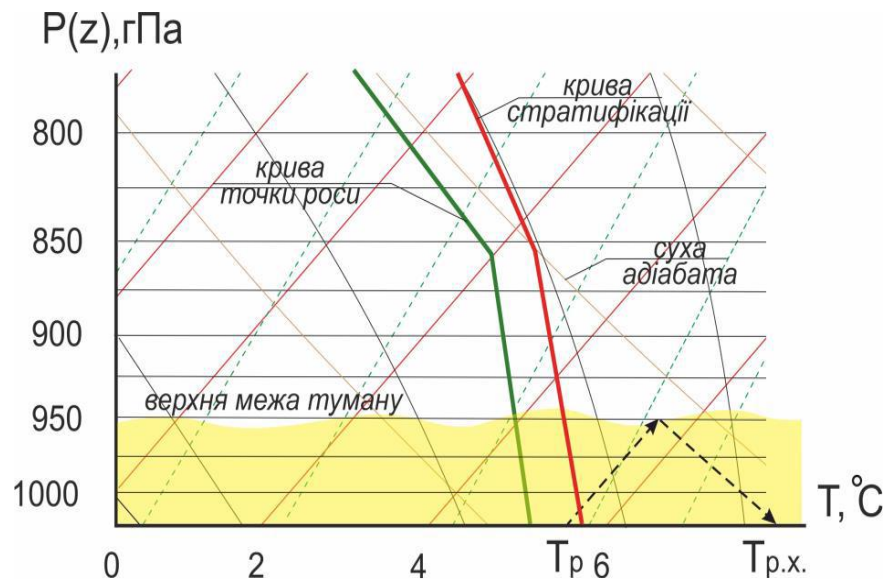


Рисунок 2.25 – Схема визначення температури повітря, при якій відбувається деградація розірвано-шаруватої хмарності після розсіювання радіаційного туману за методом Джефферсона (Jefferson)

Оцінювання часу розсіювання туману за методом Бертрама. Метод Бертрама [54] розроблений як прикладний інструмент для оцінювання часу розсіювання туману на основі температури розсіювання, визначеної, зокрема, за методом Джефферсона, та характеристик самого туманного шару. У його основі лежить номограмний підхід, у межах якого враховуються вертикальна потужність туману, температура повітря перед сходом Сонця, температура розсіювання туману, а також сезонні особливості надходження сонячної радіації. Саме така побудова робить метод Бертрама зручним для оперативної практики, де необхідне не лише фізичне пояснення процесу, а й швидка оцінка часу очищення атмосфери від туману.

Практична реалізація методу передбачає послідовне використання номограми, на якій за заданими значеннями вертикальної товщини туману та

різниці між температурою розсіювання і фактичною температурою повітря перед сходом Сонця визначається час, необхідний для руйнування туманного шару. У разі тонкого туману до розрахунку вводиться поправка, пов'язана зі зменшенням надходження сонячної радіації. Отже, метод Бертрама фактично трансформує термодинамічний критерій розсіювання туману в часову оцінку, придатну для оперативного прогнозу.

Метод Бертрама, розроблений для британських метеорологів, призначений для визначення часу розсіювання туману на основі результатів, отриманих за методом Джефферсона [51]. Для його реалізації необхідні такі вихідні дані: вертикальна потужність туману (виміряна в гПа), температура повітря поблизу поверхні землі перед сходом Сонця (T_1) та температура, при якій відбувається розсіювання туману (T_2), отримана за допомогою методу Джефферсона. [51].

На графіку (рис. 2.26) від лівого краю, де позначена вертикальна товщина туману, потрібно переміститися праворуч до досягнення значення $T_2 - T_1$ (вертикальні риски), а потім уздовж кривої спуститися до правого краю.

Перетнувши горизонтально праву межу і перейшовши до наступного графіку, необхідно досягнути відповідного значення $T_2 + T_1$ (вертикальні риски) і так само спуститися уздовж кривої до правого краю.

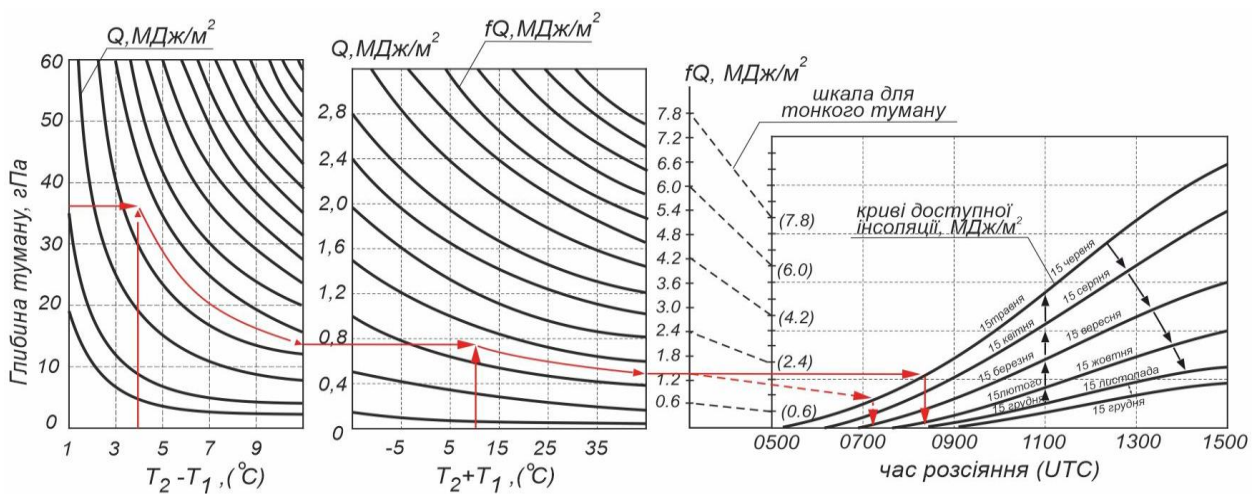


Рисунок 2.26 – Номограма для визначення часу розсіювання туману за методом Бертрама(Barthram)

Аналогічним чином, переміщуючись по горизонталі праворуч до точки перетину з кривою, що відповідає певному періоду року, після досягнення цієї точки необхідно опуститися вертикально донизу до шкали, яка відображає час розсіювання туману. Оскільки зазначена діаграма розроблена для використання в межах території Великобританії, значення часу за UTC у цьому випадку може інтерпретуватися як місцевий час.

У разі, якщо за попередньою оцінкою очікується формування тонкого туману, доцільно вносити додаткову поправку на зменшення надходження сонячної радіації. Під тонким туманом у даному випадку розуміються ситуації, за яких горизонтальна видимість перевищує 600 м або вертикальна потужність туманного шару є меншою за 20 гПа, що відповідає вертикальній товщині близько 300 футів (91,44 м) або орієнтовно 10 гПа. За таких умов величину сонячної радіації необхідно зменшити на одну третину. Для цього від відповідного значення на вертикальній шкалі слід перейти вздовж діагональних ліній до шкали тонкого туману, після чого виконати ту саму послідовність операцій, що й у базовому варіанті розрахунку.

Цей метод дозволяє ефективно коригувати прогнози сонячної радіації в умовах тонкого туману, що може допомогти в плануванні та управлінні різними процесами, які залежать від погодних умов [53].

Таким чином, метод Бертрама є корисним інструментом оперативного оцінювання часу розсіювання туману, особливо в поєднанні з методом Джефферсона, який дає змогу визначити температуру його розсіювання. Разом ці підходи демонструють, що прогноз еволюції туману має враховувати не лише умови його утворення, а й термодинамічні та радіаційні механізми подальшого руйнування туманного шару.

РОЗДІЛ 3. КЛІМАТОЛОГІЧНІ ТА ФІЗИЧНІ ОСНОВИ АДАПТАЦІЇ ПРОГНОЗУ РАДІАЦІЙНИХ ТУМАНІВ

3.1 Фізико-географічна характеристика районів дослідження та кліматологічні умови туманоутворення

У межах третього розділу доцільно попередньо охарактеризувати райони дослідження, оскільки подальший аналіз поєднує два різні блоки. Станція Lindenberg використовується як полігон для фізико-діагностичного аналізу радіаційних туманів, температурної стратифікації, турбулентного обміну та процесів у граничному шарі атмосфери. Станція Київ, у свою чергу, використовується для кліматологічної адаптації температури туманоутворення до локальних умов конкретного пункту.

Район станції Lindenberg

Станція Lindenberg (WMO 10393) розташована у східній частині Німеччини, у межах внутрішньоконтинентальної частини Північнонімецької низовини. Метеорологічна обсерваторія Lindenberg - Richard-Abmann-Observatorium належить до мережі Deutscher Wetterdienst (DWD) і є одним із важливих центрів вертикального профілювання атмосфери. За даними ВМО, обсерваторія є кліматичною референтною станцією DWD, розміщена поблизу координат $52,209^\circ$ пн. ш. і $14,118^\circ$ сх. д., а її спостережна програма включає регулярні радіозондування кожні шість годин [62]. У матеріалах DWD зазначено, що основним завданням цієї обсерваторії є експериментальне дослідження й інтерпретація фізичної структури атмосфери від поверхні землі до стратосфери [63].

Кліматологічні умови району Lindenberg є сприятливими для аналізу процесів радіаційного туманоутворення. Для цього району характерний помірний вологий клімат типу, без різко вираженого сухого сезону [62]. У поєднанні зі слабо хвилястим рівнинним рельєфом, відкритими ділянками та

відносно віддаленим положенням від морського узбережжя це створює умови для вираженого нічного радіаційного вихолодження підстильної поверхні. У холодний період року та в перехідні сезони за слабкого вітру й достатнього вологовмісту приземного шару тут можуть формуватися стійкі приземні або піднесені інверсії, які обмежують вертикальний обмін і сприяють накопиченню вологи в нижній частині атмосфери.

Для даного дослідження особлива цінність Lindenberga полягає не стільки у можливості кліматичного зіставлення з Києвом, скільки у високій інформативності аерологічних спостережень. Наявність радіозондувань кожні шість годин дає змогу простежити еволюцію граничного шару атмосфери від вечірнього вихолодження до нічного розвитку туману, ранкового максимуму стійкої стратифікації та подальшого руйнування інверсійного шару після сходу Сонця. Саме така структура даних дозволяє аналізувати туман як результат взаємодії радіаційного балансу, вертикального розподілу температури й вологості та інтенсивності турбулентного обміну.

Первинний перегляд матеріалів спостережень охоплював більшу кількість випадків туману на станції Lindenberga. Проте до розрахункового масиву було включено 21 випадок радіаційного туману за період з 01.08.2016 по 01.08.2021, які одночасно відповідали критеріям однорідності та повноти вихідної інформації. Зокрема, враховувалися внутрішньомасовий характер процесу, утворення туману після заходу Сонця, тривалість явища не менше 3 годин, а також наявність повної послідовності радіозондувань і відповідних наземних спостережень.

Район станції Київ

Станція Київ у межах цієї роботи використовується як пункт для кліматологічної адаптації температури туманоутворення. Якщо матеріали Lindenberga забезпечують можливість детального аналізу фізичних процесів у граничному шарі атмосфери, то дані Києва дають змогу встановити локальні кліматологічні закономірності туманоутворення. На основі матеріалів спостережень станції Київ за 2012-2020 рр. у роботі досліджено добово-річний

розподіл туманів і температури туманоутворення, а також обґрунтовано можливість використання цих характеристик як додаткового критерію контролю прогностичних розрахунків.

Район Києва розташований у межах помірною кліматичного поясу та характеризується помірно континентальними рисами клімату. За даними Центральної геофізичної обсерваторії імені Бориса Срезневського, за кліматичною нормою 1991-2020 рр. середня річна температура повітря у Києві становить 9,0 °С, середня температура січня -3,2 °С, липня 21,3 °С, а річна кількість опадів - 618 мм [64]. Ці величини подано як фонову характеристику термічного та вологісного режиму району, однак у межах цієї роботи головне значення мають не самі середні кліматичні показники, а умови, які безпосередньо визначають повторюваність, сезонність і добову структуру радіаційних туманів.

Для туманоутворення у районі Києва особливо важливими є нічне радіаційне вихолодження підстильної поверхні, достатній вологовміст приземного шару повітря, слабкий вітер і формування приземних температурних інверсій. Найсприятливіші умови для радіаційних туманів зазвичай виникають у нічні та ранкові години, коли зменшується турбулентне перемішування, а температура повітря наближається до температури точки роси. Перехідні сезони року мають підвищене значення для цього процесу, оскільки в цей період поєднуються достатня тривалість ночі, високий вологовміст повітря та частіші умови для утворення стійкої приземної стратифікації.

Кліматологічна характеристика туманоутворення для Києва має практичне значення, оскільки температура, за якої у конкретному пункті виникає туман, не є сталою величиною. Вона змінюється залежно від місяця року, часу доби, стану підстильної поверхні, характеру нічного охолодження та локального температурно-вологісного режиму. Тому використання лише універсальних емпіричних або аерологічних методик без локальної перевірки може призводити до завищення або заниження прогностичної температури туманоутворення. У цьому контексті добово-річний розподіл температури туманоутворення,

побудований для станції Київ, виступає не заміною основних методів прогнозу, а додатковим кліматологічним критерієм, який дозволяє оцінити реалістичність розрахованого значення [64].

Таким чином, поєднання двох районів дослідження забезпечує цілісність запропонованого підходу. Lindenberg дає можливість проаналізувати вертикальну структуру атмосфери, турбулентний обмін і еволюцію шару туману за даними підвищеної часової дискретності, тоді як Київ забезпечує локальну кліматологічну основу для адаптації температури туманоутворення.

3.2. Вихідні дані та методика дослідження

Методичні підходи до врахування вертикальної температурно-вологісної структури граничного шару атмосфери при оцінюванні температури туманоутворення розглянуті, зокрема, у працях Сандерса [36]. Їх використання дає змогу пов'язати процес досягнення стану насичення з особливостями стратифікації нижньої частини атмосфери. Водночас такі підходи не повною мірою відображають динаміку подальшого розвитку туману, оскільки значною мірою залежать від моменту проведення радіозондування та не завжди дозволяють простежити зміну стану граничного шару між строками спостережень.

Формування радіаційного туману пов'язане з охолодженням повітря у приземному та граничному шарах атмосфери, яке супроводжується зміною інтенсивності вертикального турбулентного обміну. Саме турбулентне перемішування визначає характер перенесення тепла між різними рівнями атмосфери та впливає на перебудову температурної стратифікації. Як кількісний показник інтенсивності цього процесу використовується коефіцієнт турбулентності, а відповідний вертикальний перенос тепла описується турбулентним потоком тепла, який може бути розрахований за формулою [48].

$$Q_T = c_p \rho k \left(\frac{\partial T}{\partial z} - \gamma_a \right) \quad (3.1)$$

де $c_p = 1,03$ Дж/кг·К – питома теплоємність повітря при сталому тиску;

$\rho = 1,3$ кг/м³ – густина повітря; k – коефіцієнт турбулентності, м²/с;

$\frac{\partial T}{\partial z}$ – вертикальний градієнт температури повітря, °С/м;

$\gamma_a = 0,0098$ °С/м – сухоадіабатичний градієнт температури.

Характер температурної стратифікації у граничному шарі атмосфери значною мірою визначається співвідношенням між турбулентним потоком тепла та ефективним випромінюванням підстильної поверхні. За умови рівності цих величин формується близький до рівноважного термічний режим, якому відповідає ізотермічний вертикальний розподіл температури. Якщо виконується нерівність $E_0 > c_p \cdot \rho \cdot k \cdot \gamma_a$ (3.2), у приземному шарі створюються умови для формування температурної інверсії. Натомість за умови $E_0 < c_p \cdot \rho \cdot k \cdot \gamma_a$ (3.3) інверсійний шар набуває піднесеного характеру або відбувається перебудова вертикальної температурної структури.

Наведене співвідношення може бути використане як діагностичний критерій для оцінювання подальшої еволюції туману. Це пов'язано з тим, що зміна горизонтальної видимості в туманному шарі безпосередньо залежить від трансформації температурно-вологісної стратифікації по вертикалі. У передтуманний період і на початковій стадії формування туману переважно реалізується умова (3.2), що сприяє розвитку приземної інверсії та погіршенню видимості біля земної поверхні. Одночасно з цим зменшується ефективне випромінювання підстильної поверхні.

У подальшому, в міру розвитку туманного шару, основна випромінююча поверхня зміщується до його верхньої межі. За таких умов турбулентний потік тепла набуває низхідного спрямування, а приземна інверсія поступово послаблюється, трансформується у піднесену або руйнується. Наслідком такої

перебудови є покращення горизонтальної видимості біля поверхні землі, що відповідає реалізації умови (3.3).

У межах цього дослідження турбулентні потоки тепла розглядаються як один із важливих чинників, що визначають формування, розвиток і руйнування радіаційного туману в граничному шарі атмосфери. Основна увага зосереджена на оцінюванні їхньої ролі у часовій трансформації туманного шару, а також на обґрунтуванні можливості використання параметрів турбулентного теплообміну як додаткового прогностичного критерію для визначення умов утворення, еволюції та розсіювання радіаційних туманів.

Для проведення розрахунків було сформовано спеціальний масив вихідної інформації, до якого висувалися вимоги щодо повноти, однорідності та часової деталізації даних. Насамперед це стосувалося характеристик температурної стратифікації граничного шару атмосфери, оскільки саме їх зміни визначають умови формування, розвитку та подальшої трансформації радіаційного туману. Використання прогностичних матеріалів із часовим кроком 3 години виявилось недостатньо обґрунтованим для таких розрахунків, оскільки сучасний рівень прогнозування параметрів температурних інверсій у граничному шарі атмосфери не завжди забезпечує необхідну точність і стійкість результатів.

З огляду на це основною інформаційною базою дослідження були обрані матеріали температурно-вітрового зондування атмосфери з 6-годинною дискретністю у поєднанні з паралельними щогодинними наземними метеорологічними спостереженнями. Такі дані використано для станції Lindenberg (10393), розташованої за координатами $52^{\circ}12'14''$ пн. ш., $14^{\circ}06'42''$ сх. д. Їх застосування дало змогу простежити зміну вертикальної структури граничного шару атмосфери упродовж основних етапів формування та еволюції радіаційного туману.

Формування розрахункової вибірки випадків радіаційного туману здійснювалося за сукупністю визначених критеріїв. До аналізу включалися передусім ті випадки, що розвивалися у внутрішньомасових умовах, тобто за

відносної однорідності температурного поля, виникали після заходу Сонця та мали тривалість не менше 3 годин. Такі ознаки дають підстави розглядати відповідні тумани як радіаційні за механізмом формування і достатньо стійкі для подальшого фізико-діагностичного аналізу [65].

Для підвищення репрезентативності одержаних результатів перевагу надавали випадкам, у яких туман формувався після 00 UTC. "Це дозволяло проаналізувати передумови його виникнення за попередні строки спостережень і простежити послідовну зміну метеорологічних характеристик у граничному шарі атмосфери. У розрахунках використовувалися матеріали радіозондування за строки 18, 00, 06 та 12 UTC. Така часова послідовність забезпечувала можливість охопити основні етапи добового циклу: вечірнє радіаційне вихолодження, нічне формування та розвиток туману, ранковий максимум стійкої стратифікації і подальшу трансформацію граничного шару після сходу Сонця" [65].

Сформована вибірка випадків разом із прийнятою часовою структурою вихідних даних дала змогу дослідити зміну температурної стратифікації та турбулентного теплообміну протягом повного циклу існування радіаційного туману від передумов його формування до стадії розвитку й подальшого руйнування туманного шару.

3.3 Міжрівневий обмін у граничному шарі атмосфери як предиктор прогнозу характеристик радіаційних туманів

Як показано в попередньому розділі, наявні методи прогнозування радіаційного туману є достатньо різноманітними як за характером вихідних даних, так і за ступенем фізичної обґрунтованості. Водночас ефективність їх практичної реалізації суттєво залежить від адаптованості до місцевих умов і повноти врахування процесів, що відбуваються у граничному шарі атмосфери. Це пов'язано з тим, що прогностичні схеми, розроблені для певного регіону або

типу підстильної поверхні, не завжди забезпечують таку ж якість прогнозу в інших фізико-географічних умовах.

У другому розділі встановлено, що більшість методів визначення температури туманоутворення ґрунтуються або на використанні емпіричних залежностей між приземними метеорологічними величинами, або на аналізі вертикальної структури атмосфери за даними радіозондування. Однак незалежно від типу вихідної інформації всі ці підходи мають спільне обмеження – одержані на їх підставі прогностичні значення температури туманоутворення можуть виявитися недостатньо стійкими до впливу локальних особливостей підстильної поверхні, сезонної мінливості та добового ходу метеорологічних величин.

Таким чином, адаптованість прогнозу радіаційного туману до місцевих умов є необхідною умовою його прийнятної для споживача справджуваності. Така адаптація може бути забезпечена через використання даних про багаторічний режим метеовеличин, що впливають на утворення і еволюцію туманів у конкретному районі (пункті).

Як показано вище, еволюція радіаційних туманів визначається змінами температурної стратифікації та турбулентних потоків тепла у граничному шарі атмосфери. Разом з тим для практичного прогнозування важливо не лише описати фізичний механізм цих процесів, а й встановити кількісні характеристики, які можуть використовуватися як прогностичні ознаки основних параметрів шару туману.

На першому етапі розглянемо міжрівневий обмін у граничному шарі атмосфери як можливий предиктор характеристик радіаційних туманів. Основну увагу спрямуємо на аналіз зв'язку коефіцієнта турбулентного обміну з висотою граничного шару атмосфери, вертикальною потужністю туману, добовою еволюцією стратифікації та особливостями розвитку туману на різних стадіях його еволюції.

До найбільш інформативних предикторів прогнозу утворення та еволюції радіаційних туманів традиційно відносять характеристики хмарності, температурно-вологісну стратифікацію граничного шару атмосфери, швидкість

вітру біля підстильної поверхні, а також параметри її радіаційного випромінювання. Разом з тим, аналіз стадій розвитку радіаційних туманів показує, що одним із ключових чинників їх формування та подальшої еволюції є вертикальний профіль швидкості та напрямку вітру. Саме ці параметри визначають не лише особливості перерозподілу тепла і вологи в межах граничного шару атмосфери, але й напрямок турбулентних потоків тепла, від яких істотно залежить просторово - часова еволюція туману.

Проаналізуємо вплив турбулентності як одного з провідних механізмів міжрівневого обміну в граничному шарі атмосфери. Турбулентність, що є похідною від вертикальної неоднорідності вітру, забезпечує вертикальне перенесення тепла, вологи та інших атмосферних субстанцій. При цьому закономірності її розвитку визначаються складною взаємодією динамічних і термодинамічних факторів, що неодноразово підкреслювалося в роботах різних авторів [65-69]. Кількісною характеристикою цього процесу виступає коефіцієнт турбулентності, методи розрахунку якого залежать від типу атмосферної стратифікації. Саме цей факт зумовлює суттєві обмеження при використанні відповідних розрахункових схем у задачах прогнозування радіаційних туманів.

Зазначене обумовлює необхідність виокремлення тих аспектів проблеми, які й дотепер залишаються недостатньо з'ясованими. Зокрема, окремими дослідниками показано, що за умов стійкої стратифікації та слабого вітру формується такий рівень турбулентного обміну, який виявляється достатнім для поширення туману по вертикалі, однак недостатнім для його руйнування. На перший погляд це дає підстави припускати, що зростання коефіцієнта турбулентності k , а отже і посилення впливу вітру, повинно супроводжуватися збільшенням вертикальної потужності шару туману. Проте таке уявлення є спрощеним, оскільки розподіл коефіцієнта турбулентності в межах туману має специфічні особливості і не повторює типових закономірностей розподілу температури та вітру у приземному шарі атмосфери.

Насамперед слід враховувати, що наявність приземної інверсії, яка є характерною рисою більшості випадків радіаційного туману, зумовлює, як

правило, слабкий вітер біля підстильної поверхні. У таких умовах коефіцієнт турбулентного обміну набуває малих значень, що істотно обмежує інтенсивність вертикального перенесення. Крім того, турбулентному обміну притаманна властивість механічного регулювання, за якої турбулентні потоки на верхній і нижній межах шару обміну мають однаковий знак і близькі значення. Однак у разі наявності інверсійних шарів цей механізм порушується, оскільки виникають умови для накопичення вологи в окремих шарах атмосфери за рахунок їх перерозподілу між рівнями. Саме тому в туманах, що утворюються у під інверсійних шарах, значення k або наближаються до нуля, або залишаються вкрай малими, а його вертикальний профіль характеризується складною, нерівномірною структурою.

Подальший розвиток цієї проблеми пов'язаний із аналізом взаємозв'язку між вітровим режимом і турбулентним обміном. "Результати досліджень свідчать про існування оберненої залежності між швидкістю вітру у приземному шарі атмосфери та значеннями коефіцієнта турбулентності. Зокрема встановлено, що зі зменшенням середньої швидкості вітру в межах шару середні значення коефіцієнта турбулентності можуть зростати. Крім того, показано, що у випадках радіаційного туману приземні інверсії охоплюють шар товщиною від 200 до 900 м, що вказує на значну вертикальну протяжність стійкої стратифікації та її визначальну роль у формуванні умов для утворення туману" [65].

Таким чином, по-перше, необхідно обґрунтувати підхід до розрахунку коефіцієнта турбулентності та визначити товщину шару, в межах якого його розподіл є інформативним для прогнозування радіаційного туману. По-друге, необхідно встановити процедуру оцінювання вертикальної потужності туману та з'ясувати характер її зв'язку з інтенсивністю турбулентного обміну. Вирішення цих завдань створює передумови для побудови більш фізично обґрунтованої схеми діагностики та прогнозування радіаційних туманів.

З огляду на зазначене, у роботі запропоновано використати формулу для розрахунку середнього для граничного шару коефіцієнта турбулентного обміну (3.4), а також співвідношення для визначення висоти граничного шару

атмосфери (3.5), що надалі дозволяє перейти до кількісного аналізу ролі турбулентного обміну у формуванні вертикальної структури туману.

$$\bar{k} = 3,2u_r^2 \frac{\theta_0 \cdot 10^{-6}}{\gamma_a - \gamma} \sin \varphi , \quad (3.4)$$

де u_r – швидкість геострофічного вітру;

γ_a і γ – середні для шару адіабатичний і фактичний вертикальні градієнти температури відповідно;

θ_0 – потенціальна температура біля поверхні землі;

φ – географічна широта.

Для розрахунку висоти граничного шару H_z будемо використовувати формулу [40]

$$H_z = u_r \sqrt{\frac{\pi \cdot \theta_0}{g(\gamma_a - \gamma)}} , \quad (3.5)$$

де g – прискорення вільного падіння.

Розглянемо зв'язок між коефіцієнтом турбулентного обміну та висотою граничного шару атмосфери на різних стадіях існування радіаційного туману. Такий підхід дозволяє з'ясувати, наскільки характеристики турбулентного режиму пов'язані зі структурою граничного шару та в які періоди цей зв'язок є найбільш інформативним.

"На основі виконаних розрахунків побудовано графічні залежності коефіцієнта турбулентного обміну k від товщини граничного шару атмосфери в дні з туманом для окремих строків спостережень 18, 00, 06 та 12 UTC, які відображені на рис. 3.1. Їх аналіз свідчить, що перед утворенням туману рис. 3.1а між висотою граничного шару атмосфери та коефіцієнтом турбулентного обміну спостерігається відносно стійкий зв'язок. Значення коефіцієнта турбулентного обміну в цей період змінюються в межах від 0,2 до 3 м²/с,

переважно не перевищуючи $2,5 \text{ м}^2/\text{с}$, тоді як висота граничного шару, як правило, не перевищує 1000 м і найчастіше знаходиться в інтервалі від 150 до 600 м . Тіснота зв'язку між зазначеними величинами є досить високою, про що свідчить коефіцієнт кореляції $r=0,84$ [65].

Аналогічний за характером, хоча й дещо інтенсивніший, зв'язок простежується і після розсіяння туману рис. 3.1г. У цей період залежність між висотою граничного шару та коефіцієнтом турбулентного обміну також залишається достатньо стійкою ($r=0,86$). При цьому значення k переважно варіюють у межах від 0 до $4 \text{ м}^2/\text{с}$, хоча в окремих випадках можуть досягати $18 \text{ м}^2/\text{с}$. Висота граничного шару атмосфери після розсіяння туману не перевищує 1600 м і найчастіше змінюється в інтервалі від 150 до 800 м .

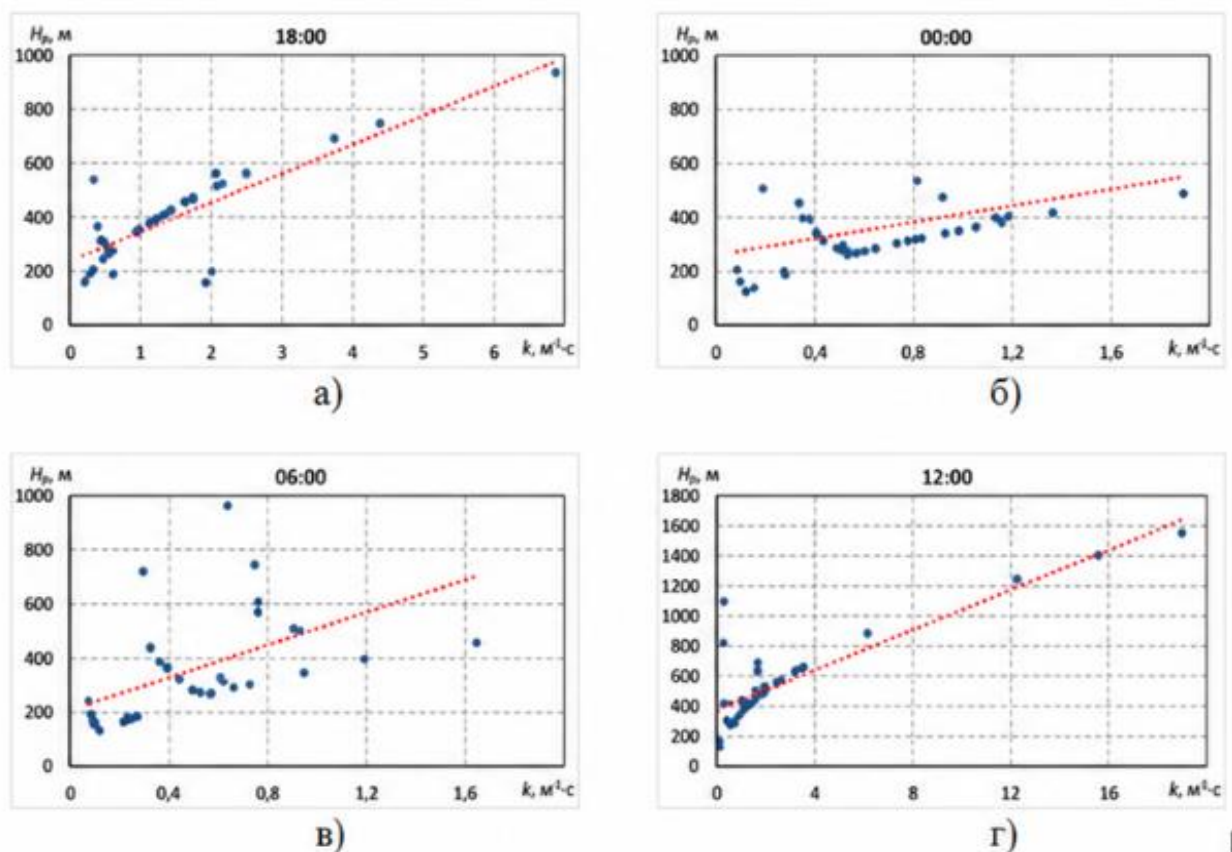


Рисунок 3.1 – Залежність висоти граничного шару від коефіцієнту турбулентного обміну в дні з туманом:

а) 18 UTC; б) 00 UTC; в) 06 UTC; г) 12 UTC

Інша картина спостерігається в нічні строки. "Так, о 00 UTC рис. 3.1б між коефіцієнтом турбулентного обміну та висотою граничного шару простежується лише помірний зв'язок ($r=0,58$), що вказує на зниження впорядкованості взаємозв'язку між цими параметрами у процесі розвитку туману. Ще більш виражене послаблення зв'язку фіксується о 06 UTC рис. 3.1в, коли коефіцієнт кореляції зменшується до $r=0,308$. Це свідчить про істотне ускладнення структури граничного шару атмосфери у фазі максимального розвитку туману та, відповідно, про зростання ролі додаткових чинників, що визначають інтенсивність турбулентного обміну" [65].

Це, насамперед, зумовлено формуванням інверсійного шару в період від 18 до 00 UTC та подальшим посиленням його інтенсивності в нічні та ранкові години. Як впливає з рис. 3.1, збільшення потужності інверсійного шару, тобто зростання від'ємного значення вертикального градієнта температури в його межах, супроводжується зменшенням коефіцієнта турбулентного обміну. Така залежність є фізично закономірною, оскільки посилення інверсії підвищує стійкість стратифікації атмосфери, що в свою чергу сповільнює вертикальне перемішування. Оскільки в нічні строки, зокрема о 00 UTC, у всіх розглянутих випадках спостерігається формування інверсійного шару або ізотермії, а о 06 UTC інверсія, набуває більшої інтенсивності, що зумовлює зростання неоднорідності термодинамічної структури граничного шару атмосфери. Саме тому розкид точок на рис. 3.1б і 3.1в помітно збільшується: в умовах посилення інверсії коефіцієнт турбулентного обміну дедалі більше визначається не лише товщиною граничного шару, а й внутрішньою структурою інверсійного шару, ступенем його інтенсивності та локальними особливостями розподілу температури і вітру. Таким чином, збільшення розсіювання значень у нічні та ранкові строки відображає перехід граничного шару атмосфери до більш складного термодинамічного стану, за якого простий лінійний зв'язок між його висотою та інтенсивністю турбулентного обміну істотно послаблюється [65].

Після встановлення зв'язку між коефіцієнтом турбулентного обміну та висотою граничного шару атмосфери доцільно розглянути особливості його

добової зміни у випадках туманів різної вертикальної потужності. Такий аналіз дозволяє оцінити, чи притаманний турбулентному обміну характерна часова трансформація і наскільки вона пов'язана зі стадіями формування, максимального розвитку і розсіювання туману.

Аналіз рис. 3.2 показує, що майже для всіх випадків туманів різної вертикальної потужності характерним є закономірне зменшення середніх значень коефіцієнта турбулентного обміну в нічні години та його істотне зростання у денний час. Такий добовий хід відображає загальну еволюцію термодинамічного стану граничного шару атмосфери. Вночі, в умовах посилення стійкості ГША та розвитку інверсії, інтенсивність турбулентного перемішування зменшується, тоді як після сходу Сонця, зі зростанням ролі прогрівання підстильної поверхні, турбулентний обмін активізується. Для туманів із вертикальною потужністю понад 300 м добовий хід коефіцієнта турбулентного обміну є відносно вирівняним: значення k змінюються в межах від 0,43 до 0,71 м²/с. Це показує більш стабільний характер турбулентного режиму в туманних шарах значної вертикальної потужності, де внутрішня структура обміну є менш чутливою до короткоперіодичних змін приземних метеорологічних параметрів.

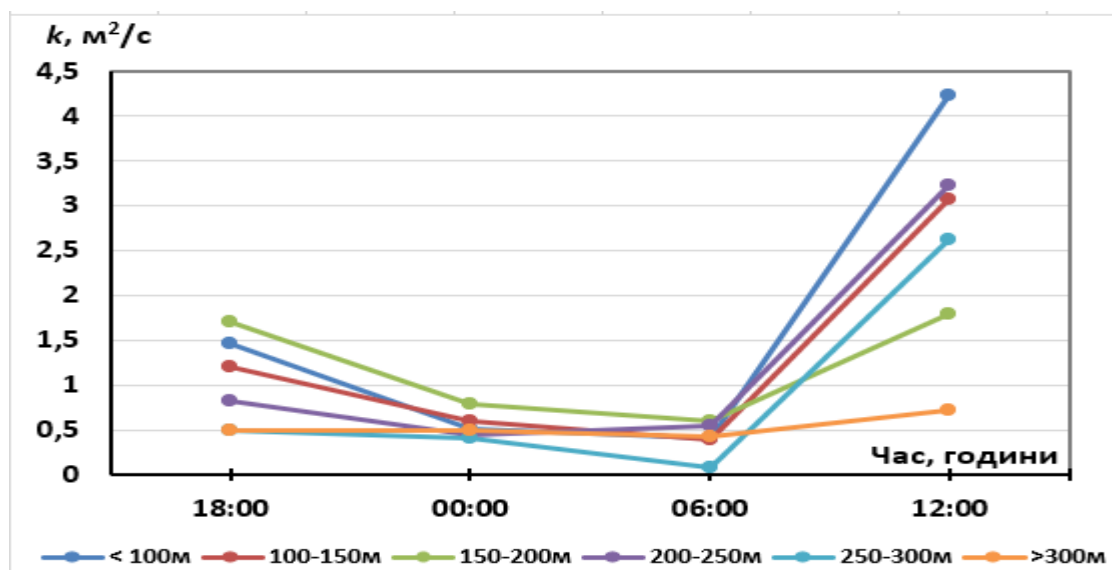


Рисунок 3.2 – Добовий хід коефіцієнту турбулентності k у дні з радіаційними туманами.

Мінімальні значення коефіцієнта турбулентного обміну спостерігаються о 06 UTC. Така особливість може бути пояснена зміною швидкості градієнтного вітру поблизу підстильної поверхні. Відносне збільшення його значень о 00 UTC змінюється послабленням у ранкові години, що, в поєднанні з максимально розвиненою приземною інверсією, зумовлює найменшу інтенсивність вертикального перемішування саме о 06 UTC. Відносно рівний добовий хід середніх значень коефіцієнта турбулентного обміну для туманів потужністю понад 300 м, імовірно, зумовлений незначними коливаннями градієнтного вітру і температури поблизу поверхні землі, а також збереженням інверсії після сходу Сонця. Це вказує на те, що для потужних туманів характерна більша інерційність термодинамічного режиму, внаслідок чого їх вертикальна структура залишається відносно стійкою навіть після початку денного прогрівання.

Таким чином, характер добового ходу коефіцієнта турбулентного обміну в радіаційних туманах залежить від вертикальної потужності туману і стадії його розвитку.

Мінімальні значення k характерні для ранкових годин, коли інверсійна стратифікація є найбільш вираженою, тоді як денне зростання коефіцієнта турбулентного обміну відображає посилення вертикального перемішування в процесі трансформації і руйнування туману. Це дає підстави розглядати не лише абсолютні значення k , а й особливості його зміни у часі як потенційно інформативні характеристики прогнозу.

3.4 Вплив міжрівневого обміну на параметри радіаційних туманів

Зважаючи на наявність впливу інтенсивності міжрівневого обміну на утворення туманів, розглянемо, які характеристики міжрівневого обміну можуть використовуватися як предиктори вертикальної потужності та інтенсивності радіаційного туману. Для цього розглянемо зв'язок вертикальної потужності туману з коефіцієнтом турбулентного обміну, швидкістю вітру та вертикальним градієнтом температури.

Теоретично можна припустити, що посилення турбулентного обміну до певного рівня має сприяти формуванню туманів більшої вертикальної потужності. Таке припущення ґрунтується на тому, що турбулентне перемішування забезпечує вертикальне перенесення тепла і вологи, і, відповідно, може створювати умови для збільшення товщини шару туману. З огляду на це, логічно припустити наявність певного зв'язку між величиною коефіцієнта турбулентного обміну та вертикальною потужністю шару радіаційного туману.

З метою перевірки цього припущення визначимо середні значення коефіцієнта турбулентного обміну для туманів різної вертикальної потужності рис. 3.3. Це дозволяє оцінити вплив збільшення інтенсивності турбулентного обміну на зростання вертикальної потужності туману, а також встановити характер відповідної залежності.

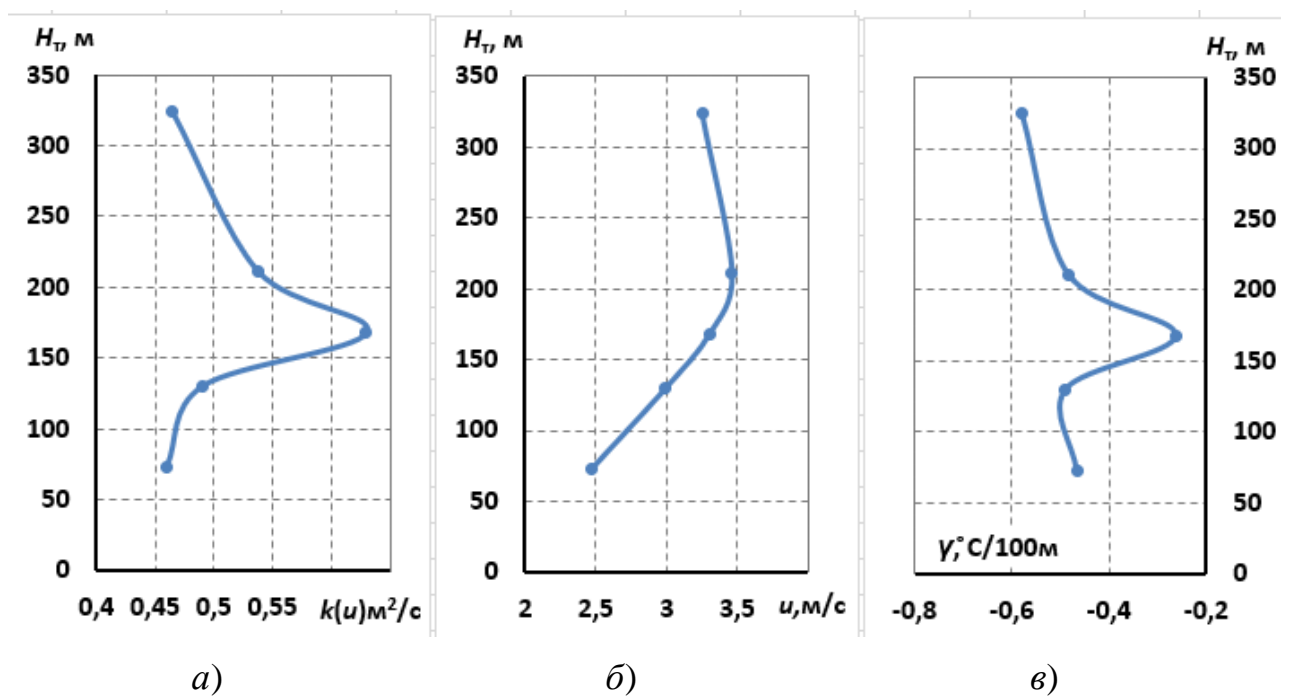


Рисунок 3.3 – Залежність вертикальної потужності радіаційних туманів

H_m від: а) коефіцієнту турбулентності k ; б) середньої швидкості вітру;

в) вертикального градієнту температури γ .

"Аналіз рис. 3.3а свідчить, що прямий зв'язок між збільшенням коефіцієнта турбулентного обміну k та вертикальною потужністю туману H_t простежується лише до висоти близько 170 м. Вище цього рівня характер залежності змінюється на протилежний: зі зростанням вертикальної потужності туману спостерігається стійке зменшення значень коефіцієнта турбулентного обміну. Така особливість вказує на нелінійний характер зв'язку між інтенсивністю турбулентного перемішування та розвитком туманного шару і свідчить про те, що у збільшенні його потужності відіграють роль інші фізичні чинники. На рис. 3.3б представлена крива залежності середніх значень швидкості вітру в межах шару туману від його вертикальної потужності. Порівняння обох графіків показує, що загальний характер зміни середньої швидкості вітру, в цілому, повторює хід залежності коефіцієнта турбулентного обміну. Це дає підстави вважати, що вітровий режим є одним із визначальних чинників, які формують особливості вертикального розподілу турбулентного обміну в туманному шарі" [65].

Варто звернути увагу на те, що, на відміну від залежності, наведеної на рис. 3.3а, на графіку рис. 3.3б максимальне значення середньої швидкості вітру відповідає дещо більшій вертикальній потужності туману – близько 220 м. Вище цього рівня спостерігається зменшення середніх значень швидкості вітру, однак воно має менш інтенсивний характер порівняно зі спадом середніх значень коефіцієнта турбулентного обміну в тому ж інтервалі. "Це свідчить про те, що після досягнення певної потужності туману динаміка турбулентного обміну вже не може бути пояснена лише зміною швидкості вітру, а визначається також впливом інших термодинамічних характеристик шару. Зокрема, аналіз графіка залежності потужності туману від вертикального градієнта температури рис. 3.3в показує поступове збільшення від'ємних значень температурного градієнта зі зростанням потужності туману, що свідчить про посилення статичної стійкості підінверсійного шару. Водночас, для верхньої межі шару туману потужністю близько 170 м спостерігається різке зменшення від'ємного градієнта

температури, що може вказувати на зміну умов вертикального теплообміну та перехід до іншого режиму формування туману" [65].

Аналіз залежностей, наведених на рис. 3.3, свідчить, що між значеннями коефіцієнта турбулентного обміну, швидкості вітру поблизу підстильної поверхні та вертикального градієнта температури простежується складний, але фізично закономірний взаємозв'язок. У загальному вигляді зростання коефіцієнта турбулентного обміну супроводжується збільшенням швидкості вітру, тоді як зміна вертикального градієнта температури модифікує інтенсивність цього впливу залежно від потужності туману. Відмінності у ході відповідних кривих можна пояснити зміною співвідношення ролі динамічного та термодинамічного чинників у шарах туману різної вертикальної потужності. Так, для туманів із середньою потужністю шару до 130 м спостерігається незначне зростання значень k рис. 3.3а. У цьому ж інтервалі відзначається і певне збільшення від'ємних значень вертикального градієнта температури, що за інших рівних умов мало б сприяти зменшенню турбулентного обміну. Проте такого зниження не відбувається, оскільки посилення швидкості вітру в межах цього шару компенсує стабілізуючий вплив температурної стратифікації. У туманних шарах середньої потужності – від 130 до 170 м – фіксується різке збільшення коефіцієнта турбулентного обміну. Цей етап супроводжується одночасним зростанням швидкості вітру та зменшенням від'ємних значень вертикального градієнта температури, тобто послабленням стійкості стратифікації. Саме поєднання цих двох чинників створює найбільш сприятливі умови для активізації вертикального перемішування, що й зумовлює максимум значень k . Натомість при потужності туманного шару понад 170 м спостерігається протилежна тенденція: коефіцієнт турбулентного обміну зменшується одночасно зі зниженням швидкості вітру та збільшенням від'ємних значень вертикального градієнта температури. Це вказує на посилення стійкості стратифікації та ослаблення динамічних умов, необхідних для інтенсивного турбулентного перемішування. Отже, для потужних туманів визначальним стає

переважання стабілізуючого впливу термічної стратифікації над вітровим режимом, що й зумовлює зниження інтенсивності турбулентного обміну.

Результати осереднення вертикального зсуву вітру для шарів туману різної вертикальної потужності подано на рис. 3.4 у розмірності $\Delta V/\Delta z \times 10^{-1}$. З метою порівняльного аналізу на цьому ж графіку наведено криву коефіцієнта турбулентного обміну, що характеризує зміну інтенсивності турбулентного перемішування залежно від вертикальної потужності туманного шару.

Як видно з рис. 3.4, між середніми значеннями коефіцієнту турбулентного обміну і вертикального зсуву вітру існує чітка зворотна залежність.

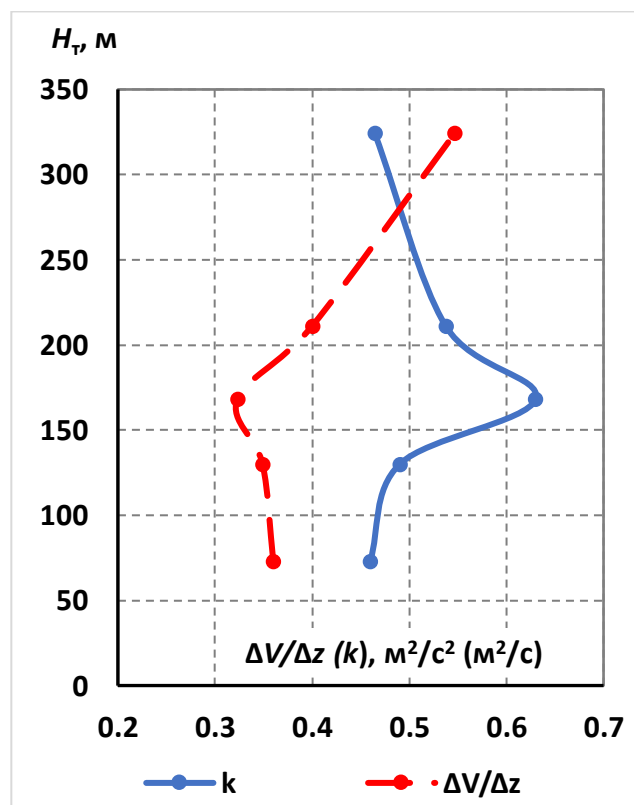


Рисунок 3.4 – Залежність вертикальної потужності шару туману H_m від коефіцієнту турбулентного обміну k та вертикального зсуву вітру $\Delta V/\Delta z \times 10^{-1}$.

Для туманів із середньою вертикальною потужністю до 170 м характерним є зростання коефіцієнта турбулентного перемішування, тоді як для туманів більшої потужності спостерігається його поступове зменшення. Водночас

вертикальний зсув вітру демонструє протилежну тенденцію – до рівня 170 м його значення зменшуються, а при подальшому збільшенні вертикальної потужності туману знову зростають. Така різноспрямована зміна цих параметрів свідчить про зміну фізичних механізмів, що визначають формування вертикальної структури туману [66].

Як зазначалося вище, у підінверсійних туманах турбулентний обмін, хоча й залишається слабким, все ж є достатнім для забезпечення формування туману із середньою вертикальною потужністю до 170 м. "У цьому випадку саме турбулентне перемішування виступає основним механізмом, який забезпечує перенесення тепла і вологи в межах приземного шару атмосфери та сприяє вертикальному розвитку туману. Для туманів більшої вертикальної потужності, імовірно, починають відігравати роль додаткові динамічні процеси, які зводяться не лише до локального турбулентного обміну в під інверсійному шарі. Йдеться про механізми, що сприяють перенесенню тепла і вологи на вищі рівні граничного шару атмосфери, внаслідок чого вертикальна потужність туману зростає, незважаючи на загальне зменшення коефіцієнта турбулентності. Отже, після досягнення певної критичної потужності туману його подальший розвиток визначається вже не стільки інтенсивністю локального турбулентного обміну, скільки сукупною дією ширшого кола динамічних факторів" [66].

Отже, характеристики міжрівневого обміну в граничному шарі атмосфери можуть розглядатися як фізично обґрунтовані предиктори вертикальної потужності та інтенсивності радіаційних туманів. Поєднання даних про коефіцієнт турбулентного обміну, швидкість вітру та температурну стратифікацію дозволяє не лише пояснювати особливості еволюції туману, а й використовувати ці характеристики для уточнення прогнозу його основних параметрів. Це свідчить про доцільність включення показників міжрівневого обміну до системи локальної адаптації методів прогнозування радіаційних туманів.

У якості проміжних висновків можна зазначити наступне:

1) зв'язок між коефіцієнтом турбулентного обміну та висотою граничного шару атмосфери є найбільш тісним у періоди утворення і розсіяння туману, тоді як у період його максимального розвитку він помітно послаблюється внаслідок утворення та посилення приземної інверсії;

2) добовому ходу коефіцієнта турбулентного обміну в радіаційних туманах притаманна виражена трансформація – у нічні години його значення зменшуються, сягаючи мінімуму переважно о 06 UTC, тоді як у денний період спостерігається їх зростання, що пов'язано з посиленням вертикального перемішування і, як наслідок, руйнуванням шару туману.

3) для туманів із середньою вертикальною потужністю до 150-170 м характерне зростання коефіцієнта турбулентного обміну, тоді як подальше збільшення вертикальної потужності туману супроводжується його зменшенням, що вказує на зміну ролі локального турбулентного перенесення в процесі формування туманів різної потужності.

4) зміни коефіцієнта турбулентного обміну узгоджуються із змінами швидкості вітру та вертикального градієнта температури, що дозволяє розглядати характеристики міжрівневого обміну як фізично обґрунтовані предиктори вертикальної потужності, інтенсивності та часової еволюції радіаційних туманів.

5) часова еволюція коефіцієнта турбулентності загалом узгоджується зі змінами швидкості вітру. Найбільш виражене зростання швидкості вітру з висотою спостерігається для інтенсивних туманів із вертикальною потужністю 130–170 м, при цьому зростання швидкості вітру з висотою супроводжується одночасним посиленням інверсійного шару.

3.5 Роль турбулентних потоків тепла граничного шару атмосфери у еволюції радіаційних туманів

У попередньому параграфі розглянутий зв'язок між параметрами туману і метеовеличинами, які зумовлюють турбулентне перемішування у ГША і

формують його статичну стійкість. Наступним кроком дослідження є фізичне обґрунтування процесу еволюції туману через кількісну оцінку температурної стратифікації та турбулентного теплообміну в граничному шарі атмосфери.

Як зазначалося у першому розділі, при прогнозуванні утворення радіаційних туманів, порівнюють мінімальну температуру з температурою туманоутворення. При прогнозуванні першої труднощів не виникає, але при прогнозуванні другої виникає необхідність визначити додаткове зниження температури необхідне для конденсації певної кількості води у одиниці об'єму повітря, яке й забезпечить досягнення критеріального значення горизонтальної видимості. Окремі результати щодо ролі турбулентних потоків тепла у формуванні радіаційних туманів були висвітлені в [67].

Додаткове зниження, у свою чергу, залежить від багатьох факторів – наявності або відсутності адвекції, турбулентного переносу тепла та вологи, а також процесів конденсації і випаровування з підстильної поверхні. Різні методики, які враховують усі ці чинники висвітлені, наприклад, у [67]. Певною мірою менше уваги приділено аналізу особливості температурної стратифікації граничного шару атмосфери на утворення туманів, хоча вони є дієвим механізмом формування у ньому турбулентного перенесення тепла та вологи.

3.6 Кількісна оцінка впливу типу стратифікації і турбулентного обміну у граничному шарі атмосфери на утворення радіаційного туману

Наступним етапом дослідження є аналіз температурної стратифікації нижньої частини граничного шару атмосфери та кількісне оцінювання турбулентного обміну у випадках утворення радіаційного туману. Саме ці характеристики визначають формування приземного затримуючого шару, інтенсивність вертикального перемішування і умови подальшої еволюції туманного шару. Прогностична інформативність формули (3.5) зумовлена тим, що більшість величин, використаних у ній, відзначаються порівняно стійким характером. При цьому прогностичні значення температури в межах граничного

шару атмосфери можуть бути отримані з достатнім рівнем надійності за даними сучасних чисельних моделей прогнозу погоди. З метою визначення типів стратифікації нижньої частини граничного шару атмосфери у дні з туманом було сформовано гістограму їх повторюваності (рис. 3.5).

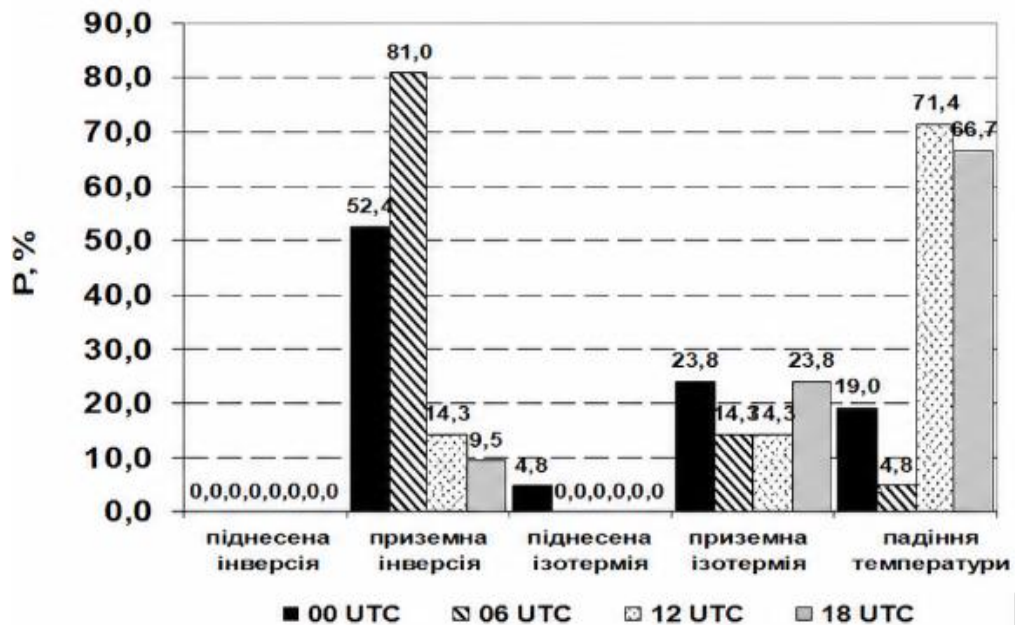


Рисунок. 3.5 – Повторюваність типів стратифікації нижньої частини ГША у дні з утворенням радіаційного туману на ст. Lindenberg.

"Для цього усі види стратифікації були розділені на 5 типів – піднесена та приземна інверсії ($\gamma \leq -0,3^\circ\text{C}/100\text{ м}$), піднесена та приземна ізотермії ($-0,3 < \gamma \leq 0,0^\circ\text{C}/100\text{ м}$) і зниження температури з висотою ($\gamma \geq 0,3^\circ\text{C}/100\text{ м}$). За кожен строк зондування (18, 00, 06 та 12 UTC) визначався тип стратифікації і розраховувалася його повторюваність від загальної кількості випадків" [67].

Аналіз гістограми свідчить, що піднесені інверсії та ізотермічні шари в періоди туманоутворення або не спостерігалися зовсім, або характеризувалися незначною повторюваністю, яка незалежно від строку зондування не перевищувала 4,8 %. З метою спрощення подальших розрахунків випадки інверсійної та ізотермічної стратифікації доцільно розглядати спільно як випадки

наявності приземного затримуючого шару. За такого узагальнення його повторюваність о 00 UTC становить 76,2 %, а о 06 UTC зростає до 95,3 %. Це дає підстави вважати, що в інтервалі від 00 до 06 UTC у дні з формуванням туману типовою ознакою є саме наявність приземного затримуючого шару, що загалом відповідає класичним уявленням про метеорологічні передумови розвитку радіаційних туманів. Водночас зниження температури з висотою в шарі туманоутворення найчастіше спостерігається у строки 18 UTC (66,7 %) та 12 UTC (71,4 %), що відображає вагому роль радіаційного чинника у процесі туманоутворення.

Отже, у випадках утворення радіаційних туманів у проміжку між заходом і сходом Сонця спостерігається послідовна зміна типів стратифікації в граничному шарі атмосфери (наприклад, рис. 3.6). Саме особливості цієї часової трансформації значною мірою зумовлюють подальший розвиток туману, його інтенсивність та характер еволюції.

Перенесення водяної пари, як і процеси тепло- та вологообміну між підстильною поверхнею, атмосферою та окремими її шарами, істотно залежать від величини коефіцієнта турбулентного обміну. Разом із тим визначення цього коефіцієнта пов'язане з певними методичними труднощами, оскільки його значення змінюються як із висотою, так і залежно від типу температурної стратифікації атмосфери. Зокрема, припущення про лінійну зміну коефіцієнта турбулентності до висоти 200 м втрачає коректність за наявності інверсійних шарів, що необхідно враховувати при аналізі процесів туманоутворення. Крім того, розрахунки з урахуванням вертикальних градієнтів швидкості вітру ускладнюються тим, що в умовах туману ці градієнти зазвичай є незначними, а вимірювання в межах граничного шару містять додаткові похибки, що позначається на точності оцінок і, відповідно, на інтерпретації отриманих результатів.

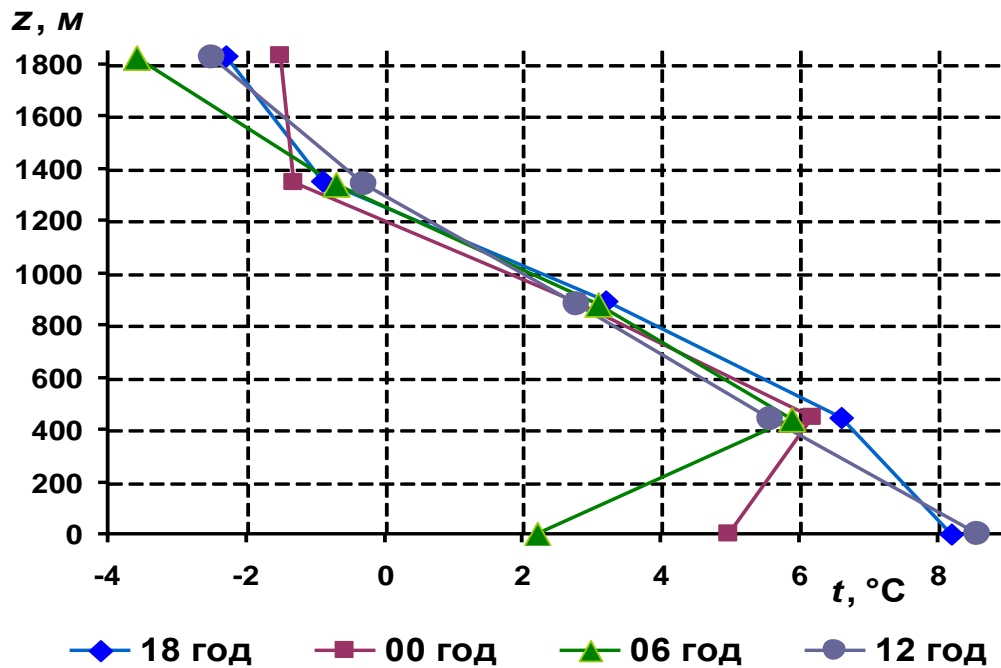


Рис. 3.6 – Часова трансформація температурної стратифікації у граничному шарі атмосфери при утворенні радіаційного туману (ст. Lindenberg, 12-13.10.2020).

Оцінювання коефіцієнта турбулентного обміну можливе за кількома розрахунковими схемами, проте застосування кожної з них супроводжується певними обмеженнями. Це пояснюється тим, що розподіл температури та швидкості вітру в граничному шарі атмосфери під час утворення і розвитку туманів не завжди відповідає стандартним апроксимаційним законам, таким як (логарифмічний, степеневий, експоненційний) або універсальний профіль, які традиційно використовуються при визначенні вертикальних турбулентних потоків [65, 68]. Зазначена обставина істотно позначається на числових значеннях коефіцієнта турбулентного обміну та на подальшій інтерпретації отриманих результатів.

Для розрахунку коефіцієнта турбулентного обміну в науковій і прикладній практиці часто застосовується формула Лайхтмана.

$$\bar{k} = 3,2u_g^2 \frac{\theta_0 \cdot 10^{-6}}{\gamma_a - \gamma} \sin \varphi \quad (3.6)$$

де u_g – складова швидкості геострофічного вітру;

θ – потенціальна температура біля поверхні землі;

φ – широта місця.

З іншого боку, для розрахунку коефіцієнта турбулентності в умовах утворення радіаційних туманів доцільнішою для використання виглядає так звана 4-а формула Лайхтмана [48], яка одержана у припущенні незмінності температурних градієнтів з висотою

$$k = \frac{2l(\lg e)^2}{\left(\frac{d \lg [(u_g - u)^2 + v^2]}{dz} \right)^2} \quad (3.7)$$

де $l = 2\omega \cdot \sin \varphi$ – параметр Коріоліса;

u, v – зональна і меридіональна складові швидкості вітру.

Або ж, у разі графічної побудови залежності за значеннями знаменника по вісі X і значеннями висоти по вісі Y , формула (3.6) набуде виду

$$k = \frac{2l(\lg e)^2}{ctg^2 \alpha} \quad (3.8)$$

де α – кут нахилу прямої апроксимації.

Додатковою перевагою саме цієї формули є її адаптованість для однорідних повітряних мас (рух стаціонарний, траєкторії частинок мають незначну кривизну, баричний градієнт з висотою не змінюється), що цілком

задовольняє синоптичним і метеорологічним умовам утворення радіаційних туманів.

Далі постає необхідність визначення товщини шару, у якому необхідно розраховувати значення коефіцієнта турбулентності. У одному з підходів [65, 67] пропонується використовувати значення висоти граничного шару атмосфери, одержане шляхом його розрахунку за допомогою формули.

$$H_0 = u_g \sqrt{\frac{\pi}{g} \frac{\theta_0}{\gamma_a - \gamma}} \quad (3.9)$$

Результати розрахунків для ст. Lindenberg показали, що значення цієї характеристики в умовах утворення радіаційних туманів змінюються переважно в межах до 200 м, що загалом узгоджується, зокрема, з кліматологічними оцінками верхньої межі шару радіаційних туманів над територією України [50].

Водночас слід підкреслити, що формування радіаційних туманів супроводжується наявністю приземного затримуючого шару, у межах якого доцільно визначати характеристики турбулентного обміну. Використання в аналогічних розрахунках товщини всього граничного шару атмосфери є більш виправданим у випадках адвективних туманів, для яких типовим є формування піднесених інверсій [67–69].

На основі даних радіозондування підвищеної часової роздільності розглянуто повторюваність висот верхньої межі приземної інверсії в періоди туманоутворення (рис. 3.7) для строків 00 та 06 UTC. Аналіз відповідної гістограми свідчить, що в умовах утворення радіаційного туману приземні інверсії охоплюють шар товщиною приблизно від 200 до 800–1000 м. При цьому в інтервалі від 00 до 06 UTC спостерігається збільшення потужності інверсійного шару, що, ймовірно, супроводжується аналогічною трансформацією вертикальної структури самого туману.

У якості показника товщини туманного шару потенційно може розглядатися висота нижньої межі інверсії або її спільний аналіз зі значеннями відносної вологості повітря $f > 90\%$. Разом із тим, як було показано вище, такий підхід не цілком відповідає кліматологічним характеристикам інверсій у випадках утворення радіаційних туманів, що може призводити до похибок у визначенні коефіцієнта турбулентного обміну.

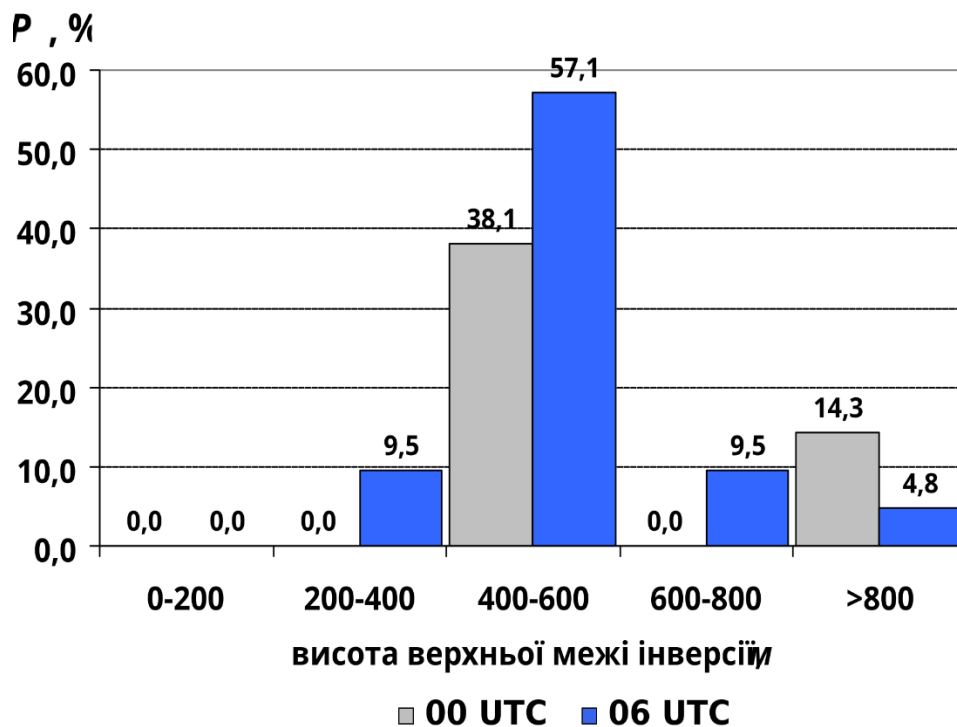


Рис. 3.7. – Повторюваність (%) градацій верхньої межі приземних інверсій для випадків радіаційного туману на ст. Lindenberg за 00 та 06 UTC.

Якщо прийняти, що верхня межа туманного шару не перевищує рівень верхньої межі інверсії, то розрахунок коефіцієнта турбулентності доцільно виконувати щонайменше в межах відповідного шару.

"Слід також зазначити, що під час вибору алгоритму визначення коефіцієнта турбулентності між формулами (3.7) та (3.8), окрім уже наведених міркувань, необхідно враховувати ще одну важливу обставину. Застосування формули (3.7) фактично послаблює у виразі (3.3) роль вертикального розподілу

температури, тоді як саме поєднання температурної стратифікації зі швидкістю вітру формує той рівень турбулентного обміну, який забезпечує поширення туману у вертикальному напрямку. Результати визначення коефіцієнта турбулентності для відібраних випадків туману, подані в табл. 3.1, свідчать про те, що в межах інверсійного шару турбулентний обмін є дуже слабким або практично відсутнім" [67]. Його значення поступово збільшуються зі зростанням вертикальної потужності аналізованого шару, що можна пояснити наближенням швидкості вітру до геострофічних величин $u_g - u$.

"Також осереднені значення k у шарах 200–1000 та 200–1500 м практично не відрізняються між собою. Це дає підстави стверджувати про слабку інтенсивність міжрівневого обміну в межах усього граничного шару атмосфери під час формування туману. Ще однією характерною особливістю є те, що найбільші значення k фіксуються у період від 00 до 06 UTC, тобто, відповідно до рис. 3.5, саме в час формування приземного затримуючого шару" [67].

Табл. 3.1 Значення коефіцієнта турбулентності k , м²/с, розраховані за (3.7) для шарів різної товщини у дні з туманами на ст. Lindenberg.

UTC, години	Товщина шару, м				
	200-700	200-800	200-900	200-1000	200-1500
18	0,08	0,06	0,85	1,80	2,11
00	0,09	0,03	2,29	2,70	3,92
06	0,15	0,14	2,46	2,64	2,34
12	0,01	0,03	0,71	1,08	1,59
$k_{сер}$	0,08	0,06	1,58	2,05	2,49

Таким чином, турбулентні потоки тепла і вологи, необхідні для утворення туману, є найбільшими у шарах вище 200 м (табл. 3.2) при формуванні затримуючого шару і туману, ніж при їх деградації.

Табл.3.2 Осереднені значення турбулентних потоків тепла Q_t , кВт/м², у ГША при наявності туманів на ст. Lindenberg.

Товщина шару, м	UTC, години			
	18	00	06	12
0-200	0,07	0,06	0,02	0,06
200-400	0,09	0,13	0,10	0,08
400-900	0,09	0,15	0,11	0,08

Отримані значення коефіцієнта турбулентного обміну і турбулентних потоків тепла створюють основу для подальшого аналізу їх часової еволюції упродовж життєвого циклу радіаційного туману.

3.7 Часова еволюція температурної стратифікації і турбулентних потоків тепла у радіаційному тумані

Кількісне оцінювання турбулентних потоків тепла саме по собі не є достатнім без аналізу їх часових змін. Тому на завершальному етапі дослідження розглянемо часову еволюцію турбулентного теплообміну в граничному шарі атмосфери та її зв'язок із формуванням, розвитком і розсіюванням радіаційного туману.

"Аналіз рис. 3.8 свідчить, що на момент заходу Сонця значення турбулентних потоків тепла на різних рівнях граничного шару атмосфери є близькими за величиною. У процесі формування приземного затримуючого шару, тобто в інтервалі від 18 до 00 UTC, спостерігається посилення турбулентного перенесення тепла у його верхніх частинах: зі збільшенням висоти шару інтенсивність теплопередачі зростає. Водночас у приземному шарі 0–200 м інтенсивність турбулентного теплообміну зменшується, що, ймовірно, пов'язано з формуванням над ним затримуючого шару. Після досягнення максимальних значень, у період від 00 до 06 UTC, інтенсивність теплопередачі

зменшується, причому приземний шар практично перестає передавати тепло у вище розташовані шари, що вказує на послаблення інверсійної стратифікації" [68].

Після сходу Сонця, в інтервалі від 06 до 12 UTC, інтенсивність турбулентних потоків тепла в приземному шарі різко зростає, тоді як у вищерозташованих шарах вона продовжує зменшуватися, що можна розглядати як ознаку руйнування приземного затримуючого шару та розсіяння туману.

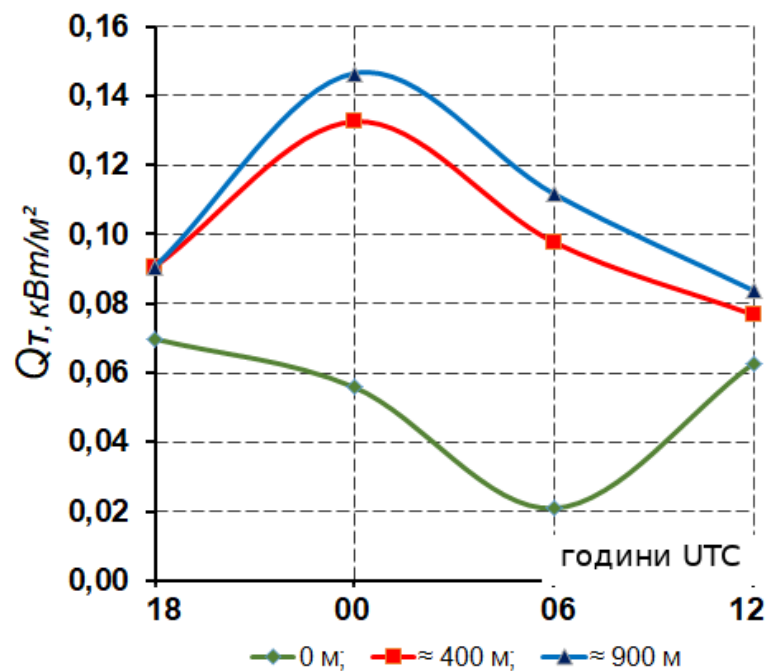


Рис. 3.8 – Часова еволюція осереднених турбулентних потоків тепла (Q_T , кВт/м²) у ГША в радіаційних туманах на ст. Lindenberg.

Оцінка часової мінливості теплового балансу в граничному шарі атмосфери, поданого через співвідношення між турбулентним потоком тепла Q_T і ефективним випромінюванням підстильної поверхні E_0 , дала змогу встановити, що в період формування туману підстильна поверхня зазнає інтенсивного радіаційного охолодження, яке триває до другої половини ночі. Для шару, в межах якого розвивається інверсія, у цей самий час характерне переважання

турбулентного перенесення тепла над радіаційними втратами, що відповідає умовам підтримання інверсійної стратифікації (рис. 3.9).

Наближення цих величин одна до одної на відповідних висотах вказує на початок зміни структури теплового обміну, яка супроводжується послабленням, а згодом і руйнуванням інверсії. Така перебудова є однією з фізичних ознак переходу до стадії розсіяння туману. У зв'язку з цим часовий момент вирівнювання Q_t та E_0 , а також абсолютна величина різниці між ними можуть розглядатися як перспективні предиктори прогнозу часу розсіяння туману.

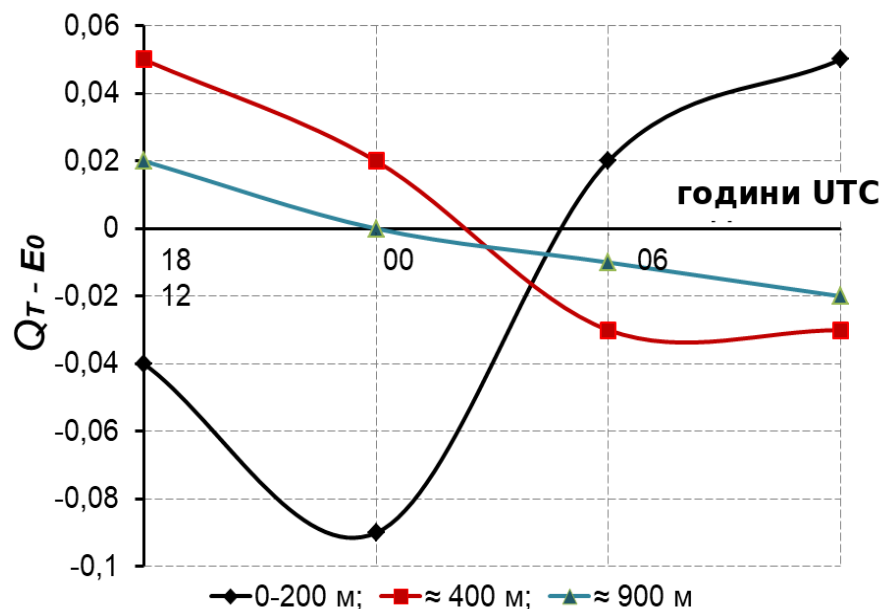


Рис. 3.9 – Часові зміни різниці між турбулентним потоком тепла Q_t , кВт/м² і ефективним випромінюванням підстильної поверхні E_0 , кВт/м² біля поверхні землі і у ГША.

Таким чином, часові зміни турбулентних потоків тепла і температурної стратифікації в граничному шарі атмосфери можуть розглядатися як фізично обґрунтовані індикатори стадій еволюції радіаційного туману. Це створює підстави для подальшого аналізу міжрівневого обміну як предиктора основних характеристик шару туману.

У якості проміжних висновків зазначимо таке:

1) аналіз випадків радіаційного туману показує, що їх утворення та еволюція переважно відбуваються в умовах існування приземного затримуючого шару у вигляді інверсії або ізотермії. Повторюваність такого шару становить 76,2 % о 00 UTC і досягає 95,3 % о 06 UTC. Водночас перед фазі туманоутворення притаманна відсутність чітко вираженого затримуючого шару біля поверхні, тоді як стадія розсіяння супроводжується його деструкцією;

2) коректний вибір схеми розрахунку коефіцієнта турбулентного обміну в умовах туманоутворення передбачає врахування типових синоптичних ситуацій, за яких формуються тумани, а також особливостей температурної структури граничного шару атмосфери;

3) за умов формування радіаційних туманів оцінювання коефіцієнта турбулентного обміну доцільно проводити в межах усього приземного затримуючого шару. Верхню межу такого шару пропонується задавати за осередненими висотами затримуючих шарів, характерними для ситуацій із радіаційними туманами;

4) інтенсивність турбулентних потоків тепла у тумані визначається розподілом у ньому коефіцієнта турбулентності, значення якого сягають пікових значень в період максимальної інтенсивності інверсії поблизу її верхньої межі;

5) до моменту утворення туману і після його розсіяння турбулентні потоки тепла в межах граничного шару атмосфери мають загалом вирівняний характер. У фазі формування туману, навпаки, відбувається зменшення теплопередачі з приземного шару та посилення турбулентного перенесення тепла у верхніх шарах затримуючого шар;

6) у процесі деградації затримуючого шару та зменшення інтенсивності туману відбувається зміна структури турбулентного теплообміну, що проявляється у посиленні теплових потоків у приземному шарі та їх ослабленні у верхніх шарах граничного шару атмосфери.;

7) момент, коли значення теплового балансу біля підстильної поверхні та на вищих рівнях граничного шару атмосфери стають близькими, свідчить про

зміну стану приземної інверсії та наближення фази розсіяння туману. Якщо температурна стратифікація в межах ГША прогнозується з достатньою точністю, таку ознаку доцільно використовувати в прогностичних алгоритмах.

3.8 Адаптація прогнозу радіаційних туманів через врахування їх кліматології

Певні результати щодо використання кліматологічного підходу до визначення температури туманоутворення радіаційних туманів були висвітлені в [69]. Проте у даній роботі цей підхід розширено шляхом побудови апроксимованого добово-річного розподілу та оцінювання можливостей його практичного використання в локальному прогнозуванні

З огляду на це одним із перспективних напрямів підвищення надійності локального прогнозу радіаційних туманів є використання кліматологічних характеристик температури туманоутворення. Необхідність такого підходу зумовлена тим, що температура, за якої у конкретному пункті спостережень відбувається утворення туману, не є сталою величиною, а змінюється залежно від сезону року, часу доби, особливостей температурно-вологісного режиму та дії локальних метеорологічних чинників. За таких умов порівняння розрахованого прогностичного значення з кліматологічно характерним дає можливість оцінити його реалістичність і зменшити ймовірність суттєвих помилок прогнозу[69].

Таким чином, у межах даного дослідження обґрунтовується підхід, який базується на використанні добово-річного розподілу температури туманоутворення як додаткового критерію контролю прогностичних розрахунків.

Метою цього етапу дослідження є апроксимація багаторічного розподілу температури туманоутворення для конкретного пункту спостережень і оцінювання можливостей її використання в задачах локальної адаптації прогнозу радіаційних туманів. Це дозволить здійснювати своєрідну фільтрацію

прогностичних значень і мінімізувати суттєві помилки розрахунків для конкретного пункту.

3.8.1. Вихідні дані та методика кліматологічної адаптації температури туманоутворення

Для реалізації кліматологічного підходу в якості предикторів розглядалися місяць року та час доби. Саме ці чинники формують добово-річну структуру повторюваності туманів і, відповідно, можуть бути використані для визначення кліматологічно характерних значень температури туманоутворення. У дослідженні виходили з припущення, що врахування таких предикторів дає змогу уточнювати критеріальні значення основних прогностичних параметрів і тим самим підвищувати адаптованість прогнозу до конкретного пункту спостережень.

У якості вихідних даних використовувалися матеріали спостережень за фактичною погодою на станції Київ (Жуляни) за період 2012–2020 рр. Із загального масиву були відібрані випадки радіаційних туманів, для яких визначалася їх повторюваність за місяцями року і часом доби, а також фіксувалися значення температури туманоутворення, під якою розумілася температура повітря біля поверхні землі у строк, найближчий до моменту утворення туману.

За наявності туману приймалися всі години, протягом яких він відзначався, а за значення температури туманоутворення – її величина у строк, найближчий до моменту утворення туману. Паралельно з фактичними значеннями температури туманоутворення визначалися її значення за методом Сандерса. Для цього використовувалися дані радіозондування атмосфери на станції Київ за 00 UTC поточної доби протягом того ж періоду.

"Для подальшого аналізу для кожного поєднання місяця року і часу доби обчислювалися середні значення фактичної температури туманоутворення, а також середні значення температури туманоутворення, визначеної за методом

Сандерса. На основі цих даних будувався добово-річний розподіл температури туманоутворення, який надалі підлягав апроксимації із застосуванням аналітичних функцій різного типу. Для виконання апроксимації використовувалося програмне забезпечення Origin" [69].

На наступному етапі дослідження оцінювалася можливість аналітичного опису добово-річного розподілу температури туманоутворення та визначення функції, яка найкраще відтворює його структуру.

3.8.2. Апроксимація добово-річного розподілу температури туманоутворення та аналіз результатів

З аналізу сучасних підходів до покращення справджуваності прогнозів туману зупинимося на двох. Перший, досить кошковий, пов'язаний з впровадженням у практику оперативних метеопідрозділів застосування даних, що надходять з метеодрону, що розглядалося у другому розділі.

Ще один підхід, який широко використовується в практиці метеорологічних підрозділів країн ЄС і США, ґрунтується на врахуванні локальних особливостей пункту прогнозу. У зв'язку з цим виникає потреба в налаштуванні спеціалізованого програмного забезпечення, зокрема типу RAOB, для роботи в конкретних місцевих умовах. Насамперед це означає, що всі предиктори, які мають прогностичну цінність для туману, повинні використовуватися з коефіцієнтами, оптимізованими саме для даного пункту. За такого підходу відповідний метод або індекс проходить процедуру локальної адаптації.

Для кожного з адаптованих індексів задаються інтервали значень, які відповідають різному рівню ймовірності утворення туману. Відповідно, значення, що розташовуються по один бік від встановленої межі, можуть свідчити про нижчу ймовірність його виникнення, тоді як по іншій - про вищу. Водночас критеріальні значення таких індексів не є сталими, оскільки залежать від низки додаткових чинників, зокрема місяця року, часу доби та напрямку вітру.

Саме ці характеристики формують групу спеціальних предикторів, ваговий внесок яких також необхідно враховувати при розробці прогнозу туману. Очевидно, що для їх визначення слід попередньо одержати кліматологічні характеристики туманів для конкретного пункту спостережень. Такі характеристики мають відображати зміну повторюваності туманів як упродовж року, так і в межах добового циклу. Використання кількісних показників кліматології туманів дає змогу адаптувати будь-яку сукупність предикторів, інформативність яких для прогнозування туману була попередньо доведена.

Уточнення порогових значень основного предиктора або їх сукупності доцільно здійснювати шляхом уведення вагових коефіцієнтів для кожного зі спеціальних предикторів. Величини таких коефіцієнтів мають визначатися з урахуванням кліматологічних характеристик туманів, притаманних конкретному пункту спостережень. При цьому зростання повторюваності туманів за певного значення спеціального предиктора свідчить про необхідність більшого наближення значення основного предиктора до критичного рівня, за якого створюються умови для туманоутворення.

На основі матеріалів спостережень на станції Київ за період з 2012 по 2020 рр. побудовано добово-річний розподіл середньої кількості днів з туманами. З цією метою для станції Київ за даними про наявність туманів за період з 2012 по 2020 рр. була розрахована їх повторюваність по місяцям та часу доби. За наявність випадку туману бралися усі години, протягом яких він безперервно відзначався упродовж доби, а за значення температури туманоутворення – її значення у строк, найближчий до моменту утворення туману. Паралельно з визначенням фактичної температури туманоутворення, визначалися її значення за методом Сандерса. Для цього використовувалися дані радіозондування на ст. Київ за 00 UTC поточної доби протягом того ж періоду.

Аналіз добово-річної повторюваності туманів рис. 3.10 показав, що переважна більшість випадків туману на станції Київ спостерігається у перехідні сезони року з вираженим максимумом у вересні–грудні в інтервалі від 02 до 06 години місцевого часу.

Підбір апроксимуючої функції, яка виражатиме залежність між добово-річним розподілом і значеннями самої температури туманоутворення, здійснювався з використанням програмного забезпечення Origin. Важливою перевагою такого підходу є можливість обмеження при подальших розрахунках деяких параметрів, що входять у апроксимуючу функцію, рядами відносно невеликої довжини порівняно, наприклад, з довжиною рядів необхідної для одержання стійких значень повторюваності цієї ж величини.

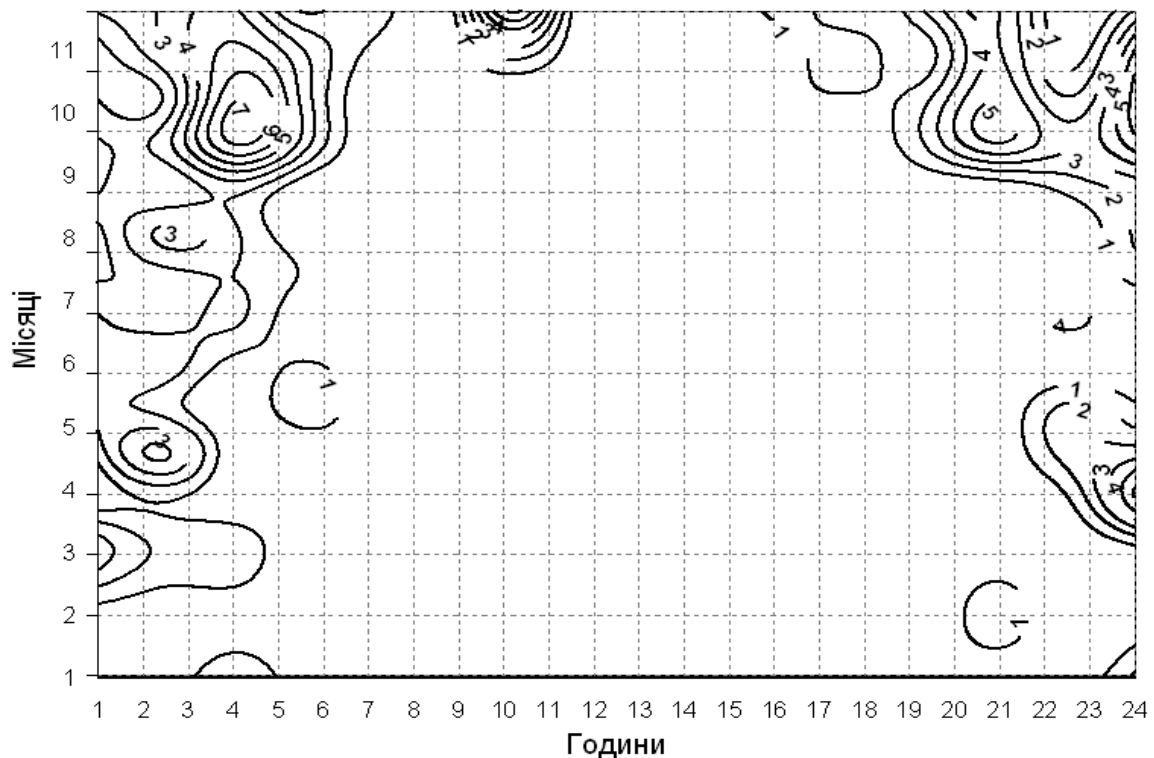


Рис. 3.10 – Добово-річна повторюваність середньої кількості днів з туманом на ст. Київ в період з 2012 по 2020 р.

Використовуючи дані добово-річного розподілу температури туманоутворення і враховуючи циклічність повторюваності туманів у площині XYZ , спочатку апроксимуємо дані простим гармонічним двовимірним осцилятором виду

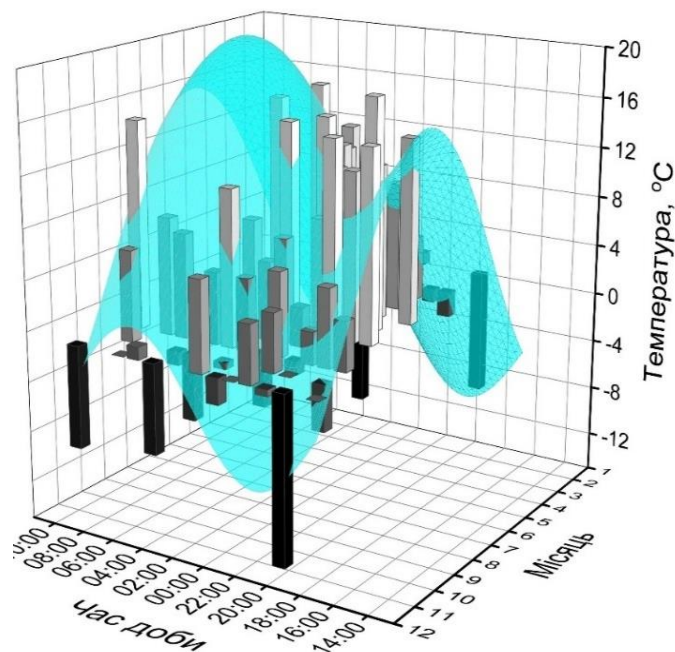
$$z = z_0 + A \cos\left(\frac{x}{\omega_1}\right) + B \sin\left(\frac{x}{\omega_1}\right) + C \cos\left(\frac{y}{\omega_2}\right) + D \sin\left(\frac{y}{\omega_2}\right) \quad (3.10)$$

де A, B, C, D – коефіцієнти апроксимації;

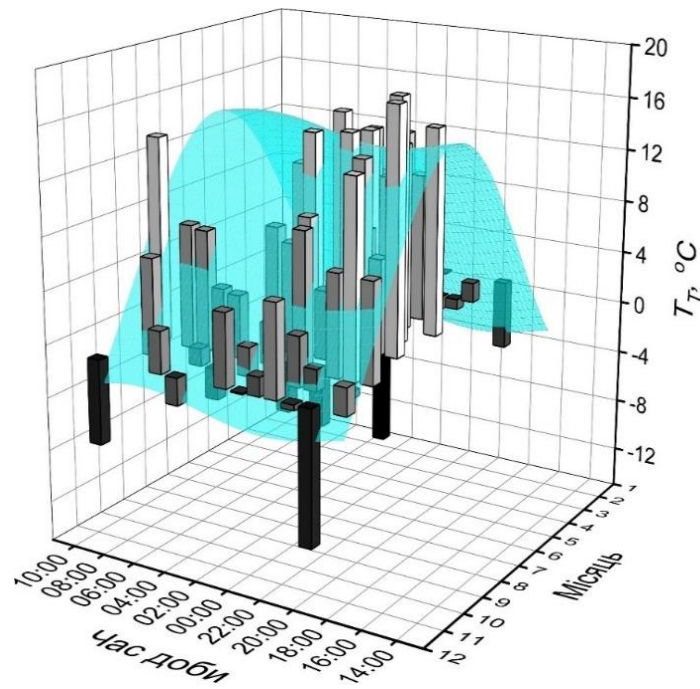
x, y – час доби та місяць року відповідно;

ω_1, ω_2 – циклічна частота.

Дані рис. 3.11 були оформлені у тривимірному домені (XYZ), на яких по горизонтальній осі X відкладено час доби, по осі Y місяці року, а по вертикальній осі Z значення температури туманоутворення. Бірюзова поверхня відображає згладжений апроксимований розподіл температури туманоутворення, тоді як вертикальні стовпчики характеризують фактичні значення цього параметра у відповідних часово-сезонних координатах. Темніші стовпчики відповідають нижчим, зокрема від'ємним, значенням температури, а світліші вищим значенням. Отже, кольорова гама рисунка використовується для візуального розмежування фактичних даних і апроксимованої поверхні.



a)



б)

Рис. 3.11 – Апроксимація добово-річного ходу туманів на ст. Київ з використанням функції (3.10) для фактичної температури туманоутворення (а) та температури туманоутворення, розрахованої за методом Сандерса (б)

Параметри апроксимації повторюваності добово-річного розподілу туманів, наведені у (табл. 3.3).

Таблиця 3.3 – Параметри апроксимації для виразу (3.10) («±» похибка апроксимації)

	для фактичної T_T	для T_T , за методом Сандерса
z_0	$3,45 \pm 0,51$	$4,00 \pm 0,43$
A	$-12,04 \pm 1,44$	$-9,97 \pm 1,22$
B	$3,99 \pm 1,14$	$3,50 \pm 0,97$
C	$-5,11 \pm 1,08$	$-0,73 \pm 0,15$
D	$0,14 \pm 0,40$	$0,25 \pm 0,38$
ω_1	$2,44 \pm 0,71$	$2,40 \pm 0,72$
ω_2	$2,44 \pm 0,36$	$2,39 \pm 2,19$
R^2	0,54	0,59

Таким чином, аналітичний вираз функції розподілу для добово-річної повторюваності туманів за даними про фактичну температуру туманоутворення набуде виду:

$$T_T = 3,45 - 12,04 \cos\left(\frac{t}{2,44}\right) + 3,99 \sin\left(\frac{t}{2,44}\right) - 5,11 \cos\left(\frac{M}{2,44}\right) + 0,14 \sin\left(\frac{M}{2,44}\right), \quad (3.11)$$

а за даними про температуру туманоутворення, визначену за методом Сандерса

$$T_T = 4,00 - 9,97 \cos\left(\frac{t}{2,40}\right) + 3,5 \sin\left(\frac{t}{2,40}\right) - 0,72 \cos\left(\frac{M}{2,39}\right) + 0,25 \sin\left(\frac{M}{2,39}\right), \quad (3.12)$$

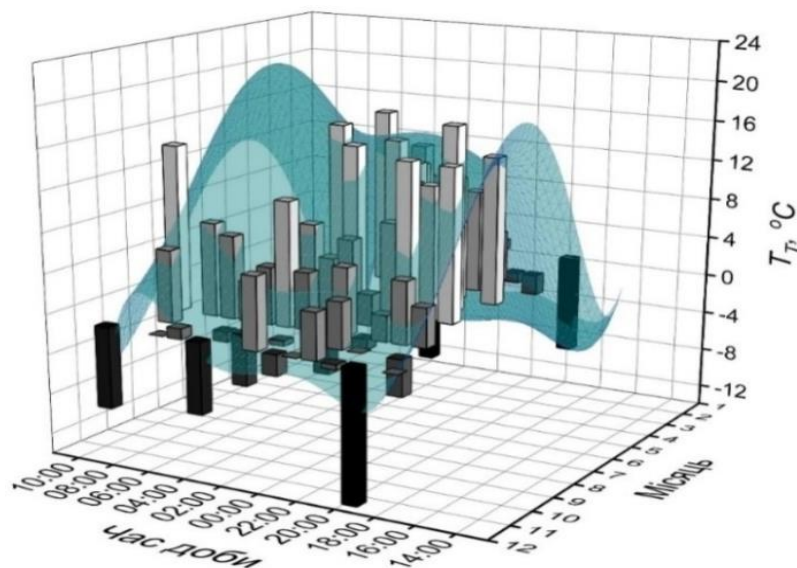
де t – час утворення туману;

M – номер місяця, для якого розробляється прогноз.

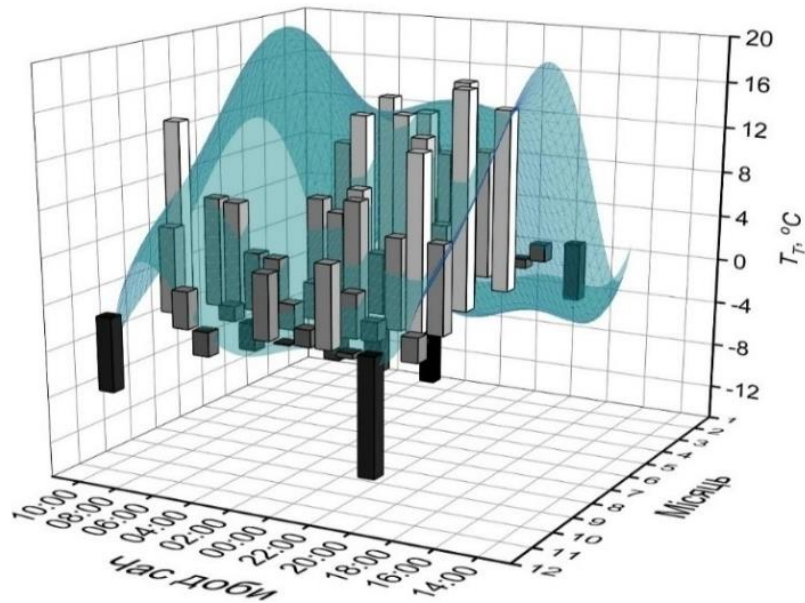
Далі проведемо апроксимацію поліномами, починаючи з 2-ої степені, і зупинимося на тому з них, який засвідчить найвищий коефіцієнт детермінації R^2 . Візуалізація апроксимації даних добово-річного розподілу температури туманоутворення двомірним поліномом 5-ої степені виду.

$$z = z_0 + \sum_{i=1}^5 (A_i x^i + B_i y^i) \quad (3.13)$$

представлена на (рис. 3.12), з параметрами апроксимації, наведеними у (табл. 3.4).



a)



б)

Рис. 3.12 – Те ж, що й на рис. 3.11 але з використанням поліноміальної функції (3.13)

Вираз (3.13), з урахуванням даних (табл. 3.2), для даних про фактичну температуру туманоутворення набуде виду

$$T_T = -164,8 - 27,2t + 95,9M + 12,2t^2 - 18,87M^2 - 1,9t + \\ + 1,7M^3 + 0,1t^4 - 0,1M^4 - 0,002t^5 + 0,001M^5 \quad (3.14)$$

а для значень температури туманоутворення, розрахованої за методом Сандерса, наступного виду

$$T_T = -158,5 - 34,2t + 94,2M + 16,1t^2 - 18,4M^2 - 2,8t^3 + 1,7 \cdot M^3 + \\ + 0,2t^4 - 0,01M^4 - 0,01t^5 + 0,001M^5. \quad (3.15)$$

Порівняння коефіцієнтів детермінації представлених функцій свідчить, що найефективнішою є апроксимація добово-річного розподілу двовимірним поліномом 5-ої степені для фактичної температури туманоутворення ($R^2 = 0,74$).

Таблиця 3.4 – Параметри апроксимації для виразу (3.13) («±» похибка апроксимації)

	Для фактичної T_T	Для T_T , за методом Сандерса
z_0	$-164,79 \pm 81,96$	$-158,50 \pm 89,49$
A_1	$-27,23 \pm 14,17$	$-34,21 \pm 14,73$
A_2	$12,23 \pm 5,85$	$16,09 \pm 6,09$
A_3	$-1,89 \pm 1,05$	$-2,75 \pm 1,09$
A_4	$0,12 \pm 0,08$	$0,20 \pm 0,09$
A_5	$-0,002 \pm 0,003$	$-0,01 \pm 0,003$
B_1	$95,87 \pm 43,63$	$94,21 \pm 47,48$
B_2	$-18,87 \pm 8,67$	$-18,36 \pm 9,38$
B_3	$1,74 \pm 0,81$	$1,67 \pm 0,87$
B_4	$-0,08 \pm 0,04$	$-0,07 \pm 0,04$
B_5	$0,001 \pm 0,0006$	$0,001 \pm 0,0007$
R^2	0,74	0,69

Отже, за наявності функції розподілу добово-річної повторюваності температури туманоутворення, можливо визначити її «середній» добовий хід для будь-якого місяця року.

Практичне значення одержаних результатів полягає в тому, що за наявності аналітичної функції добово-річного розподілу температури туманоутворення можна визначати її кліматологічно характерне значення для конкретного пункту спостережень, місяця року та часу доби. Це дає змогу перейти від аналізу окремих випадків туманоутворення до побудови узагальненої кліматологічної характеристики, придатної для використання в задачах локального прогнозування.

За наявності такої функції розподілу можна побудувати графік середнього добового ходу температури туманоутворення для будь-якого місяця року. Наведений у якості прикладу графік на рис. 3.13 для жовтня на станції Київ може розглядатися як кліматологічно репрезентативний і використовуватися для

контролю прогностичних значень температури туманоутворення, отриманих іншими методами.

Отже, за наявності функції розподілу добово-річної повторюваності температури туманоутворення, можливо визначити її «середній» добовий хід для будь-якого місяця року.

Для виконання процедури згладжування одержаних розподілів застосуємо поліноміальну апроксимацію, результати якої також наведені на (рис. 3.13).

Практична цінність такого підходу полягає в тому, що він дає змогу виявляти прогностичні значення температури туманоутворення, які істотно відхиляються від типових для даного місяця року і часу доби. Інакше кажучи, кліматологічне значення може виконувати функцію своєрідного фільтра, який дозволяє зменшити вплив випадкових похибок, пов'язаних із якістю вихідних даних, особливостями вертикальної структури метеорологічних величин або недостатньою адаптованістю окремих методів до місцевих умов.

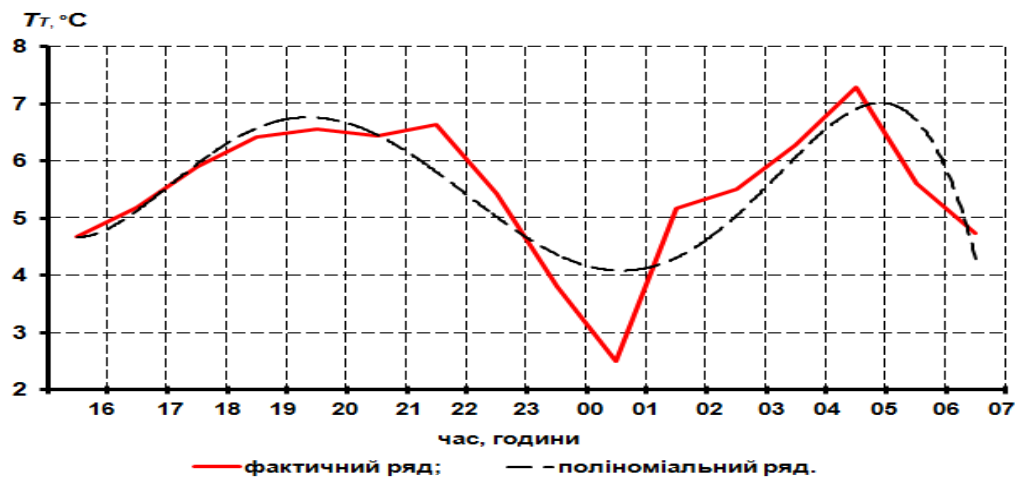


Рис. 3.13 – Адаптований графік добового ходу температури туманоутворення у жовтні на ст. Київ.

Для деталізації сезонної мінливості добового ходу температури туманоутворення у межах холодного періоду року доцільно розглянути інтервал від жовтня до березня. Саме в цей час найчастіше поєднуються тривале нічне

радіаційне вихолодження, підвищена ймовірність формування приземних інверсій, слабкий турбулентний обмін і достатній вологовміст приземного шару атмосфери. Тому аналіз цих місяців є найбільш показовим для оцінювання локальної кліматології радіаційного туманоутворення на ст. Київ.

На рис. 3.14-3.18 наведено адаптовані графіки добового ходу температури туманоутворення для місяців холодного періоду. Фактичний ряд відображає погодинні зміни температури туманоутворення, тоді як поліноміальний ряд 5-го ступеня подає згладжену кліматологічну тенденцію. Важливо, що положення мінімумів не є однаковим для всіх місяців, що відображає відмінності у тривалості нічного вихолодження та сезонній перебудові температурно-вологісного режиму приземного шару. На наведених графіках фактичний ряд не згладжувався, тому він зберігає локальні погодинні відхилення, характерні для реального масиву спостережень. Поліноміальний ряд, навпаки, подано як плавну апроксимаційну криву, що відображає загальну тенденцію добового ходу без повторення кожного локального максимуму або мінімуму. Саме тому фактична та апроксимована криві не повинні повністю накладатися одна на одну: різниця між ними показує ступінь локальної мінливості фактичних значень відносно кліматологічно узагальненої залежності.

Слід зазначити, що форма апроксимуючих кривих для різних місяців не є тотожною. Це пояснюється відмінностями у тривалості нічного вихолодження, інтенсивності денного прогрівання, радіаційному балансі підстильної поверхні та особливостях температурно-вологісного режиму приземного шару атмосфери. Унаслідок цього для окремих місяців мінімум або максимум температури туманоутворення може зміщуватися у часі, а сам хід фактичного ряду набувати більш контрастного характеру порівняно з поліноміальним узагальненням, яка наведено на рис. 3.14 адаптованого добового ходу температури туманоутворення у листопаді на станції Київ.

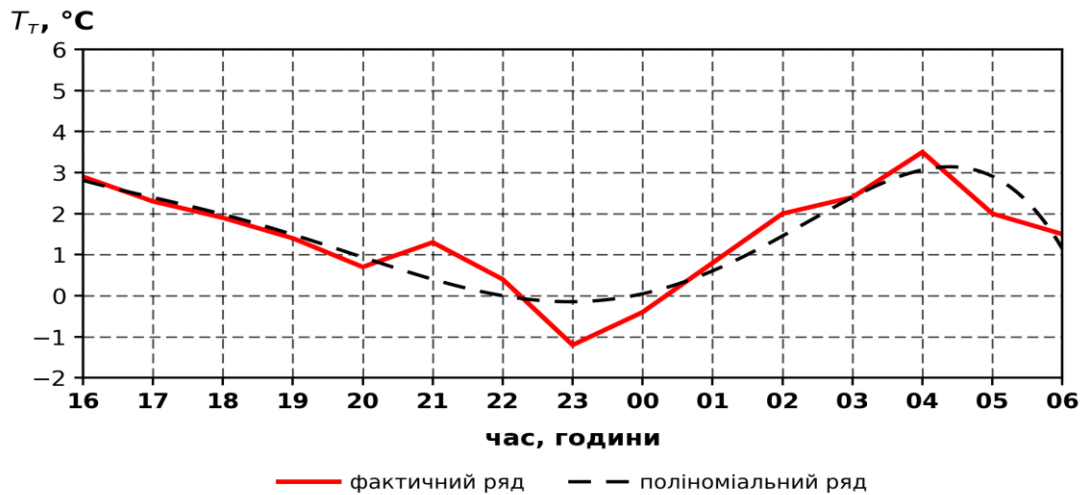


Рисунок 3.14 – Адаптований графік добового ходу температури туманоутворення у листопаді на ст. Київ.

У листопаді рис. 3.14 загальний рівень температури туманоутворення знижується порівняно з жовтнем, а форма фактичної кривої стає більш контрастною. Характерною особливістю є добовий хід із нічним мінімумом, зміщеним до 23:00 UTC, після чого відбувається поступове відновлення значень у другій половині ночі та вранці. Поліноміальний ряд узагальнює цю зміну і показує поступовий перехід до зимового режиму.

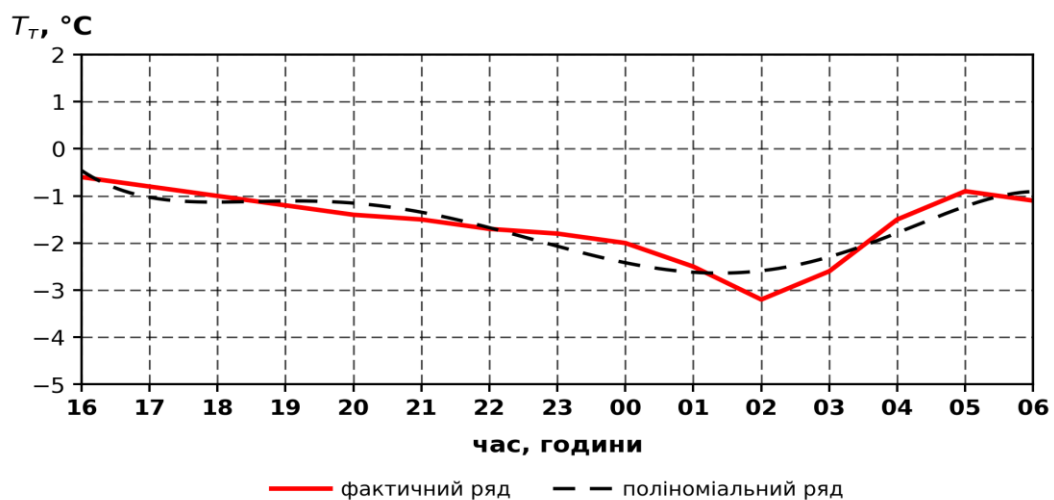


Рисунок 3.15 – Адаптований графік добового ходу температури туманоутворення у грудні на ст. Київ.

Аналіз графіка за грудень рис. 3.15 характеризується переважанням від'ємних або близьких до нуля значень температури туманоутворення. Це відповідає зимовому режиму формування радіаційних туманів, коли процеси насичення повітря водяною парою відбуваються на нижчому температурному фоні. Фактичний ряд має помітний нічний мінімум і подальше короткочасне підвищення у ранкові години. Поліноміальний ряд дає змогу виділити основну добову тенденцію без надмірного впливу окремих нестійких значень.

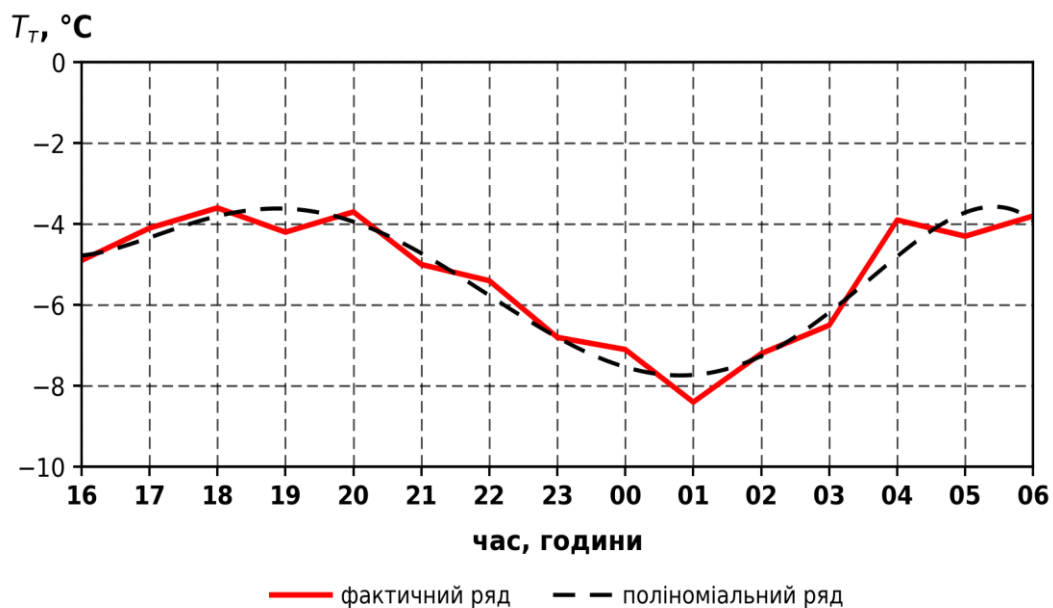


Рисунок 3.16 – Адаптований графік добового ходу температури туманоутворення у січні на ст. Київ.

Для січня рис. 3.16, на відміну від перехідних місяців, характерний більш виражений холодний температурний фон, однак форма добового ходу залишається достатньо впорядкованою. Поліноміальна апроксимація адекватно описує загальну зміну значень, що підтверджує доцільність використання цього підходу для локальної адаптації прогнозу також у холодний сезон.

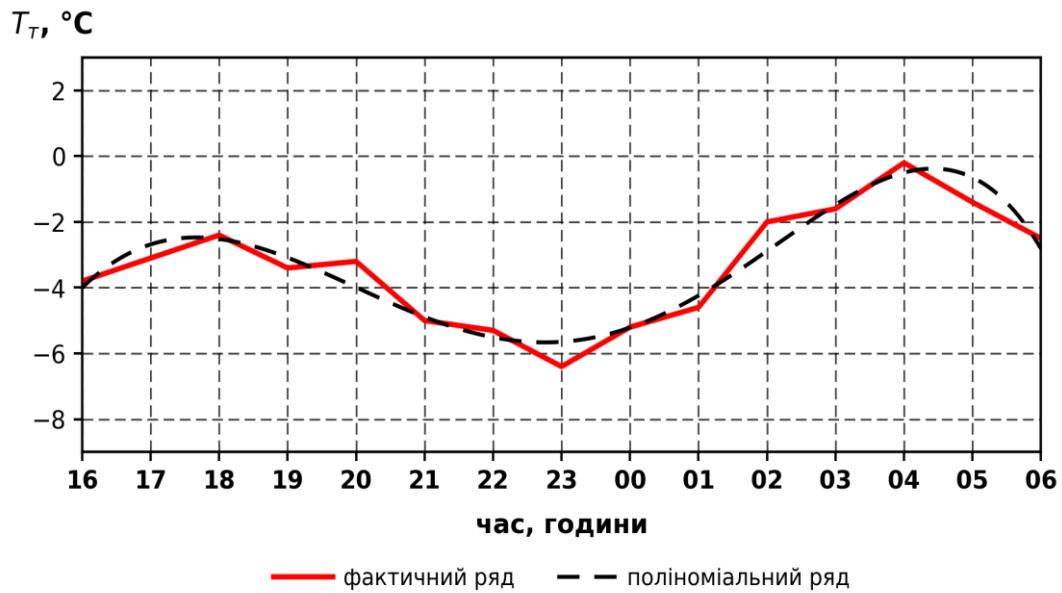


Рисунок 3.17 - Адаптований графік добового ходу температури туманоутворення у лютому на ст. Київ

Лютий рис. 3.17, ще зберігає характерні риси зимового добового ходу, однак порівняно із січнем уже простежується певне послаблення холодного температурного режиму. У фактичному ряді локальний мінімум спостерігається близько 23:00 UTC, після чого в нічні та ранкові години відбувається підвищення температури туманоутворення. Така конфігурація кривої відображає поступовий перехід від найбільш холодної частини фази зимового періоду.

Аналізуючи графік за березень рис. 3.18 характеризує початковий етап переходу до теплого періоду. Загальний температурний фон зростає, проте нічні умови ще залишаються сприятливими для радіаційного вихолодження приземного шару. Фактичний ряд має локальним мінімумом близько 02:00 UTC, а поліноміальна крива відображає згладжену тенденцію добового ходу температури туманоутворення в умовах сезонної перебудови.

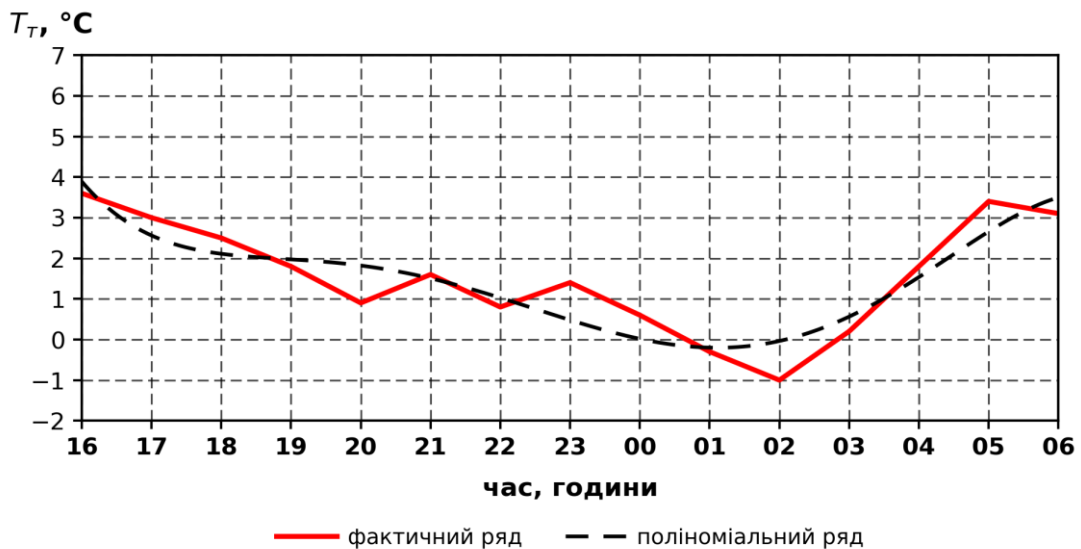


Рисунок 3.18 - Адаптований графік добового ходу температури туманоутворення у березні на ст. Київ

Для кількісної оцінки відповідності поліноміальної апроксимації фактичним значенням температури туманоутворення було використано коефіцієнт детермінації R^2 . Його значення дає змогу оцінити, наскільки добре поліноміальна крива 5-го степеня відтворює добовий хід температури туманоутворення для окремих місяців року. Узагальнені результати наведено в табл. 3.5.

Аналіз наведених значень показує, що поліноміальна апроксимація 5-го степеня достатньо добре відтворює добовий хід температури туманоутворення для розглянутих місяців. Найвищі значення коефіцієнта детермінації отримано для січня та лютого, що свідчить про кращу узгодженість фактичного й апроксимованого рядів у ці місяці. Для листопада та грудня значення R^2 є дещо нижчими, однак вони також залишаються прийнятними для кліматологічного узагальнення. Це підтверджує доцільність використання поліноміальної функції 5-го степеня для побудови адаптованих графіків добового ходу температури туманоутворення в різні сезони року.

Таблиця 3.5 – Значення коефіцієнта детермінації поліноміальної апроксимації 5-го степеня добового ходу температури туманоутворення для окремих місяців на ст. Київ

Місяць	R ²
Жовтень	0,74
Листопад	0,79
Грудень	0,81
Січень	0,89
Лютий	0,87
Березень	0,83

Таким чином, використання кліматологічної температури туманоутворення як додаткового критерію контролю прогностичних значень відкриває можливості для підвищення надійності локального прогнозу радіаційних туманів. Застосування цього підходу є доцільним насамперед у тих випадках, коли розраховані за емпіричними або аерологічними методами значення температури туманоутворення мають ознаки аномальності або недостатньо узгоджуються з типовими для даного пункту умовами.

У якості висновків до параграфу відзначимо таке:

- 1) добово-річна повторюваність туманів на станції Київ характеризується можливістю їх утворення майже протягом усього року у нічні та ранкові години, період з 06:00 до 19:00 годин за досліджуваний період років тумани на станції Київ не фіксувалися;
- 2) проведена на підставі розрахунку середніх фактичних температур туманоутворення та середніх температур туманоутворення за методом Сандерса для різних поєднань місяця та часу доби для досліджуваного періоду

апроксимація їх розподілу є найефективнішою для фактичних температур туманоутворення з використанням поліному 5-ої степені.

3) аналітичний вираз теоретичної 3-D функції розподілу «кліматичної» температури туманоутворення дозволяє одержати графік її добового ходу для будь-якого місяця року.

4) визначені з використанням теоретичної функції розподілу температури туманоутворення значення можуть використовуватися у якості додаткового критерію при визначенні співвідношення між мінімальною температурою і температурою туманоутворення при прогнозі туману.

ВИСНОВКИ

У дисертаційній роботі запропонований підхід до підвищення ефективності локального прогнозування радіаційних туманів шляхом використання кількісних показників турбулентних потоків тепла граничного шару атмосфери та врахування кліматологічних значень температури туманоутворення в умовах конкретного пункту спостережень.

У результаті дослідження одержано такі висновки:

1) з узагальнення результатів сучасних і класичних досліджень з механізмів утворення і еволюції радіаційних туманів та способів їх прогнозу випливає, що широкий спектр і спільна дія багатьох процесів різних масштабів у граничному шарі атмосфери зумовлюють необхідність адаптації прогностичних методик до місцевих фізико-географічних і кліматичних умов;

2) тісний прямий зв'язок між коефіцієнтом турбулентного обміну та висотою граничного шару атмосфери спостерігається перед формуванням і при розсіянні туману, але суттєво послаблюється в період формування і максимального розвитку туману внаслідок зміни типу стратифікації граничного шару атмосфери;

3) варіативність коефіцієнта турбулентного обміну залежить від вертикальної потужності туману – для процесу формування туманів із вертикальною потужністю до 150-170 м характерне зростання значень k , тоді як при подальшому збільшенні вертикальної потужності спостерігається їх зменшення. Коефіцієнт турбулентного обміну при формуванні туману набуває малих, але не нульових значень, а його вертикальний розподіл має складний характер, зумовлений радіаційною інверсією. Встановлено, що більша вертикальна потужність туманів забезпечується іншими динамічними процесами, які забезпечують перенесення тепла і вологи до вищих рівнів.

4) утворення і подальша еволюція радіаційних туманів тісно пов'язані з наявністю приземного затримуючого шару (інверсії або ізотермії), який спостерігається у 76,2% випадків у 00:00 UTC та 95,3% випадків у 06 UTC, період

до утворення туману характеризується відсутністю приземного затримуючого шару, а процес розсіювання – його руйнуванням;

5) періоди до початку утворення туману і після його розсіювання характеризуються приблизною рівністю значень турбулентних потоків тепла в усьому ГША, при утворенні туману відбувається зменшення теплопередачі від приземного шару та її інтенсифікація від верхньої межі шару інверсії. Процес деградації інверсії і зменшення інтенсивності туману супроводжується збільшенням значень турбулентних потоків тепла від приземного шару і зменшенням від верхніх шарів ГША, тобто зміна величини та знаку турбулентних потоків тепла у граничному шарі атмосфери відображає основні стадії існування радіаційного туману;

б) вирівнювання значень теплового балансу підстильної поверхні і на вищих рівнях ГША є ознакою трансформації приземної інверсії і подальшого розсіювання туману і, відповідно, може використовуватися як прогностична ознака (за умови задовільного прогнозу температурної стратифікації ГША);

7) побудований на фактичних даних станції Київ за 2012-2020 рр. добово-річний розподіл кількості днів з туманом показав, що переважна більшість випадків туману спостерігається упродовж року у нічні та ранкові години, з вираженим максимумом у перехідні сезони року;

8) проведена на підставі розрахунку середніх фактичних температур туманоутворення та середніх температур туманоутворення за методом Сандерса для різних поєднань місяця та часу доби для досліджуваного періоду апроксимація їх розподілу є найефективнішою для фактичних температур туманоутворення з використанням поліному 5-ої степені.

9) аналітичний вираз теоретичної функції розподілу «кліматичної» температури туманоутворення дозволяє одержати графік її добового ходу для будь-якого місяця року. Визначені з використанням теоретичної функції розподілу значення температури туманоутворення можуть використовуватися у якості додаткового критерію при визначенні співвідношення між мінімальною температурою і температурою туманоутворення при прогнозі туману.

10) результати дослідження підтверджують доцільність використання кліматологічних даних, які відображають багаторічний режим фізичного стану граничного шару атмосфери, у якості додаткових предикторів, що дозволяє одержати як нові підходи до прогнозу радіаційних туманів, так і до визначення основних складових їх прогнозу.

Список використаної літератури

1. Gultepe I, Tardif R, Michaelides SC, Cermak J, Bott A, Bendix J, Müller MD, Pagowski M, Hansen B, Ellrod G et al (2007) Fog research: A review of past achievements and future perspectives. *Pure Appl Geophys* 164:1121–1159
2. Civil Aviation Authority Of New Zealand (2014) CAA safety investigation report wire strike involving MD500E, ZK-ITJ 7 NM North of Wanganui 28 October 2014. https://www.aviation.govt.nz/assets/publications/fatal-accident-reports/ZK-ITJ_Fatal.pdf
3. Domen JK, Stringfellow WT, Camarillo MK, Gulati S (2014) Fog water as an alternative and sustainable water resource. *Clean Technol Environ Policy* 16:235–249
4. Brown R (1987) Observations of the structure of a deep fog. *Meteorol Mag* 116(1384):329–338
5. Bureau of Meteorology Australian Government (2018) Explainer: what is fog? <https://media.bom.gov.au/social/blog/1807/explainer-what-is-fog/>
6. Price J (2019) On the formation and development of radiation fog: an observational study. *Bound-Layer Meteorol* 172(2):167–197
7. Stull RB (1988) An introduction to boundary layer meteorology, vol 13. Springer Science & Business Media Tardif R (2007)
8. Bechtold P, Krueger S, Lewellen W, Van Meijgaard E, Moeng CH, Randall D, Van Ulden A, Wang S (1996) Modeling a stratocumulus-topped PBL: Intercomparison among different one-dimensional codes and with large eddy simulation. *Bull Am Meteor Soc* 77(9):2033–2042
9. Mahrt L (1998) Stratified atmospheric boundary layers and breakdown of models. *Theoret Comput Fluid Dyn* 11(3):263–279
10. Flores O, Riley J (2011) Analysis of turbulence collapse in the stably stratified surface layer using direct numerical simulation. *Bound-Layer Meteorol* 139:241–259

11. MacDonald M, Kurowski MJ, Teixeira J (2020) Direct numerical simulation of the moist stably stratified surface layer: Turbulence and fog formation. *Bound-Layer Meteorol* 175:343–368
12. Menut L, Mailler S, Dupont JC, Haeffelin M, Elias T. 2014. Predictability of the meteorological conditions favourable to radiative fog formation during the 2011 Parisfog campaign. *Boundary-Layer Meteorol.* 150: 277–297.
13. Müller M, Masbou M, Bott A. 2010. Three-dimensional fog forecasting in complex terrain. *Q. J. R. Meteorol. Soc.* 136: 2189–2202.
14. Kim CK, Stuefer M, Schmitt CG, Heymsfield A, Thompson G. 2014. Numerical modeling of ice fog in interior Alaska using the Weather Research and Forecasting model. *Pure Appl. Geophys.* 171: 1963–1982.
15. Haeffelin M, Bergot T, Elias T, Tardif R, Carrer D, Chazette P, Colomb M, Drobinski P, Dupont E, Dupont J, Gomes L, Musson-Genon L, Pietras C, Plana-Fattori A, Protat A, Rangognio J, Raut J-C, Rémy S, Richard D, Sciare J, Zhang X. 2010. Parisfog: Shedding new light on fog physical processes. *Bull. Am. Meteorol. Soc.* 91: 767–783.
16. Barnes LR, Schultz DM, Grunfest EC, Hayden MH, Benight CC. 2009. Corrigendum: False alarm rate or false alarm ratio? *Weather and Forecasting* 24: 1452–1454.
17. Hogan RJ, Ferro CA, Jolliffe IT, Stephenson DB. 2010. Equitability revisited: Why the equitable threat score is not equitable. *Weather and Forecasting* 25: 710–726.
18. Steeneveld G, Ronda R, Holtslag AAM. 2015. The challenge of forecasting the onset and development of radiation fog using mesoscale atmospheric models. *Boundary-Layer Meteorol.* 154: 265–289.
19. Pithani, P., Ghude, S. D., Prabhakaran, T., Karipot, A., Hazra, A., Kulkarni, R., et al. (2019a). WRF model sensitivity to choice of PBL and microphysics parameterization for an advection fog event at Barkachha, rural site in the Indo-Gangetic basin, India.
20. Pithani, P., Ghude, S. D., Chennu, V. N., Kulkarni, R. G., Steeneveld, G. J., Sharma, A., et al. (2019b). WRF model prediction of a dense fog event occurred during

the winter fog experiment (WIFEX). *Pure and Applied Geophysics*, 176(4), 1827–1846.)

21. C. Dione, Martial Haeffelin¹, Frédéric Burnet², Christine Lac², Guylaine Canut² et al.: (2023). Role of thermodynamic and turbulence processes on the fog life cycle . *Atmos. Chem. Phys.*, 23, 15711–15731, 2023.

22. Toledo, F., Haeffelin, M., Wærsted, E., and Dupont, J.-C.: A new conceptual model for adiabatic fog, *Atmos. Chem. Phys.*, 21, 13099–13117, <https://doi.org/10.5194/acp-21-13099-2021>, 2021.

23. Bang, C. H., Lee, J. W., & Hong, S. Y. (2008). Predictability experiments of fog and visibility in local airports over Korea using the WRF model. *Journal of the Korean Society for Atmospheric Environment (english)*, 24(E2), 92–101.

24. Saumya g. Kutty., et al. (2021). Physical Processes Affecting Radiation Fog Based on WRF Simulations and Validation. *Pure and Applied Geophysics*. The Author(s), under exclusive licence to Springer Nature Switzerland AG <https://doi.org/10.1007/s00024-021-02811->

25. Belhouse H. C. An Empirical Method of Forecasting Radiation Fog and Clear-Sky Minimum Temperatures at Vancouver, British Columbia // *Bulletin of the American Meteorological Society*. 1961. Vol. 42, No. 5. P. 349–354.

26. Mook C. P. Some Remarks Concerning Taylor’s Fog Prediction Diagram // *Bulletin of the American Meteorological Society*. 1950. Vol. 31, No. 6. P. 206–209. DOI: 10.1175/1520-0477-31.6.206.

27. Reuter H. Forecasting Minimum Temperatures // *Tellus*. 1951. Vol. 3, No. 3. P. 141–147. DOI: 10.3402/tellusa.v3i3.8634.

28. Fernando H. J. S., Gultepe I., Dorman C. et al. Seeing Fog Clearly: The C-FOG Research Program Addresses Predictability // *Bulletin of the American Meteorological Society*. 2021. Vol. 102, No. 7. P. 640–650. DOI: 10.1175/BAMS-D-19-0070.A.

29. S. P. Ballard, B. W. Golding, and N. B. Smith Mesoscale model experimental forecasts of the Haar of northeast Scotland: *Monthly Weather Review*. 1991. 119. Pp. 2107–2123.

30. Meteomatics Whitepaper Meteodrones (2020) URL: [https://www.meteomatics.com/files/Verification-Documents / Meteomatics Whitepaper Meteodrones](https://www.meteomatics.com/files/Verification-Documents/Meteomatics%20Whitepaper%20Meteodrones) Pp. 1-18.

31. Environmental Research Services LLC, (2016) The Complete Rawinsonde Observation Program: User Guide and Technical manual, ver. 6.6 . Pp. 88-95.

32. Hervo M., Romanens G., Martucci G., Weusthoff T., Haeefe A. Evaluation of an Automatic Meteorological Drone Based on a 6-Month Measurement Campaign // *Atmosphere*. 2023. Vol. 14, No. 9. Art. 1382. DOI: 10.3390/atmos14091382.

33. Leuenberger D., Haeefe A., Omanovic N. et al. Improving High-Impact Numerical Weather Prediction with Lidar and Drone Observations // *Bulletin of the American Meteorological Society*. 2020. Vol. 101, No. 7. P. E1036–E1051.

34. Pinto J. O., Bailey S. C. C., Fossell K. R. et al. Impact of Assimilating Uncrewed Aircraft System Observations on River Valley Fog Prediction // *Weather and Forecasting*. 2024. Vol. 39, No. 11. P. 1673–1694. DOI: 10.1175/WAF-D-23-0087.1.

35. Jonassen M. O., Ólafsson H., Ágústsson H., Rögnvaldsson Ó. Improving High-Resolution Numerical Weather Simulations by Assimilating Data from an Unmanned Aerial System // *Monthly Weather Review*. 2012. Vol. 140, No. 11. P. 3734–3756. DOI: 10.1175/MWR-D-11-00344.1.

36. Saunders W. E. A method of forecasting the temperature of fog formation // *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*. 1950. P. 2403–2413.

37. Gulpepe I., Tardif R., Michaelides S. C. et al. Fog Research: A Review of Past Achievements and Future Perspectives // *Fog and Boundary Layer Clouds: Fog Visibility and Forecasting*. Basel: Birkhäuser, 2007. P. 1121–1159. DOI: 10.1007/978-3-7643-8419-7_3.

38. Forecasters' Reference Book. Calculation of fog point (Saunders' method). Bracknell, UK: Met Office, 1997. Chapter 3.3.3.1.

39. 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. P. 216–228.

40. Pooran H., Kaviani M., Mirzaei-Shiri R. Presentation of Modified Saunders Model to Fog Forecasting at Mehrabad Airport // 19th Iranian Geophysical Conference. Tehran, Iran, November 2020.
41. Implementation of Methods for the Radiation Fog Prediction // WSEAS Transactions on Environment and Development. 2019.
42. Holtslag M. C., Steeneveld G. J., van Ulft L. H. Fog forecasting: old fashioned semi-empirical methods from English meteorologists versus modern numerical models // Proceedings of the 17th Conference on Air-Sea Interaction / 17th Conference on Satellite Meteorology and Oceanography / 9th Conference on Coastal Atmospheric and Oceanic Prediction and Processes. American Meteorological Society, 2010.
43. Tuhkanainen E. Forecasting fog and stratus in aviation weather service. EUMeTrain Aviation Event Week, Finnish Meteorological Institute, 2018.
44. Roach W. T., Brown R., Caughey S. J., Garland J. A., Readings C. J. The physics of radiation fog: I - A field study // Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society. 1976. Vol. 102. No. 432. P. 313–333.
45. Craddock J. M. Forecasting the formation of radiation fog: a preliminary approach. Meteorological Research Paper No. 624. London: Air Ministry, 1951
46. Román-Cascón C., Yagüe C., Sastre M., Maqueda G., Salamanca F. Forecasting radiation fog at climatologically contrasting sites: evaluation of statistical methods and WRF // Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society. 2016. Vol. 142. Issue 695. P. 1048–1063
47. Pérez-Díaz J. L., Ángeles Díaz M., Gracia M. M., González A. Fogs: Physical Basis, Characteristic Properties, and Impacts on the Environment and Human Health // Water. 2017. Vol. 9. No. 10. Art. 807. DOI: 10.3390/w9100807.
48. Air Weather Service. General Aspects of Fog and Stratus Forecasting. Scott Air Force Base, Illinois: Military Airlift Command, 1979. 190 p.
49. Forecasters' Reference Book. Bracknell: Met Office, 1997. Chapter 3.3.3.1–3.3.3.3.
50. Грушевський О., Міщенко Н. Прогноз низької хмарності і туманів. Навчальний посібник. – Електронна версія, 2023. – 128 с.

51. Roach W. T. Back to Basics: Fog. Part 2 – The Formation and Dissipation of Land Fog // *Weather*. 1995. Vol. 50, No. 1. P. 7–11.

52. Jefferson G. J. Method for Forecasting the Time of Clearance of Radiation Fog or Low Stratus // *Meteorological Magazine*. 1950. Vol. 79. P. 102–109.

53. Air Weather Service. General Aspects of Fog and Stratus Forecasting. Scott Air Force Base, Illinois: Military Airlift Command, 1979. 190 p

54. Roach W. T. Back to Basics: Fog. Part 2 – The Formation and Dissipation of Land Fog // *Weather*. 1995. Vol. 50, No. 1. P. 7–11.

55. Barthram J. A. Forecasting the dispersal of fog // *Meteorological Magazine*. 1964. Vol. 93. P. 246–252.

56. Mason J. The Physics of Radiation Fog // *Journal of the Meteorological Society of Japan*. 1982. Vol. 60. No. 1. P. 486–499. DOI: 10.2151/jmsj1965.60.1_486.

57. Boutle I. A., Price J. D., Kudzotsa I., Kokkola H., Romakkaniemi S. Aerosol-fog interaction and the transition to well-mixed radiation fog // *Atmospheric Chemistry and Physics*. 2018. Vol. 18. P. 7827–7840. DOI: 10.5194/acp-18-7827-2018.

58. Stolaki, S., Pytharoulis, I. and Karacostas, T. A study of fog characteristics using a coupled WRF–COBEL model over Thessaloniki airport, Greece. *Pure and Applied Geophysics* 2012, 169(5-6), 961–981. <https://doi.org/10.1007/s00024-011-0393-0>

59. Leichtman D.L. Some properties of the atmospheric boundary layer. *Proceedings of GGO*, vol. 56, 1956.

60. Грушевський О.М., Яцишен А.О., Застосування кліматичного підходу для визначення температури туманоутворення радіаційних туманів. *Український гідрометеорологічний журнал* 2022 №30, Одеса: ОДЕКУ. 2022. 5-11 с. <https://uhmj.org.ua/index.php/journal/article/view/195>

61. World Meteorological Organization / National Centers for Environmental Information. WMO Climate Normals 1991–2020. URL: <https://www.ncei.noaa.gov/products/wmo-climate-normals>

62. Центральна геофізична обсерваторія імені Бориса Срезневського. Кліматичні дані по Києву.

URL: <https://cgo-sreznevskiy.kyiv.ua/uk/diialnist/klimatolohichna/klimatychni-dani-po-kyievu>

63. World Meteorological Organization. WMO Measurement Lead Centre, Lindenberg Meteorological Observatory – Richard Assmann Observatory, Germany. URL: <https://wmo.int/wmo-measurement-lead-centre-lindenberg-germany>

64. Deutscher Wetterdienst. Meteorologisches Observatorium Lindenberg – Richard-Assmann-Observatorium. URL: <https://www.dwd>

65. Яцишен А.О., Мансарлійський В.Ф. Міжрівневий обмін у граничному шарі атмосфери як чинник еволюції радіаційних туманів. Матеріали міжнародної науково-практичної конференції природничо-географічні дослідження рельєфу, клімату та поверхневих вод: сучасний стан та перспективи розвитку до 75-річчя кафедр землезнавства та геоморфології, метеорології та кліматології, гідрології та гідроекології. Україна, м. Київ, 2-4 жовтня 2024 р с. 109.

66. Олег Грушевський., Наталя Міщенко., Анатолій Яцишен., Роль турбулентних потоків тепла граничного шару атмосфери у формуванні радіаційних туманів. Вісник Харківського національного університету імені В. Н. Каразіна. Серія «Геологія. Географія. Екологія» 2024 №61, Харків. 155-165 с. <https://doi.org/10.26565/2410-7360-2024-61-13>

67. Яцишен А.О., Міщенко Н.М., Грушевський О.М. Вплив турбулентних потоків тепла у граничному шарі атмосфери на еволюцію радіаційних туманів Матеріали міжнародної науково-практичної конференції природничо-географічні дослідження рельєфу, клімату та поверхневих вод: сучасний стан та перспективи розвитку до 75-річчя кафедр землезнавства та геоморфології, метеорології та кліматології, гідрології та гідроекології. Україна, м. Київ, 2-4 жовтня 2024 р с. 110.

68. Яцишен А.О. Міжрівневий обмін у граничному шарі атмосфери як предиктор прогнозу характеристик радіаційних туманів. Науково-практичний журнал «Екологічні науки». No 1(58), (2025). 141-146 р. <https://doi.org/10.32846/2306-9716/2025.eco.1-58.24>

69. Яцишен А.О., Грушевський О.М., Параметризація прогнозу температури туманоутворення з використанням кліматологічних характеристик туманів. Збірка тез та доповідей у «VII-му Всеукраїнському пленері з питань природничих наук», 23-24 червня 2023 р. Одеса: ОДЕКУ, 2023 с 77-79