

МІНІСТЕРСТВО ОСВІТИ І НАУКИ УКРАЇНИ
ОДЕСЬКИЙ ДЕРЖАВНИЙ ЕКОЛОГІЧНИЙ УНІВЕРСИТЕТ

Кафедра військової підготовки

Кваліфікаційна робота магістра

на тему: «Зв'язок між еволюцією температурної стратифікації і турбулентними потоками тепла у граничному шарі атмосфери при формуванні радіаційних туманів»

Виконала курсант 2 курсу групи МВМ-22
спеціальності 103 «Науки про Землю»

Ірина Маланчук

(ім'я, прізвище)

Керівник: к. геогр. н., доцент, полковник

Олег Грушевський

(ім'я, прізвище)

Консультант _____

(ім'я, прізвище)

Рецензент: к. геогр. н., доцент,

Аліна Семергей-Чумаченко

(ім'я, прізвище)

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

Кафедра військової підготовки

Освітній ступень магістр

Спеціальність 103 Науки про Землю

(шифр і назва)

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

ЗАТВЕРДЖУЮ

Начальник кафедри військової підготовки

полковник Олег ГРУШЕВСЬКИЙ

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

курсанту МАЛАНЧУК Ірині Романівні

(прізвище, ім'я, по батькові)

1. Тема роботи: «Зв'язок між еволюцією температурної стратифікації і
турбулентними потоками тепла у граничному шарі атмосфери при формуванні
радіаційних туманів»

Керівник роботи Грушевський Олег Миколайович, к.геогр.н., доцент

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

затверджений наказом ректора ОДЕкУ від 21 грудня 2023 року № 267«С»

2. Строк подання курсантом роботи 14 грудня 2023 року

3. Вихідні дані до роботи: дані радіозондування за 18, 00, 06, 12 СГЧ у дні з
радіаційним туманом, архів фактичної погоди на станції Lindenberg (10393)

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

1) проаналізувати стан вивченості проблеми у літературних джерелах,
сучасний стан досліджень, визначити невирішені питання

2) сформувати вибірку з випадками радіаційного туману на ст. Lindenberg.

3) визначити особливості еволюції температурної стратифікації граничного
шару атмосфери при утворенні радіаційних туманів, одержати їх

кліматологію

4) обґрунтувати алгоритм розрахунку турбулентних потоків тепла з
урахуванням структури стратифікації ГША, розрахувати їх осереднені
значення

5) проаналізувати зв'язок турбулентних потоків тепла і температурної стратифікації у ГША та їх вплив на еволюцію радіаційних туманів

5. Перелік графічного матеріалу:

Кліматологічні характеристики температурної стратифікації ГША при утворенні радіаційних туманів, графіки часової еволюції турбулентних потоків тепла.

6. Консультанти розділів роботи

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

7. Дата видачі завдання: 23 жовтня 2023 року

КАЛЕНДАРНИЙ ПЛАН

№ з/п	Назва етапів магістерської кваліфікаційної роботи	Термін виконання етапів роботи	Оцінка виконання етапу	
			у %	за 4-х бальною шкалою
1.	Отримання завдання та пошук літературних джерел за темою кваліфікаційної роботи бакалавра	23.10 – 26.10.23		
2.	Відпрацювання 1 та 2-го розділів роботи	27.10 – 12.11.23		
3.	Рубіжна атестація	13.11 – 15.11.23		
4.	Обробка і аналіз вихідних даних та опрацювання розрахункового алгоритму	16.11 – 21.11.23		
5.	Написання 3-го розділу	22.11 – 03.12.23		
6.	Відпрацювання вступної частини, висновків, списку використаних джерел та додатків	04.12 – 11.12.23		
7.	Перевірка роботи на плагіат, підготовка презентації, доповіді	12.12.23		
8.	Подання роботи на рецензування	13.12.23		
9.	Подання роботи до навчальної частини	14.12.23		
10.	Інтегральна оцінка виконання етапів календарного плану (як середня по етапам)	15.12.23		

курсант _____
(підпис)

Ірина МАЛАНЧУК
(ім'я та прізвище)

Керівник роботи полковник _____
(підпис)

Олег ГРУШЕВСЬКИЙ
(ім'я та прізвище)

АНОТАЦІЯ

Кваліфікаційна робота магістра курсанта Маланчук І.Р. на тему «Зв'язок між еволюцією температурної стратифікації і турбулентними потоками тепла у граничному шарі атмосфери при формуванні радіаційних туманів» присвячена виявленню зв'язку між еволюцією вертикальної стратифікації граничного шару і турбулентними потоками тепла у ньому для виявлення його впливу на формування і еволюцію радіаційних туманів.

У роботі пропонується підхід до прогнозування еволюції радіаційних туманів через визначення турбулентних потоків тепла у шарі туманоутворення. З використанням даних радіозондування атмосфери збільшеної часової дискретності на ст. Lindenberg, сформована база випадків радіаційного туману. На підставі одержаної повторюваності різних типів стратифікації граничного шару атмосфери визначено, що утворення радіаційних туманів, у більшості випадків, супроводжується формуванням приземної інверсії. Спосіб розрахунку коефіцієнта турбулентності, який проводився у межах затримуючого шару атмосфери, обраний з урахуванням особливостей температурної стратифікації граничного шару атмосфери і особливостей вертикального профілю вітру при утворенні радіаційних туманів. Розрахунок осереднених величин турбулентних потоків тепла у граничному шарі атмосфери упродовж періоду еволюції туману свідчить, що зміна їх значень у шарі 0-200 м і шарах 200-400 та 400-900 м знаходяться у протифазі. Це закономірність, у разі використання прогностичних даних, може бути використана для прогнозу тривалості існування туману.

Актуальність дослідження випливає з необхідності розвитку нових ефективних підходів до прогнозування туману на локальному рівні, з використанням предикторів високої інформативності, доступними у оперативній практиці з подальшою інтеграцією одержаних методик до спеціалізованих платформ.

Метою роботи є визначення зв'язку і взаємного впливу температурної стратифікації і турбулентних потоків тепла у граничному шарі атмосфери на утворення і еволюцію радіаційних туманів для їх подальшого використання у якості предикторів.

Завданнями, що вирішувались у ході дослідження, є:

- формування вибірки з використанням даних радіозондування атмосфери зі збільшеною часовою дискретністю для випадків радіаційного туману;
- визначення кліматологічних характеристик структури температурної стратифікації ГША та її часової еволюції для випадків радіаційних туманів;
- визначення особливостей часової еволюції турбулентних потоків тепла у ГША при утворенні радіаційних туманів, їх осереднених характеристик та зв'язку з температурною стратифікацією атмосфери.

Об'єкт дослідження – граничний шар атмосфери.

Предмет дослідження – радіаційні тумани, умови їх формування і еволюції.

Методами дослідження, що використовувались у роботі, є: спостереження, вимірювання, порівняння, аналіз, індукція.

Наукова новизна одержаних результатів полягає у запропонованому, на підставі кількісних оцінок, підході до прогнозування тривалості існування радіаційного туману. Зокрема, розрахунок осереднених значень турбулентних потоків тепла у граничному шарі атмосфери за даними радіозондування атмосфери збільшеної часової дискретності дозволив зв'язати їх з особливостями трансформації температурної стратифікації граничного шару атмосфери. Показано, що ці характеристики через взаємний вплив визначають часові межі існування туману.

Практичне значення одержаних результатів полягає у можливості застосування запропонованого підходу до прогнозу періоду існування туману через застосування у ньому даних, які є доступними у оперативній роботі метеопідрозділу. Крім цього, такі дані входять до переліку прогностичної

інформації, що надається провідними прогностичними центрами у якості даних чисельного моделювання, що збільшує завчасність прогнозу і можливість його застосування у межах певної території.

Структура і обсяг роботи. Робота викладена на 75 стор. машинописного тексту, містить у собі 30 рисунків, 8 таблиць, складається зі вступу, трьох розділів, висновків і списку використаних джерел з 41 найменувань.

Ключові слова: радіаційний туман, граничний шар, інверсія температури, еволюція, вертикальна потужність, коефіцієнт турбулентності, турбулентний потік тепла.

SUMMARY

Master's qualification work of cadet I.R. Malanchuk on the topic "The relationship between the evolution of temperature stratification and turbulent heat flows in the boundary layer of the atmosphere during the formation of radiation fogs" is dedicated to identifying the relationship between the evolution of the vertical stratification of the boundary layer and turbulent heat flows in it in order to identify its influence on the formation and evolution of radiation fogs .

The paper proposes an approach to predicting the evolution of radiation fog by determining the turbulent heat fluxes in the fog formation layer. A database of radiation fog cases was formed using the data of atmospheric radiosounding of increased time resolution at Lindenberg station. On the basis of the obtained repeatability of different types of stratification of the boundary layer of the atmosphere, it is determined that the formation of radiation fog, in most cases, is accompanied by the formation of a ground inversion. The method of calculating the turbulence coefficient, which was carried out within the boundary layer of the atmosphere, was chosen taking into account the peculiarities of the temperature stratification of the boundary layer of the atmosphere and the peculiarities of the vertical wind profile during the formation of radiation fogs. The calculation of the averaged values of turbulent heat flows in the boundary layer of the atmosphere during the period of fog evolution shows that the change in their values in the 0-200 m layer and the 200-400 and 400-900 m layers is in the opposite phase. This regularity, in the case of using predictive data, can be used to predict the duration of fog existence.

The relevance of the study stems from the need to develop new effective approaches to fog forecasting at the local level, using predictors of high information content available in operational practice, with further integration of the obtained methods into specialized platforms.

The aim of this work is to determine the relationship and mutual influence of temperature stratification and turbulent heat flows in the atmospheric boundary layer on the formation and evolution of radiation fogs for their further use as predictors.

The tasks that were solved in the course of the study are:

- formation of a sample using the data of atmospheric radio sounding with increased time discreteness for cases of radiation fog;

- determination of climatological characteristics of the structure of the temperature stratification of the boundary layer and its temporal evolution for cases of radiation fog;

- determination of the peculiarities of the time evolution of turbulent heat fluxes in the boundary layer during the formation of radiation fogs, their averaged characteristics and connection with the temperature stratification of the atmosphere.

The object of research – the atmospheric boundary layer.

The subject of the study – radiation fogs, conditions of their formation and evolution.

The research methods used in the work are: observation, measurement, comparison, analysis, induction.

The scientific novelty of the obtained results consists of in the proposed approach to predicting the duration of radiation fog existence based on quantitative estimates. In particular, the calculation of the averaged values of turbulent heat flows in the boundary layer of the atmosphere based on the data of atmospheric radiosounding of increased temporal resolution allowed us to link them to the peculiarities of the transformation of the temperature stratification of the boundary layer of the atmosphere. It is shown that these characteristics determine the time limits of fog existence through mutual influence.

The practical significance of the obtained results consists of in the possibility of applying the proposed approach to the forecast of the fog period by using data that are available in the operational work of the meteorological unit. In addition,

such data are included in the list of prognostic information provided by leading forecasting centers as numerical modeling data, which increases the timeliness of the forecast and the possibility of its application within a certain territory.

Structure and aim of the work. The work is presented on 75 pages of typewritten text, contains 30 figures, 8 tables, consists of an introduction, three chapters, conclusions, and a list of 41 references.

Key words: radiation fog, boundary layer, temperature inversion, evolution, vertical power, turbulence coefficient, turbulent heat flux.

ЗМІСТ

Вступ	11
1 Загальна характеристика туманів	15
1.1 Класифікація туманів	15
1.2 Фізичні умови утворення та розсіювання туманів	18
1.3 Синоптичні умови утворення туманів	21
1.4 Метеорологічні умови утворення туманів	26
2 Прогноз радіаційних туманів.....	35
2.1 Прогноз температури туманоутворення (Fog point)	35
2.2 Діагноз і прогноз характеристик туману, що впливають на його еволюцію	43
3 Вплив турбулентних потоків тепла і температурної стратифікації у граничному шарі атмосфери на еволюцію радіаційних туманів.....	55
3.1 Характеристика вихідних даних і алгоритму розрахунку.....	55
3.2 Структура температурної стратифікації граничного шару атмосфери при утворенні радіаційних туманів.....	57
3.3 Роль турбулентних потоків тепла і температурної стратифікації у еволюції радіаційних туманів	60
Висновки.....	68
Перелік посилань.....	70
Додатки.....	74

ВСТУП

В умовах широкомасштабної агресії російської федерації на територію України метеорологічна підтримка дій військ (сил) набула особливого значення. Фактор впливу погодних умов на ефективність ведення бойових дій має вагоме значення для усіх видів Збройних Сил України.

У холодну пору року дії Сухопутних військ суттєво залежать від інтенсивності опадів, видимості, швидкості вітру, прохідності ґрунтів тощо.

Останні події на фронті засвідчили, що інтенсивність атак малими групами при веденні штурмових дій майже не залежить від погодних умов, проте вони чинять вагомий вплив на їх тактику і ефективність. Це, насамперед, зумовлюється обмеженістю застосування FPV-дронів для ведення аеророзвідки у тактичній глибині при значних швидкостях вітру і наявності обледеніння у хмарах. Інтенсивні опади, зменшуючи прохідність ґрунту, обмежують пересування колісної техніки і ускладнюють штурмові дії піхоти і логістичне забезпечення військ. Прихованість маневрів тактичних груп збільшується в умовах погіршеної видимості, оскільки таке явище як туман не дозволяє вести аеророзвідку і суттєво знижує ефективність застосування тепловізорів.

Зниження температури до від'ємних значень впливає на дальність стрільби артилерії, зменшуючи її на 1 км через підмерзання пороху у гаубицях. Крім цього, з настанням морозів зменшується маневреність артилерії, оскільки у промерзлому ґрунті важче проводити підкопування гармати.

Варто окремо зупинитися на впливі погодних умов на діяльність авіації і безпілотних літальних апаратів. Якщо вплив хмарності і видимості на дії армійської і тактичної авіації досить відомий, то на дальність польоту і точність далекобійних БПЛА перехід температури в бік від'ємних значень, через можливість їх подальшого обледеніння, суттєво впливає.

Оснащення іранських дронів типу Shahed бензиновими двигунами нівелює вплив температури, проте в умовах сильного вітру на висотах їх застосування обмежується. Натомість, для більшості дронів (FPV, «мавіки») на полі бою мінусові температури є чинником, який може удвічі пришвидшувати розрядження їх літєвих батарей.

Ефективність роботи розвідувальних дронів у простих метеорологічних умовах дозволяє вести спостереження у секторі 25 квадратних кілометрів, а низька хмарність і обмежена видимість знижують цей показник до 5 разів, що є критично важливим для роботи далекобійної артилерії типу M777 та САУ Caesar. Наявність снігового покриву збільшує контрастність цілей, що сприяє їх ефективному виявленню і ураженню.

Застосування безекіпажних надводних і підводних дронів Військово-Морськими Силами ЗСУ неможливе без врахування швидкості вітру і, відповідно, хвилювання моря. Збільшення швидкості вітру і висоти хвиль також унеможлиблює запуск ракет з фрегатів і малих ракетних кораблів, проведення десантних операцій.

Усе вищезазначене дозволяє зробити висновок, що погодні умови можуть як ускладнювати, так і полегшувати ведення бойових дій, суттєво впливати на тактику і ефективність застосування підрозділів, озброєння і військової техніки. При однаковості дії погоди на обидві сторони, на перший план виходить точність врахування її впливу на той чи інший вид ведення бойових дій і розробка правильних рекомендацій стосовно урахування наявних чинників.

Як зазначалося, у низці випадків вагоме значення має прихованість маневру військ в умовах ведення противником безперервної аеророзвідки. Така прихованість може досягатися в умовах суттєво обмеженої видимості, яка зумовлюється утворенням туманів. Їх прогноз як в локальних умовах, так і на значних територіях залежить від багатьох чинників, які не завжди враховуються чисельними моделями. Саме тому, будь-яке покращення

прогностичних методик для прогнозу усіх видів туману має вагоме значення, яке істотно збільшується в умовах ведення бойових дій.

Актуальність дослідження впливає з необхідності розвитку нових ефективних підходів до прогнозування туману на локальному рівні, з використанням предикторів високої інформативності, доступними у оперативній практиці з подальшою інтеграцією одержаних методик до спеціалізованих платформ.

Крім вже опрацьованих предикторів (синоптична ситуація, хмарність, вітер, вологість) на утворення і еволюцію радіаційних туманів впливають турбулентні потоки тепла і вологи у граничному шарі атмосфери, які є порівняно маловивченим проте вагомим чинником підвищення ефективності їх прогнозування.

Метою роботи є визначення зв'язку і взаємного впливу температурної стратифікації і турбулентних потоків тепла у граничному шарі атмосфери на утворення і еволюцію радіаційних туманів для їх подальшого використання у якості предикторів.

Завданнями, що вирішувались у ході дослідження, є:

- формування вибірки з використанням даних радіозондування атмосфери зі збільшеною часовою дискретністю для випадків радіаційного туману;
- визначення кліматологічних характеристик структури температурної стратифікації ГША та її часової еволюції для випадків радіаційних туманів;
- визначення особливостей часової еволюції турбулентних потоків тепла у ГША при утворенні радіаційних туманів, їх осереднених характеристик та зв'язку з температурною стратифікацією атмосфери.

Структура роботи. Представлена робота складається зі вступу, трьох розділів, висновків, переліку посилань.

У *першому розділі* дається визначення та загальна характеристика такого явища як туман, наводиться їх класифікація, розглядаються механізми та умови їх утворення і еволюції.

Другий розділ присвячений розгляду підходів до прогнозування радіаційних туманів. Зокрема, висвітлюються принципи, методи і способи їх прогнозу, чинники, які впливають на їх еволюцію. Крім цього, розглядаються чинники, які впливають на розсіяння радіаційних туманів, способи їх діагностування та прогнозу.

У третьому розділі наводиться опис вихідних даних, обмеження, які накладалися на їх відбір. Описується алгоритм ведення розрахунків, обґрунтовується вибір обраного підходу. За результатами розрахунків осереднених кількісних характеристик турбулентних потоків тепла у граничному шарі атмосфери і еволюції параметрів температурної стратифікації атмосфери проводиться інтерпретація їх зв'язку і впливу на формування і еволюцію радіаційних туманів, оцінюється прогностична значимість запропонованого підходу.

Робота містить 30 рисунків та 8 таблиць. Перелік посилань складається з 41 позицій.

1 ЗАГАЛЬНА ХАРАКТЕРИСТИКА ТУМАНІВ

1.1 Класифікація туманів

Туманом називається помутніння повітря в приземному шарі повітря, зумовлене наявністю в ньому крапель води, льодяних кристалів або їх суміші, при горизонтальній видимості менше одного кілометра принаймні в одному напрямку [2]. Фізичні властивості туману визначаються агрегатним станом, розміром частинок та числом останніх в одиниці об'єму, а також кількістю краплинно-рідкої вологи в одиниці об'єму, тобто водністю туману [2].

Знання умов утворення туманів у певних географічних умовах дозволяє правильно обрати методику, провести її удосконалення з урахуванням умов базування.

Достовірна інформація синоптика про час виникнення та розсіювання туману, видимості у ньому, дозволяє авіаційному командуванню прийняти оптимальне рішення на прийом або випуск у політ екіпажу з певним рівнем підготовки.

Виходячи з синоптичних умов, за яких виникають тумани, їх поділяють на два типи: внутрішньомасові та фронтальні [2].

За інтенсивністю, що оцінюється значенням дальності горизонтальної видимості, тумани поділяються на:

- дуже сильний (видимість менше 50 м);
- сильний (видимість 50-200 м);
- помірний (видимість 200-500 м);
- слабкий (видимість 500-1000 м).

Помутніння повітря при видимості більше 1 км прийнято називати серпанком.

Інтенсивність серпанку оцінюється:

- сильний (видимість 1-2 км);
- помірний (видимість 2-4 км);
- слабкий (видимість 4-10 км).

Помутніння повітря може бути викликане також наявністю в ньому твердих частинок, яке називається імлою. Імла відрізняється від туману або серпанку тим, що відносна вологість у ній значно нижча за 100% [11].

За фізичними механізмами утворення тумани умовно підрозділяються на такі види (рис. 1.1):

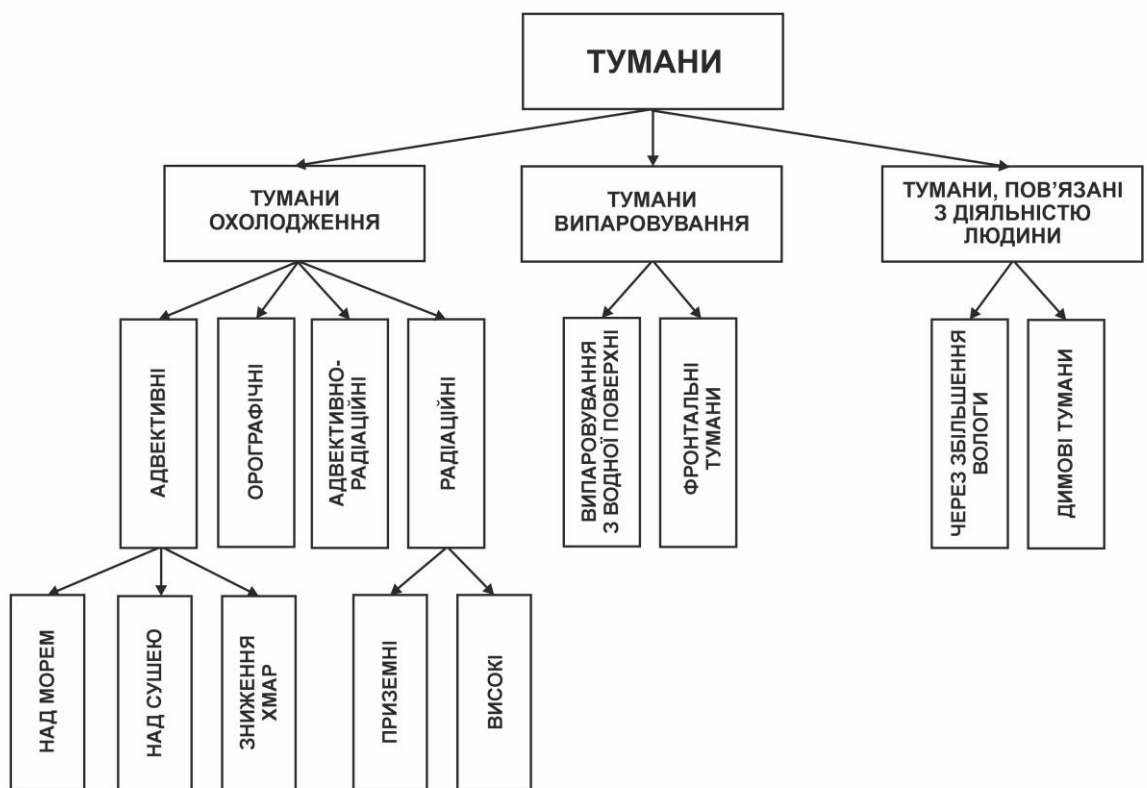


Рисунок 1.1 – Класифікація туманів за фізичними механізмами утворення

Тумани охолодження утворюються внаслідок зниження температури за рахунок різноманітних факторів. До них належать радіаційні, адвективні, адвективно-радіаційні, орографічні, тумани схилів.

До туманів випаровування відносяться: фронтальні тумани, що виникають внаслідок випаровування крапель теплої дощу або мряки у

холодному повітрі; тумани ширяння морів, річок, озер, що виникають за рахунок додаткового охолодження холодного повітря під час випаровування з поверхні води.

Тумани змішування, які виникають при змішуванні порцій теплого та холодного повітря у прибережній зоні.

Тумани, пов'язані з діяльністю людини – тумани при сильних морозах, що утворюються за сильних температур за рахунок додаткового зволоження при згорянні твердого палива або рідкого палива під час роботи авіаційних двигунів [12].

Залежно від агрегатного стану води в туманах вони поділяються на: краплино-рідинні, тобто що складаються з завислих крапель, кристалічні – з крижаних частинок та змішані – з рідких крапель та крижаних часток.

Краплино-рідинні тумани, як правило, спостерігаються при позитивних температурах, але можуть бути і при негативних температурах повітря.

Дослідженням низки авторів доведено, що радіаційні тумани в краплино-рідинній фазі можуть існувати при температурах від $-3^{\circ}\dots-4^{\circ}\text{C}$, адвективні до $-5^{\circ}\dots-11^{\circ}\text{C}$, тумани випаровування до $-10^{\circ}\dots-22^{\circ}\text{C}$. Кристалічні тумани спостерігаються при температурах нижче $-16^{\circ}\dots-20^{\circ}\text{C}$. Змішані тумани можуть спостерігатися при температурах $-11^{\circ}\dots-19^{\circ}\text{C}$ в середніх широтах і при $-18^{\circ}\dots-26^{\circ}\text{C}$ в північних широтах [8].

Слід зазначити, що чітких меж між різними видами туманів немає.

Наприклад, при адвекції теплого вологого повітря часто мають місце додаткові втрати тепла підстильної поверхні за рахунок радіаційного охолодження.

Наведена класифікація туманів є досить умовною. Виходячи з місцевих фізико-географічних умов, потреби практики виділяють інші види туманів. Так радіаційні тумани поділяються на приземні та високі, фронтальні – на передфронтальні, тумани фронту тощо [20].

1.2 Фізичні умови утворення та розсіювання туманів

Туман є продуктом конденсації або сублімації водяної пари у приземному шарі. Із загальних фізичних міркувань випливає, що конденсація вологи в певному шарі атмосфери можлива, якщо водяна пара в цьому шарі перебуває в стані перенасичення. Досягнення такого стану залежить багатьох чинників. Якщо припустити, що в повітрі відсутні будь-які тверді домішки, стан насичення має наступити при відносній вологості 100%. У цьому випадку температура повітря повинна дорівнювати температурі точки роси, тобто $T=T_d$, а дефіцит точки роси дорівнює нулю $T-T_d=0$ [33].

Однак численні спостереження дозволяють стверджувати, що утворення туману можливе за відносної вологості 96-100%.

Це підтвердженням того, що в приземному шарі повітря постійно присутні гігроскопічні ядра конденсації. Внаслідок цього повітря стає насиченим водяною парою дещо раніше, ніж відносна вологість стає рівною 100%.

Зв'язок між дефіцитом точки роси та температурою повітря в першу годину утворення туману, виявлений Н. В. Петренком показано на рисунку 1.2.

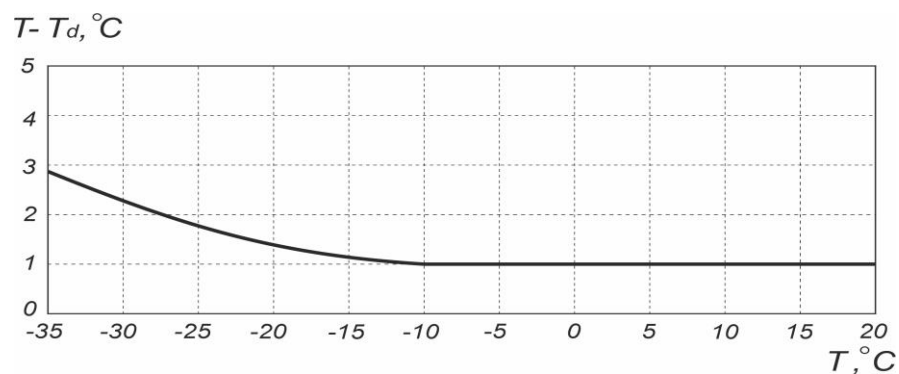


Рисунок 1.2 – Зв'язок між дефіцитом точки роси та температурою повітря в першу годину після утворення туману

З теоретичної точки зору для оцінки стану насичення зручніше використовувати таку характеристику вмісту вологи, як абсолютна вологість. Абсолютна вологість характеризує щільність водяної пари в повітрі, виражену кількістю грамів водяної пари в 1 м^3 повітря [5].

$$\alpha = 217 \frac{e}{T} \quad (1.1)$$

де e – пружність водяної пари; T – температура повітря, K .

У момент утворення туману абсолютна вологість близька до насичення α_m .

З формули (1.1) видно, що абсолютна вологість залежить від температури повітря. Розрахунками встановлено, що при температурі повітря рівної - 40°C $\alpha_m = 0,18 \text{ г/м}^3$, за температури 0°C $\alpha_m = 4,9 \text{ г/м}^3$, а за температури $+30^\circ\text{C}$ $\alpha_m = 30,4 \text{ г/м}^3$.

Розглянемо основні відомості про процеси туманоутворення, необхідні для прогностичної практики.

Введемо величину q – абсолютний вміст вологи повітря, під яким будемо розуміти сумарну масу водяної пари α (крапель води та кристалів льоду) δ^* в 1 м^3 повітря, тобто.

$$q = \alpha + \delta^* \quad (1.2)$$

де δ^* – водність туману.

До моменту утворення туману $\delta^* = 0$ і $q = \alpha$. У тумані абсолютна вологість близька до насичуючої α_m , яка є функцією лише температури повітря. Тоді для туману можна записати рівність у вигляді[9]:

$$\delta^* = q - \alpha_m(T) \quad (1.3)$$

Зі співвідношення випливає, що водність туману може зростати під впливом:

1) збільшення вмісту вологи повітря q при:

- посиленні випаровування води з підстильної поверхні;
- збільшенні турбулентного обміну в приземному шарі, що призводить до притоку вологи від підстильної поверхні;
- випаровуванні крапель дощу або мряки в холодніше повітря;
- надходженні разом з продуктами згоряння твердого та рідкого палива.

2) зниження температури повітря, з яким пов'язане зменшення $\alpha_m(T)$, внаслідок:

- турбулентного та молекулярного теплообміну із сусідніми масами повітря та земною поверхнею;
- радіаційного вихолодження;
- адіабатичного розширення маси повітря за її вертикальних рухах [7].

За умови, що водність визначає видимість у тумані, можна зробити висновки:

1. Видимість у тумані буде тим менше, чим більше буде приплив вологи за рахунок випаровування води з підстильної поверхні, або внаслідок адвекції більш вологого повітря.

2. Видимість у тумані тим менше, що більше буде величина зниження температури повітря.

Агрегатний стан туману може бути використаний для оцінки видимості в ньому [16].

Водність туманів, у різному агрегатному стані також є різною. Відомо, що водність туманів охолодження тим більша, чим вище температура. Водність туманів випаровування, збільшується зі зниженням температури повітря завдяки збільшенню швидкості випаровування пропорційно різниці температур вода – повітря [11].

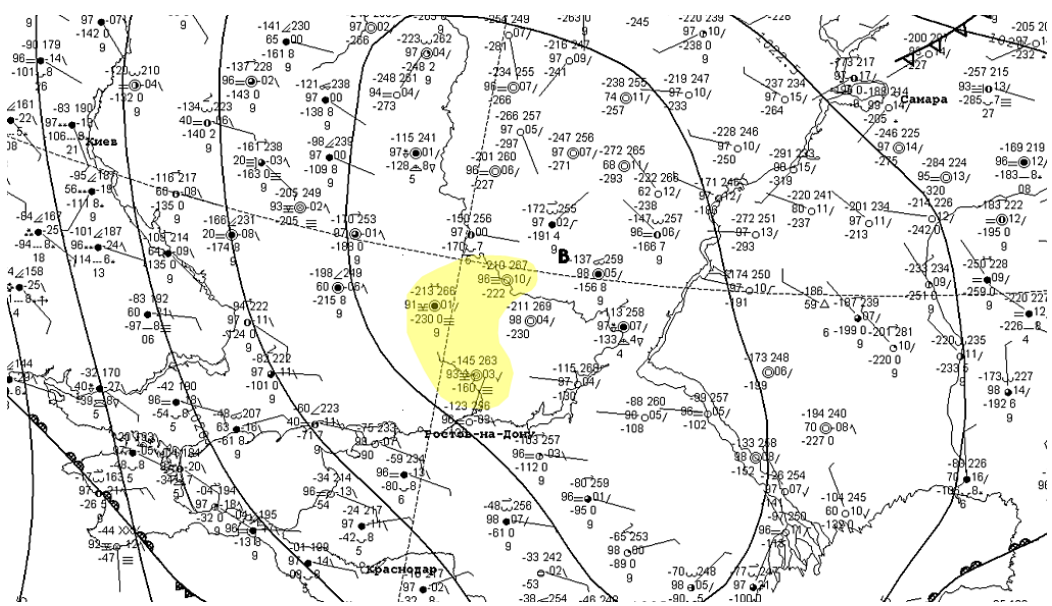
Вертикальна потужність туману може цікавити переважно для прогнозу його розсіювання. Вона не вимірюється безпосередньо і оцінюється шляхом аналізу розподілу температури та точки роси у граничному шарі. Значення вертикальної потужності залежить від початкового вологовмісту повітря, стану і характеру підстильної поверхні, від швидкості вітру і від характеру зміни температури повітря у граничному шарі [30].

1.3 Синоптичні умови утворення туманів

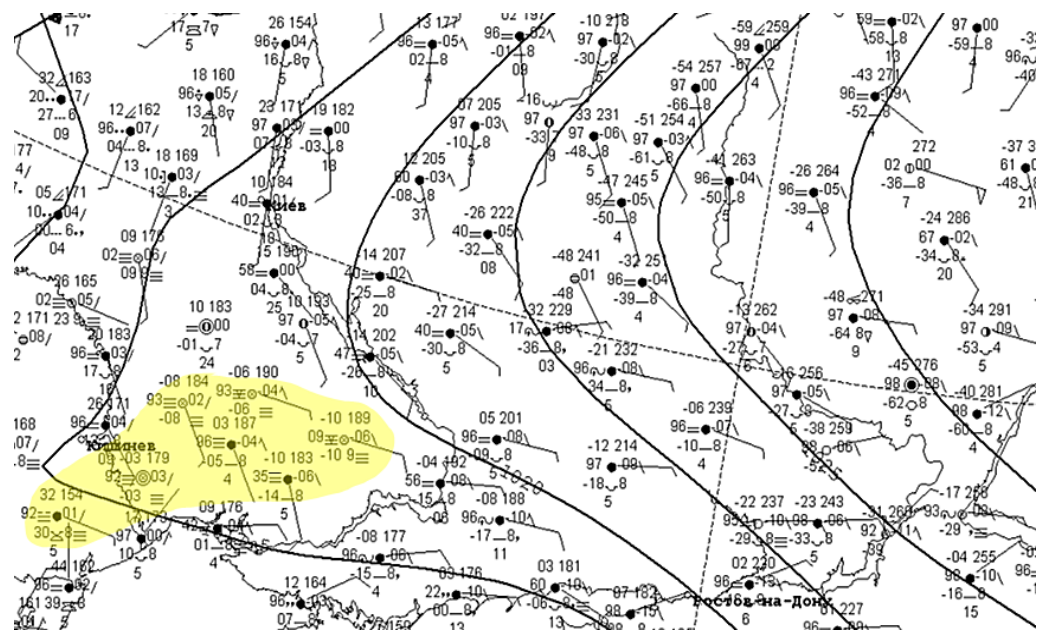
Прогноз туманів починається з оцінки синоптичних умов, які є сприятливими чи несприятливими для виникнення того чи іншого виду.

Радіаційними називають тумани, що виникають переважно над сушею в однорідній повітряній масі, коли основною причиною зниження температури є радіаційне випромінювання підстильної поверхні [7].

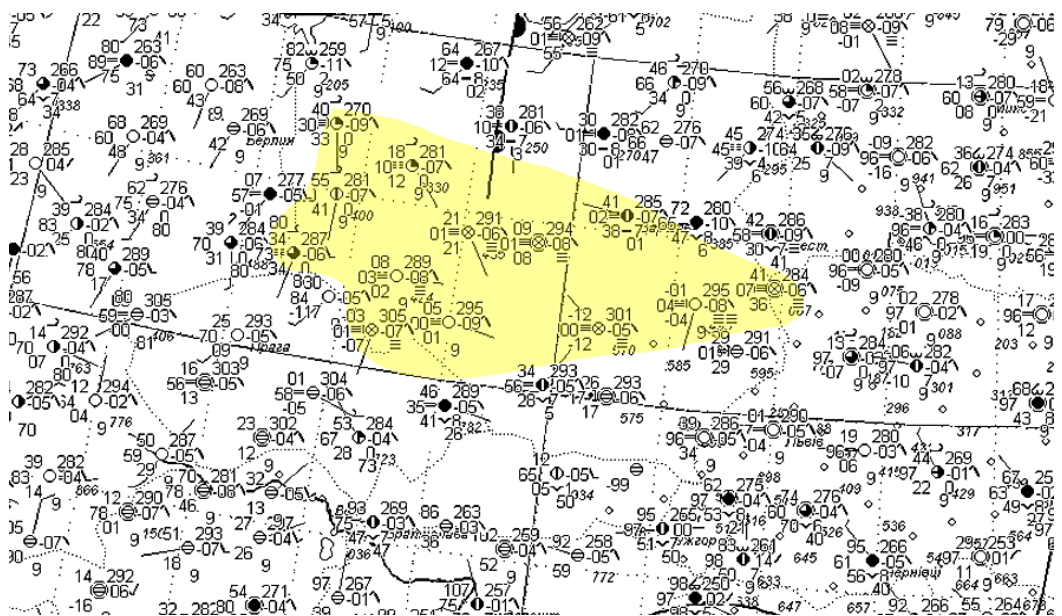
Радіаційні тумани переважають у глибині материка. Найчастіше вони утворюються в центральній частині антициклону, на його західній та північній периферіях, а також у гребені (відрозі) та малоградієнтному баричному полі (рис. 1.3).



а)



б)



в)

Рисунок 1.3 – Синоптичні умови, сприятливі для виникнення радіаційного туману
 а) центр антициклону; б) гребінь антициклону; в) малоградієнтне баричне поле

Переважно радіаційні тумани з'являються перед сходом Сонця, якщо вночі було ясно. Вдень з прогріванням земної поверхні вони розсіюються або піднімаються, утворюючи тонкий шар шарувато-розірваних хмар. Їхня вертикальна потужність невелика (найчастіше сягає кілька десятків метрів), та лише в зимові ясні ночі вона може досягати 200 м і більше. Виникають

радіаційні тумани та існують лише при слабкому вітрі. Займають вони невелику площу і з повітря видаються у вигляді окремих білих плям. Характерною особливістю радіаційних туманів є те, що їх максимальна густина спостерігається прямо біля землі, і з висотою вони стають рідше. Видимість у нижніх шарах туману іноді зменшується до 100 м і менше [1].

Адвективним називається туман, який виникає в теплому повітрі при його переміщенні над більш холодною підстильною поверхнею, за рахунок трансформаційного охолодження повітря, що надходить, внаслідок турбулентного теплообміну з підстильною поверхнею.

Тобто це туман який рухається за напрямком вітру і переміщується з одного місця в інше, а адвекція є чинником для утворення туману, коли вітер дме від теплої до охолодженої області повітря і викликає появу конденсату.

Найбільша густина туману спостерігається на деякій висоті, до земної поверхні вона зменшується, горизонтальна видимість біля землі переважно становить кілька сотень метрів. Адвективні тумани займають великі площі та можуть триматися при швидкості вітру до 10 м/с [18].

Адвективні тумани виникають на західній периферії антициклону (40%), у теплому секторі рухомих циклонів (17,8%) та на східній периферії малорухливих циклонів (30,4%).

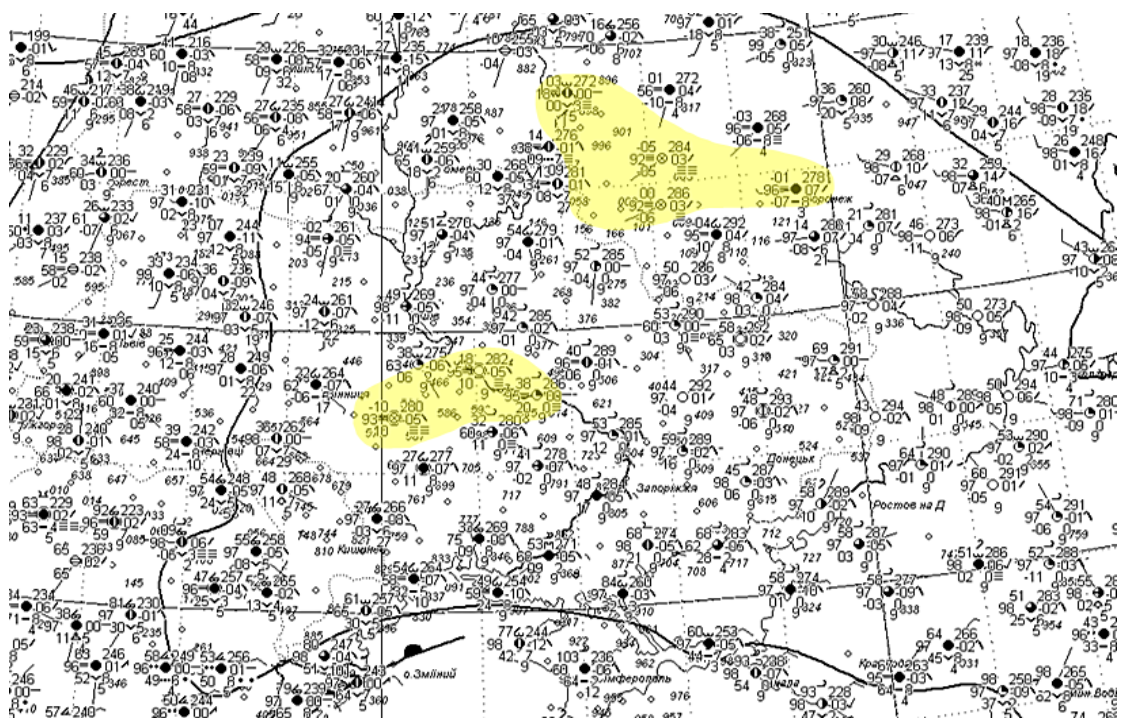
Виділяють такі типи синоптичних положень, які сприяють утворенню адвективних туманів над Україною:

I тип. Розташування квазістаціонарного антициклону над південносхідними регіонами України (рис. 1.4а). Цей тип характерний для першої половини холодного періоду року (листопад-грудень).

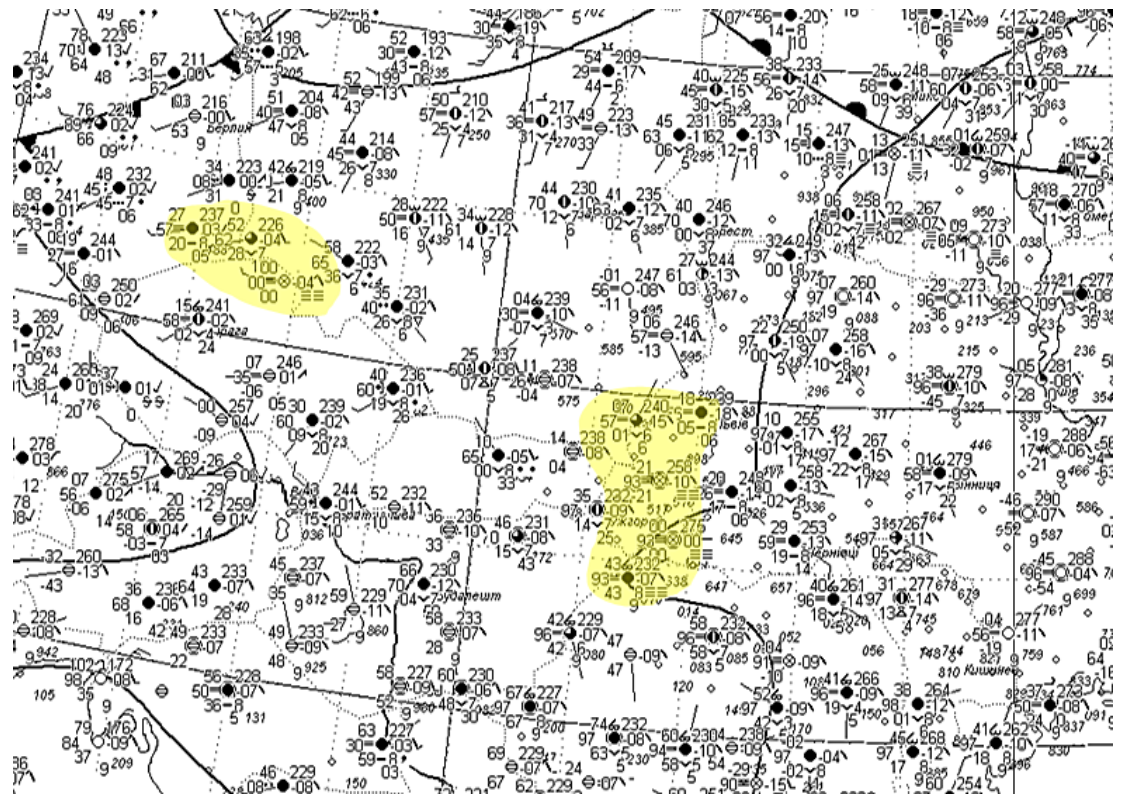
II тип. Сідловина над центральними районами України, на схід від якої розташований гребінь антициклону (рис. 1.4б). У цьому випадку адвективні тумани зазвичай спостерігаються над центральною Україною.

III тип. Переміщення меридіонально орієнтованих фронтів при активній циклонічній діяльності північніше України (рис. 1.4в). Тумани виникають в теплому секторі циклонів за умови, якщо швидкість вітру не перевищує

5-7 м/с. Зона туманів зміщується разом з теплим сектором. При прогнозі цих туманів задовільні результати дає використання методу екстраполяції.



а)



б)

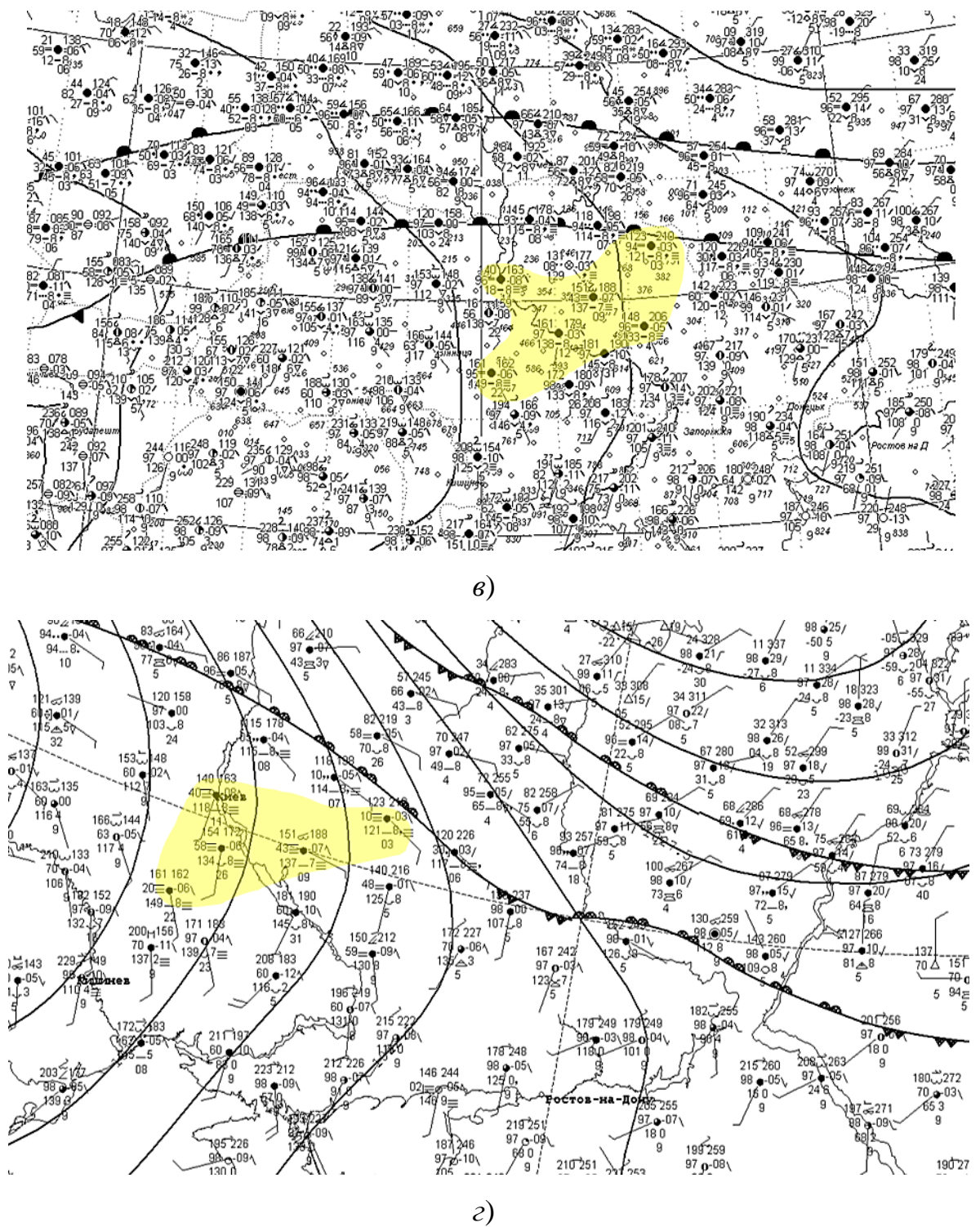


Рисунок 1.4 – Типи синоптичних умов, сприятливих для виникнення адвективних туманів

IV тип. Зонально орієнтована улоговина з фронтальними хвилями (рис. 1.4б). Характерною особливістю цього типу є інертність процесів.

Антициклон з півночі опускається дуже повільно. Над улоговиною у середній тропосфері спостерігається зональне перенесення.

Повторюваність цього типу невелика, але майже кожен його випадок супроводжується туманами [4].

1.4 Метеорологічні умови утворення туманів

До сприятливих *метеорологічних умов* виникнення радіаційного туману відносяться:

- незначна кількість хмарності після заходу Сонця;
- швидкість вітру біля поверхні землі від 1 до 4 м/с;
- висока відносна вологість повітря біля поверхні землі (понад 60% у момент заходу Сонця);
- додаткове зволоження повітря за рахунок опадів у другій половині дня;
- наявність приземної інверсії;
- увігнутий характер рельєфу.

При слабкому вітрі (менше 3-4 м/с) найхарактерніший вертикальний розподіл метеовеличин в різних стадіях розвитку радіаційного туману наведений на рис. 1.5. З нього видно, що на першій стадії утворюється звичайна радіаційна інверсія. Наявність слабого вітру біля землі і деяке посилення його з висотою сприяє виникненню турбулентності, яка забезпечує перенесення продуктів конденсації (сублімації) водяної пари від земної поверхні вгору і їх підтримання у приземному шарі[3].

Насичення повітря водяною парою досягається спочатку біля поверхні землі, де і утворюється туман. Його потужність швидко збільшується, хоча рідко буває більшою, ніж 200 м.

Найбільша водність і найменша видимість спостерігаються біля поверхні землі. Після цього, щойно потужність туману сягне 50-60 м, ефективно випромінювання на його верхній межі стане більшим, ніж на підстильній поверхні. Внаслідок цього, температура на верхній межі почне знижуватися швидше, ніж біля поверхні землі, приземна інверсія почне руйнуватися, що зумовить формування піднесеної інверсії поблизу верхньої

межі туману. Також поблизу верхньої межі туману збільшуватиметься водність [1].

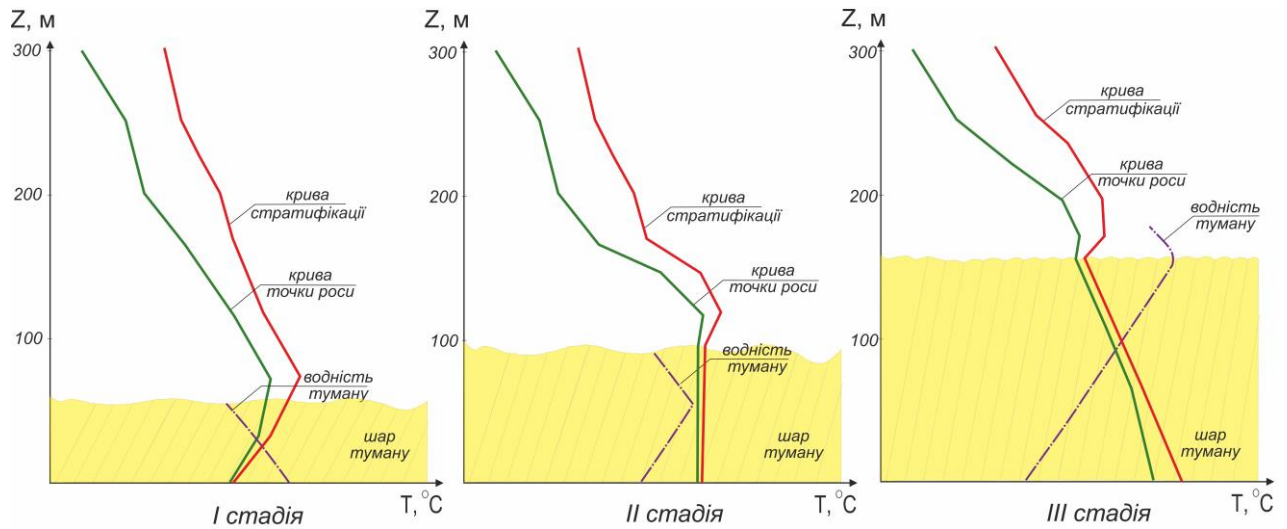


Рисунок 1.5 – Типова схема вертикально розподілу метеовеличин в радіаційному тумані для різних стадій його розвитку

Швидкість вітру має значний вплив на тип і інтенсивність утворення туману. Радіаційний туман, здебільшого, утворюється при штилі і швидкості вітру 1-2 м/с. У тих випадках, коли радіаційне охолодження підстильної поверхні, відбувається при штилі (швидкість вітру менше 1 м/с), турбулентний і молекулярний обмін має місце в тонкому шарі повітря. Приземна інверсія, що формується, має потужність кілька десятків метрів, а різниця температур біля землі і на верхній межі інверсії становить кілька градусів. Якщо в цьому випадку виконується умова $T = T_d$, відбувається конденсація водяної пари, що призводить до утворення низького (приземного) туману або до випадання роси. Випадання роси у приземному шарі різко зменшує вологість, що призводить до зменшення ймовірності утворення туману [22].

Швидкість вітру 3-4 м/с є граничною для виникнення туману. Однак низка досліджень підтверджує, що вони можуть виникати при швидкості вітру 4-7 м/с. При такій швидкості вітру, як правило, утворюється піднесена

інверсія тертя на висоті 150-200 м, що сприяє накопиченню під нею твердих домішок та продуктів конденсації (рис. 1.6). Внаслідок цього утворюється підінверсійний шар повітря, близький до стану насичення. Якщо надалі спостерігається приплив водяної пари знизу нагору, то під інверсією утворюється шар туману, нижня межа якого поступово знижується до землі.

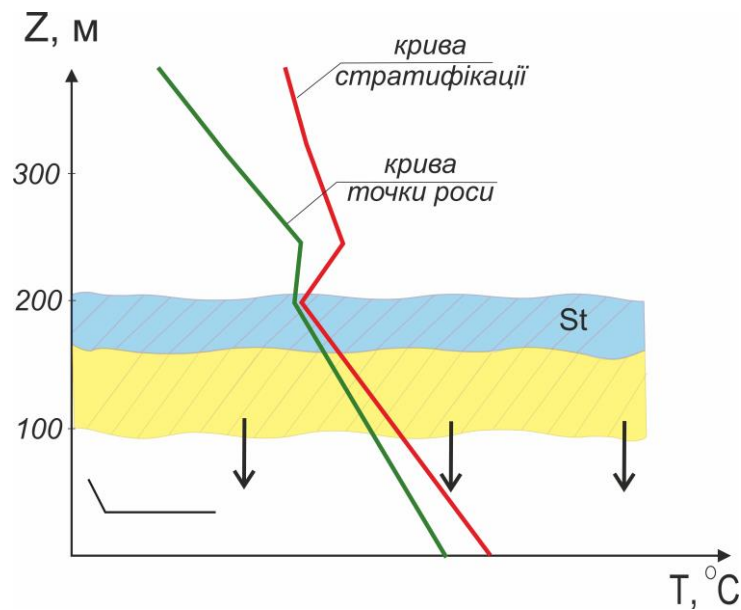


Рисунок 1.6 – Схема утворення радіаційного туману з шаруватої (*St*) хмарності

Сприятливою умовою є незначне посилення швидкості вітру з висотою. Так, за даними більшості кулепілотних спостережень швидкість вітру на висоті 100м становить від 1 до 5 м/с, на висотах 200-300м - від 1 до 7м/с, на висотах 800-1500м - від 2 до 9м/с. Наявність слабого вітру біля землі та деяке посилення його з висотою сприяє виникненню турбулентності, що визначає перенесення продуктів конденсації від земної поверхні вгору та їх підтримання у зваженому стані у граничному шарі [21].

До сприятливих *метеорологічних умов* утворення адвективних туманів відносяться:

- надходження відносно теплого і вологого повітря на холодну підстильну поверхню (інтенсивна адвекція тепла і вологи);

- суттєва різниця температур між повітряною масою і земною поверхнею;
- наявність піднесеної інверсії;
- помірно стійка стратифікація у підінверсійному шарі, слабкий міжрівневий турбулентний обмін;
- помірна швидкість вітру біля поверхні землі 3-6 м/с;
- збільшення або сталість частки водяної пари з висотою.

Механізм утворення адвективних туманів, головним чином, залежить від швидкості вітру і від горизонтального градієнта температури і вологості або, іншими словами, від інтенсивності адвекції (кута між ізобарами (ізогіпсами) і ізотермами (ізолініями вологості) і швидкості вітру).

На території України адвективні тумани виникають при надходженні морського помірного або морського тропічного повітря з Атлантики, Середземного або Чорного морів. Найчастіше цей вид туману виникає при температурі повітря від 5 до -5°C , як правило, над сніговим покривом, рідше - над вологим відкритим ґрунтом. За даними І. В. Кошеленко у 76% випадків адвективні тумани виникали над сніговим покривом і лише у 22% випадків над відкритим ґрунтом. Найбільш інтенсивні і тривалі тумани спостерігаються поблизу межі снігового покриву, де тепле повітря, що адвектується, з температурою вище 0°C сильно охолоджується через втрату тепла на танення снігу [6].

У більшості випадків (за даними М. Є. Берлянда у 71% випадків) адвективні тумани утворюються за наявності приземної або піднесеної інверсії на висоті 60-200 м.

Адвективні тумани над сушею виникають при швидкості вітру від 1-2 до 5-6 м/с. Швидкість вітру 9-10 м/с є практично граничною для утворення цього типу туманів. На півдні України адвективні тумани у випадку великих горизонтальних градієнтів температури можуть утворюватися і зберігатися при швидкості вітру 10-12 м/с.

Адвективні тумани можуть виникати у будь-який час доби, проте імовірність їх утворення збільшується у вечірні і нічні години. В цьому випадку відбувається додаткове охолодження повітря за рахунок радіаційного вихолодження, а самі тумани відносяться до адвективно-радіаційних. Адвективно-радіаційні тумани виникають при швидкості вітру 2-5 м/с.

Залежно від умов утворення розрізняють два види: адвективні тумани, які утворюються «знизу-вгору», і тумани з хмар, що опустилися, тобто тумани, які утворюються «згори-донизу».

Механізм утворення адвективного туману для першого випадку можна пояснити наступним чином. Відомо, що у районі формування повітря знаходиться в стані термічної рівноваги з підстильною поверхнею. Вертикальний розподіл температури в такій повітряній масі близький до адіабатичного, а вертикальний турбулентний теплообмін (рис. 1.7а) практично відсутній. Внаслідок зміни циркуляційних процесів тепла повітряна маса починає рухатися над холодною підстильною поверхнею. Механізм тепло- і вологообміну визначається інтенсивністю турбулентності і впорядкованими вертикальними рухами. Внаслідок вертикального обміну відбувається зміна профілю температури і точки роси (рис. 1.7б).

Охолодження повітря, що адвектується, починається біля земної поверхні, що зумовлює утворення приземної інверсії. При слабкому вітрі (0-3 м/с) збільшується вертикальна потужність інверсії, повітря в турбулізованому шарі, охолоджуючись, досягає стану насичення. Подальший процес конденсації водяної пари призводить до утворення туману, який може міняти свою інтенсивність і зростати по вертикалі. Вертикальна потужність туману залежить від швидкості вітру. Так, за даними М. Є. Берлянда, при швидкості до 4-5 м/с вертикальна потужність мало змінюється і складає 150-200 м.

При збільшенні швидкості вітру понад 5-6 м/с механізм утворення туману змінюється. Посилення вітру сприяє руйнації нижньої частини приземної інверсії і переходу її в піднесену на висоті 300-500 м (рис. 1.7в). Вертикальний градієнт температури стає більше вологадіабатичного, що посилює турбулентний обмін. Усе це зумовлює або підняття туману і перехід його в шарувату хмарність, або ж безпосереднє утворення хмарності. Для того, щоб хмарність перейшла в туман, потрібне зменшення вертикального градієнта температури до значень менше вологадіабатичного або послаблення турбулентного обміну внаслідок зменшення швидкості вітру (рис. 1.7г). Вертикальна потужність туману з хмар, що опустилися, коливається у ширших межах – у 30% випадків верхня межа спостерігається на висоті 100-200 м, у 62% – 250-600 м.

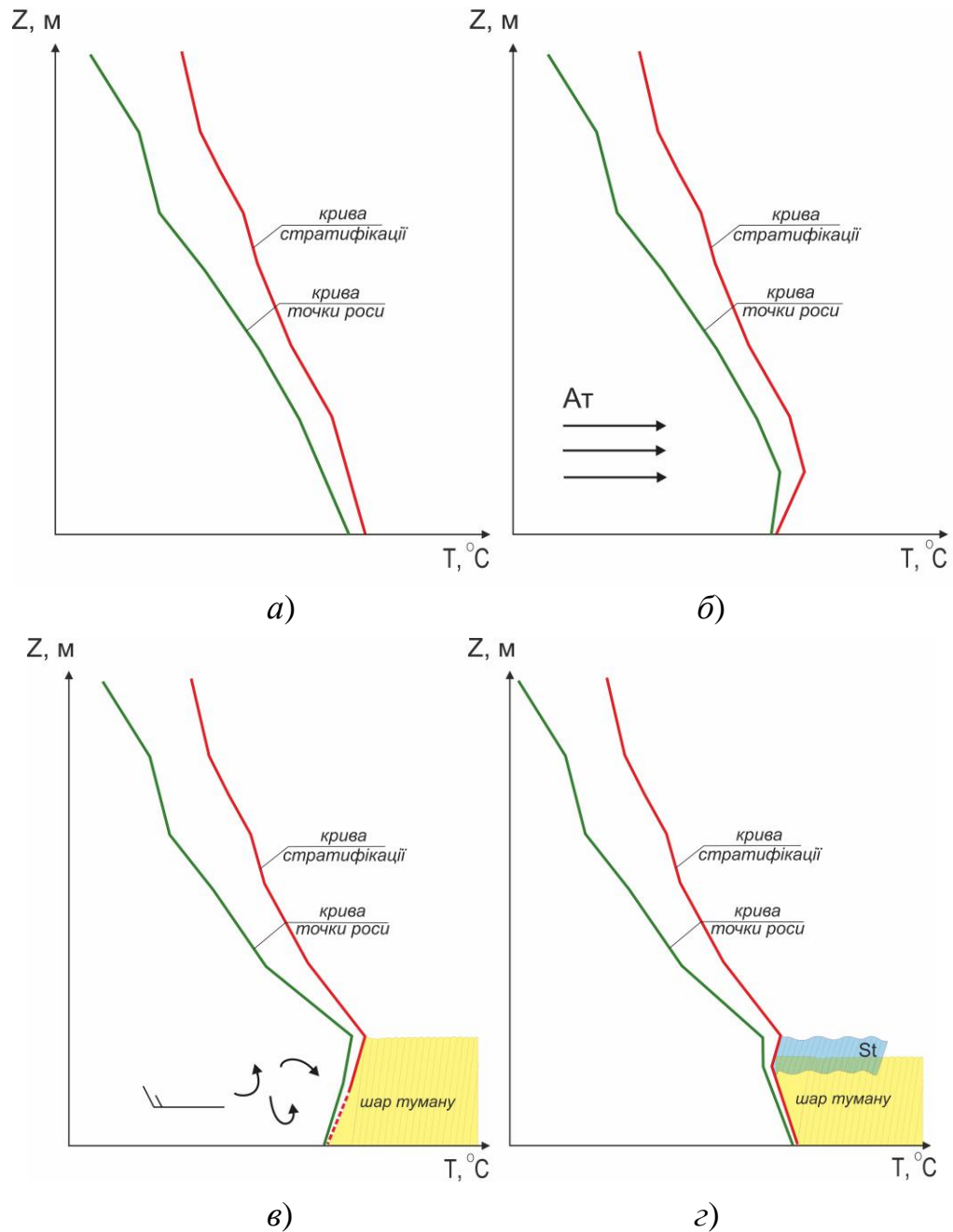


Рисунок 1.7 – Зміна профілю температури в процесі утворення адвективного туману

Зазвичай верхня межа туману співпадає з нижньою межею інверсії, але, якщо крива точки роси має інверсійний профіль, туман проникає в шар інверсії [3].

Тривалість адвективних туманів визначається тривалістю існування синоптичного положення, при якому сформувалася адвекція тепла, і метеорологічних умов, необхідних для збереження туману.

Як правило, синоптичні процеси, при яких утворюються адвективні тумани, досить інертні, тому ці тумани можуть існувати від декількох годин до декількох діб.

Адвективні тумани зазвичай виникають одночасно на багатьох метеорологічних станціях, утворюючи, на відміну від радіаційних туманів, суцільну зону великої горизонтальної протяжності.

Тривалість адвективних туманів визначається тривалістю існування синоптичного положення у якому почалася адвекція тепла та умов, необхідних для збереження туманів. Як правило, синоптичні процеси, при яких утворюються адвективні тумани, інертні, тому ці тумани можуть існувати від кількох годин до кількох діб. Адвективні тумани переважно виникають одночасно на багатьох метеорологічних станціях, утворюючи суцільну зону великої горизонтальної протяжності [26].

Орографічні тумани. Основною причиною утворення таких туманів є адіабатичне охолодження, що піднімається схилом (тумани сходження) і стік холодного повітря з височин до її підніжжя (тумани стоків).

Тумани стоків утворюються у низинах. Причиною утворення цього туману є стік холодного повітря схилом височини вниз. При цьому холодне повітря виявляється внизу, а вище за нього тепле, тобто виникає інверсія, під якою утворюється туман. Вертикальна потужність туману в середньому 25-30 м [27].

Туман випаровування. Сприятливі умови для виникнення туманів випаровування створюються у сильно вихолодженому над сушею повітрі. При зміщенні холодного повітря над теплою водною поверхнею інверсія руйнується до висоти 50-100 м. Шар повітря під інверсією стає нестійким і насичується водяною парою. Інверсія перешкоджає вертикальному обміну та поширенню водяної пари з холоднішим повітрям під шаром інверсії відбувається конденсація, яка призводить до утворення туману (рис. 1.8).

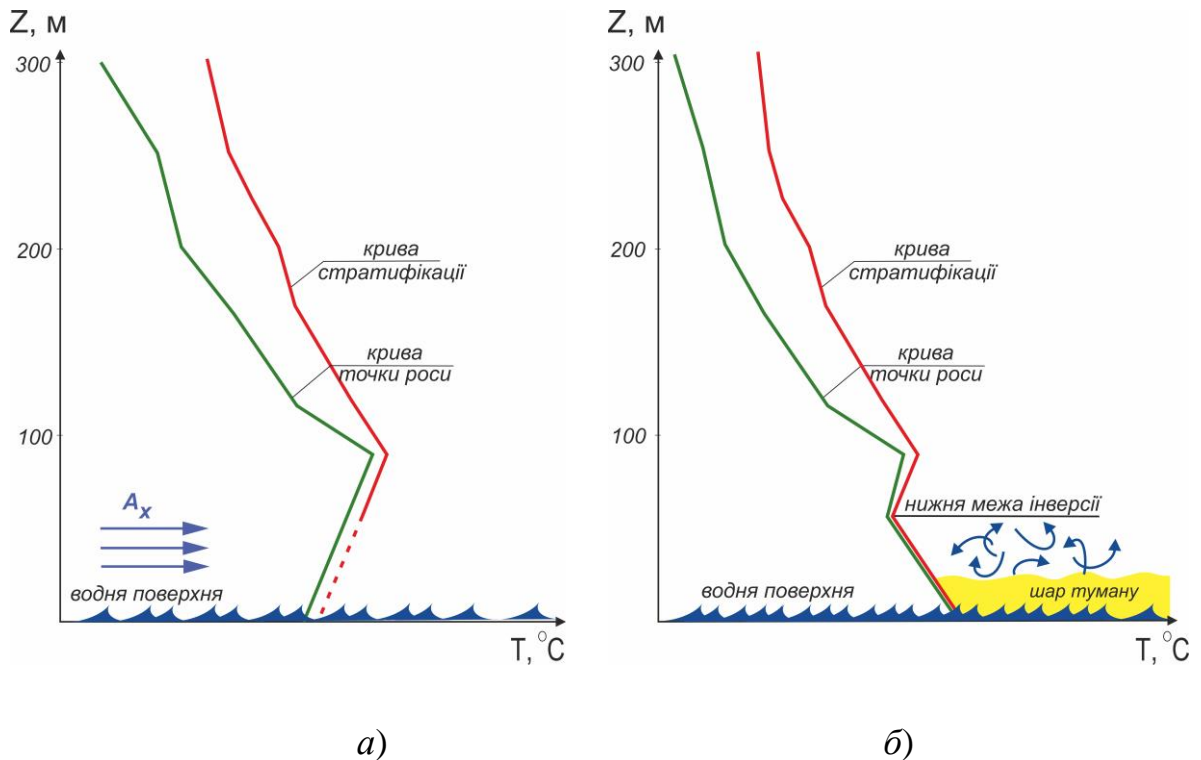


Рисунок 1.8 – Схема утворення туману випаровування

Зазвичай тумани випаровування спостерігаються при швидкості вітру 1-3 м/с, за низьких температур повітря туман може утворитися і існувати при швидкості вітру 5-6 м/с [29].

Фронтальний туман утворюється зазвичай в зимову пору року в порівняно вузькій зоні перед теплими фронтами оклюзії, що повільно рухаються, за типом теплового в холодному повітрі, насиченому водяною парою внаслідок випаровування тепліших крапель дощу і мряки. Додатковим фактором, що призводить до утворення фронтальних туманів, є випаровування з зволоженого ґрунту при турбулентному і адвективному охолодженні повітряної маси [10].

Метеорологічні умови, які є сприятливими для утворення фронтальних туманів:

- випадіння опадів у суху холодну повітряну масу, що зумовлює її швидке насичення вологою (температура теплового повітря на верхній межі фронтального шару вище 0°C , а різниця між нею та температурою біля поверхні землі становить $3-5^{\circ}\text{C}$);

- дефіцит точки роси поза зоною фронтальних опадів менший 2°C ;
- швидкість вітру в холодному підфронтальному повітрі не перевищує 6 м/с.

Слід відрізнити передфронтальний туман, який найчастіше утворюється перед фронтом за 150-200 км і туман фронту і пов'язаний з опусканням хмар до земної поверхні. Потужність фронтальних туманів є характеристикою, яка важко визначається, оскільки верхня межа туману, зазвичай, зливається з хмарністю.

2 ПРОГНОЗ РАДІАЦІЙНИХ ТУМАНІВ

2.1 Прогноз температури туманоутворення (Fog point)

Утворення радіаційного туману, головним чином, зумовлюється локальними змінами температури і вологості (адвективні зміни точки роси незначні). Розглянемо цей процес детальніше.

Процес досягнення температури туманоутворення (Fog point) відбувається наступним чином. У момент заходу Сонця (t_0) температура повітря і точка роси мають значення T_0 і T_d (рис. 2.1). Протягом ночі температура повітря знижується швидше, ніж температура точки роси. За умови $T = T_d$ відносна вологість повітря становитиме 100%. Але при наявності гігроскопічних ядер конденсація почнеться дещо раніше, а саме при температурі повітря T_k (час конденсації t_k), що перевищує температуру точки роси на деяку величину ΔT_1 .

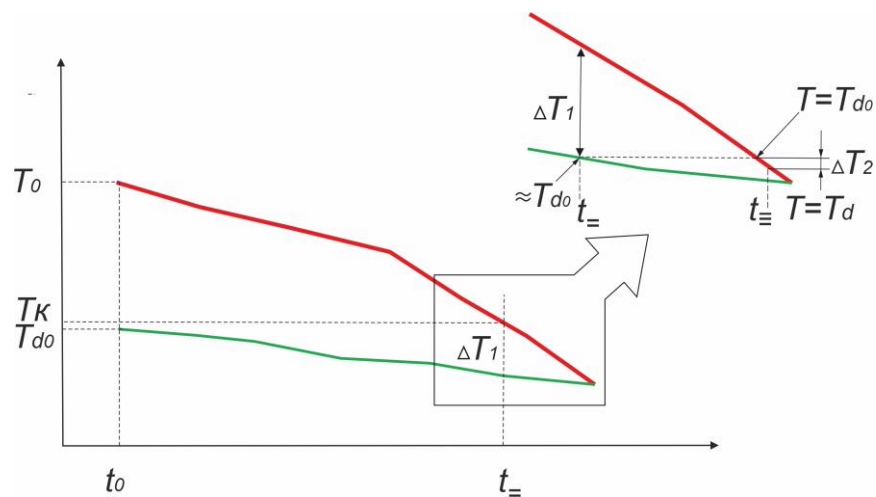


Рисунок 2.1 – До прогнозу температури туманоутворення

При цьому, туман утворюється не в момент початку конденсації, а тоді, коли в одиниці об'єму повітря утворюється концентрація крапель, яка відповідає погіршенню видимості до значень ≤ 1 км ($t_{=}$). Тобто після початку

конденсації потрібне певне додаткове зниження температури ΔT_2 , за умови, що точка роси протягом даного проміжку часу буде повільно знижуватися[3].

Необхідне для утворення туману зниження температури складається з двох величин: зі зниження температури до значення температури точки роси $\Delta T_1 = T - T_d$ і додаткового зниження ΔT_2 , яке необхідне, щоб сконденсувати кількість води у об'ємі повітря (δ , г/м³), яка б відповідала туману.

Таким чином, у дещо спрощеному виді, це можна сформулювати так – температура туманоутворення буде дорівнювати температурі точки роси у початковий момент T_{d0} , зменшеній на величину ΔT_2 , яка потрібна для досягнення необхідного значення (яке погіршить видимість < 1000 м) сконденсованої вологи у одиниці об'єму повітря. Формула для розрахунку температури туманоутворення, відповідно, матиме вид

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

де T_{d0} – температура точки роси у вихідний момент часу t_0 (рис. 2.1);

ΔT_2 – величина потрібного 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

$$\Delta T_{\text{H}} = D_0 + \Delta T_2,$$

Метод прогнозу температури туманоутворення за *методом Сандерса (Saunders Fog Point Method)* містить у собі порядок дій прогнозиста у загальному випадку, а також у двох специфічних типах – I та II (рис. 2.2).

У загальному випадку порядок визначення температури туманоутворення полягає у наступному (рис. 2.3):

1) від фактичних значень температури повітря біля поверхні землі та температури точки роси T_d у денний максимум визначити висоту рівня конденсації;

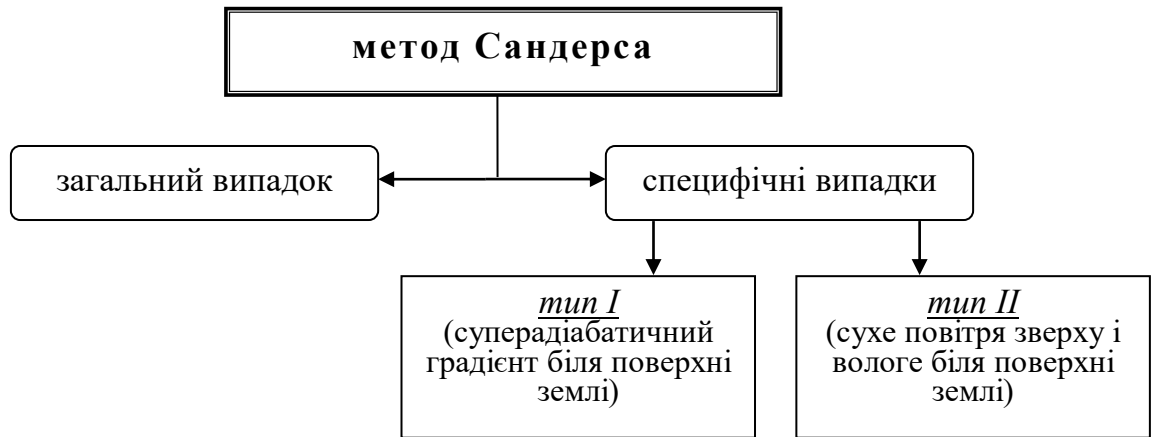


Рисунок 2.2 – Схема методу Сандерса для визначення температури туманоутворення

- 2) провести горизонтальну лінію на його рівні;
- 3) з точки перетину цієї лінії з кривою точки роси спуститися уздовж ізограми до ізобари приземного тиску. Знайдена температура і буде температурою туманоутворення.

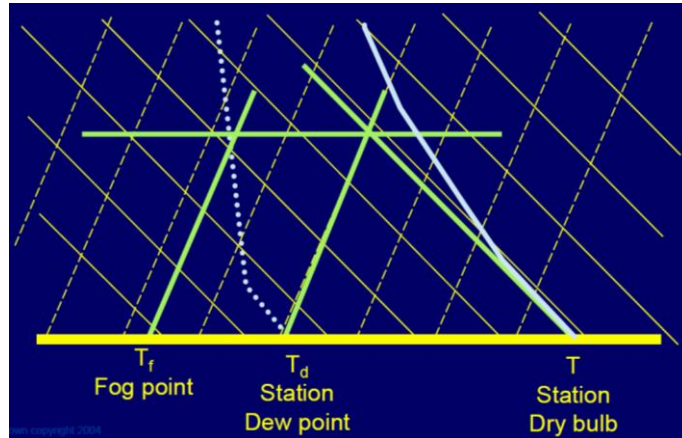


Рисунок 2.3 – Прогноз температури туманоутворення за методом Сандерса (загальний випадок) [39]

Для специфічних випадків стратифікації температури і вологості повітря Сандерс пропонує два інші алгоритми. У випадку *типу I* порядок визначення температури туманоутворення такий (рис. 2.4):

- 1) визначаємо частину кривої стратифікації, для якої характерний суперадіабатичний градієнт;
- 2) ігноруючи цей відрізок кривої стратифікації, продовжуємо до рівня ізобари приземного тиску її вище розташований профіль;
- 3) від одержаного значення приземної температури та значення температури точки роси у момент денного максимуму визначити рівень конденсації;
- 4) подальші дії згідно п.п. 2, 3 для загального випадку.

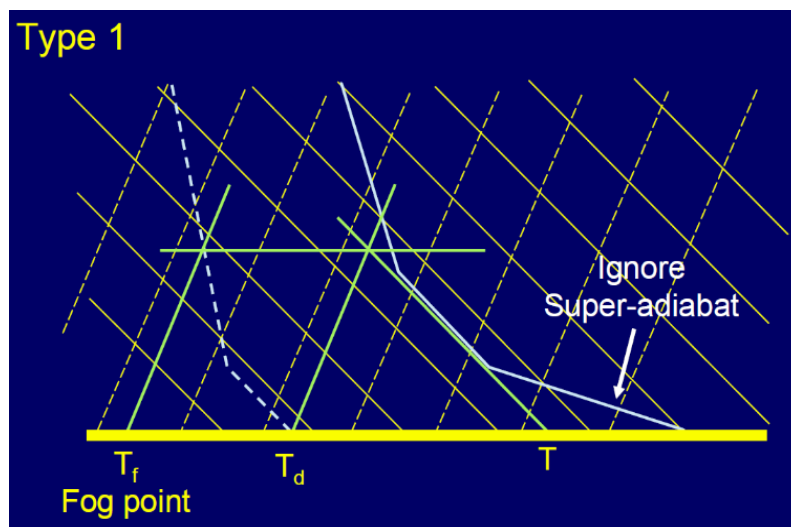


Рисунок 2.4 – Прогноз температури туманоутворення за методом Сандерса (специфічний випадок, *тип I*) [39]

Тип II специфічних випадків розподілу температури і вологості з висотою стосується такої структури їх розподілу, коли з певного рівня спостерігається різке збільшення значень дефіциту точки роси, при цьому у нижніх шарах розташовується вологе повітря. У цьому випадку дії прогнозиста за стандартною процедурою призводять до хибних результатів (рис. 2.5).

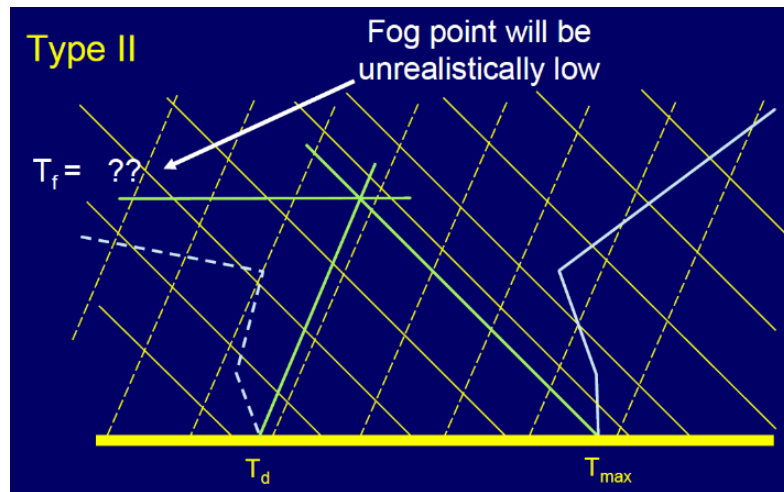


Рисунок 2.5 – До визначення температури туманоутворення
(специфічний випадок, *тип II*) [23]

У цьому випадку необхідно:

- 1) проігнорувати відрізок кривої точки роси, з якого починається різке збільшення дефіциту точки роси;
- 2) продовжити той профіль кривої точки роси, який спостерігається у нижче розташованому шарі, зайнятого вологим повітрям;
- 3) від значення приземної температури та значення температури точки роси у момент денного максимуму визначити рівень конденсації, провести горизонтальну лінію на його рівні;
- 4) від точки перетину цієї лінії з проектрапольованим профілем кривої точки роси спуститися уздовж ізограми до ізобари приземного тиску, де зняти значення температури туманоутворення.

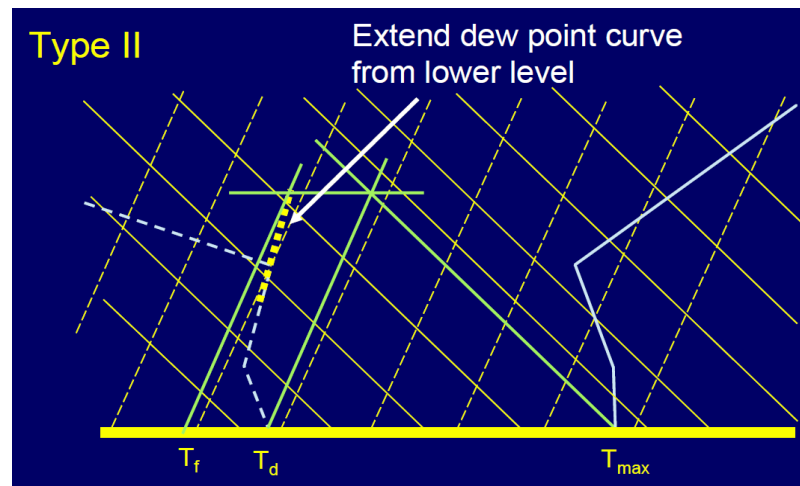


Рисунок 2.6 – Прогноз температури туманоутворення за методом Сандерса (специфічний випадок, тип II) [39]

Крім цього Сандерс рекомендує враховувати таке:

- якщо інверсія осідання знаходиться у межах 30 гПа шару від поверхні землі, то температура туманоутворення буде дорівнювати температурі точки роси біля поверхні землі;
- якщо вдень спостерігався дощ, то значення температури туманоутворення буде дещо вищим за розрахункове;
- якщо радіозонд піднімався під дощем, то значення температури туманоутворення буде дещо нижчим розрахункового;
- якщо після досягнення денного максимуму температури морський бриз сягає пункту прогнозу, використовуйте значення температури точки роси у прибережному районі в якості температури туманоутворення;
- якщо розрахункова температура туманоутворення нижча 0°C , то дійсна температура туманоутворення буде дещо нижчою через утворення паморозі.

Прогностичні висновки щодо можливості утворення туману Сандерсом пропонується робити на підставі різниці між температурою туманоутворення і мінімальною температурою $\Delta T = T_T - T_{\min}$ за даними таблиці 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

Спосіб А. С. Зверєва. Прогноз температури туманоутворення розробляється за значеннями температури T і відносної вологості повітря R за 18 (19) годин з використанням номограми (рис. 2.7).

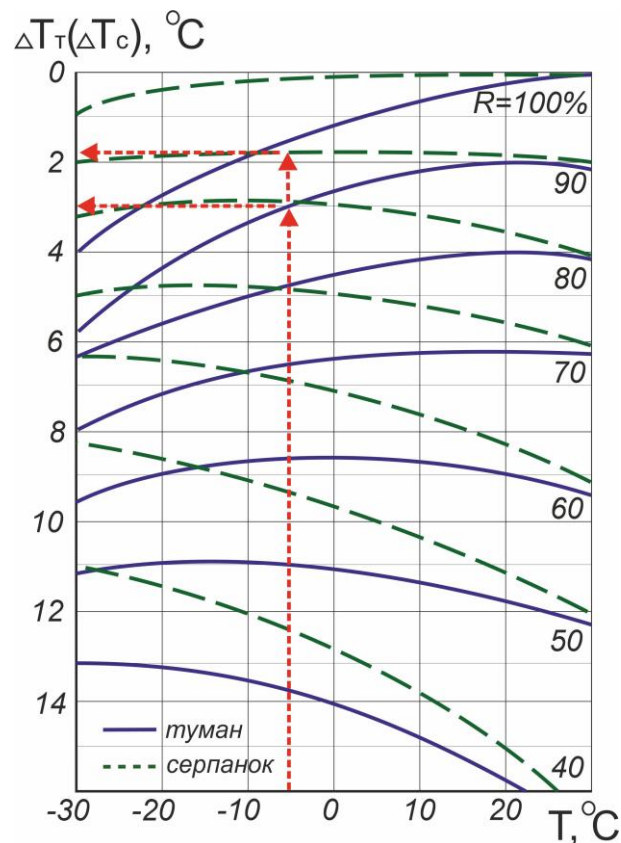


Рисунок 2.7 – Номограма для визначення нічного зниження температури ΔT_m , необхідного для виникнення туману (пунктирні криві для серпанку) [9]

При цьому за допомогою суцільних ліній визначається зниження температури, необхідне для утворення туману (ΔT_m), а за допомогою пунктирних – для утворення серпанку (ΔT_c).

Далі за формулою $T_m = T_0 - \Delta T_m$ ($T_c = T_0 - \Delta T_c$) визначається температура туманоутворення (температура утворення серпанку).

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. 2.8).

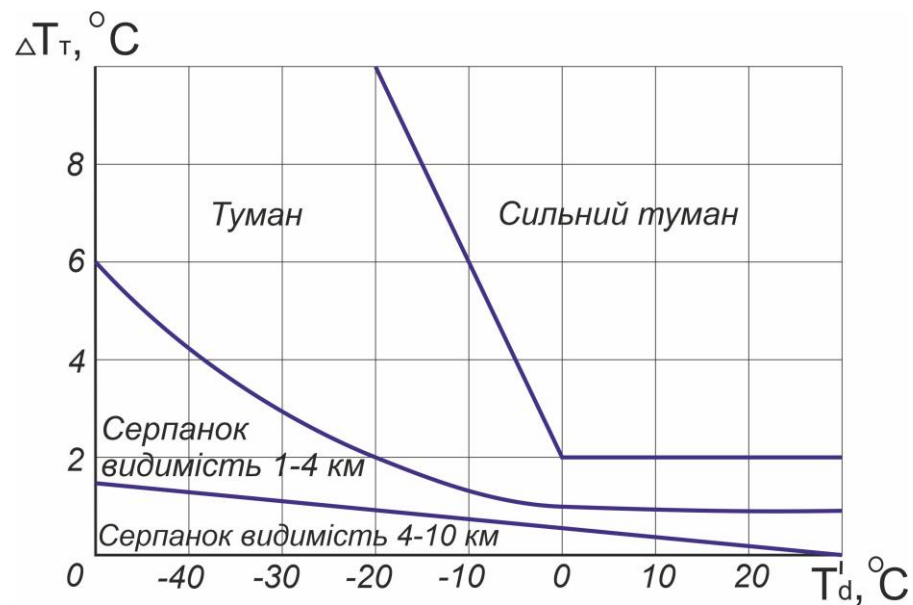


Рисунок 2.8 – Номограма для розрахунку додаткового зниження температури повітря ΔT_m , необхідного для утворення туману різної інтенсивності за даними про температуру точки роси за 18 год. місцевого часу [9]

Метод Кредока і Прічарда (Craddock & Prichard Method). Формула Кредока та Прічарда має вид [23]:

$$T_f = 0,044T + 0,844T_d - 0,55 + A \quad (2.2)$$

де T_f – температура туманоутворення;

T – максимальна температура;

T_d – температура точки роси при денному максимумі температури;

A – змінний коефіцієнт.

Формула розроблена для використання даних радіозондування за 12 UTC. Змінний коефіцієнт A розраховується шляхом визначення середнього значення кількості хмарності та швидкості геострофічного вітру ввечері, середині ночі та зранку за даними таблиці 2.2.

Таблиця 2.2 – До визначення коефіцієнту A

Середня кількість хмарності, октанти	Середня швидкість геострофічного 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, 00 та 06 СГЧ		

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

Не зупиняючись на способах прогнозу радіаційного туману, які достатньо висвітлені у [3], розглянемо способи діагнозу і прогнозу характеристик, які будуть впливати на його еволюцію і, відповідно, на тривалість існування.

Для розв'язання низки задач, пов'язаних з метеорологічним забезпеченням авіації, виникає необхідність прогнозу вертикальної товщини шару туману. Її значення впливатиме на час його існування – чим вона більше, тим довше існуватиме туман через необхідність тривалішого прогрівання підстильної поверхні для його розсіяння.

Відомості про повторюваність вертикальної товщини туманів над територією України наведені у таблиці 2.3.

Таблиця 2.3 – Повторюваність вертикальної 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

Якщо небо видно, то доцільно використовувати візуальну оцінку – товщина сильного туману становить близько 5 гПа, а слабкого близько 10 гПа.

У випадку, коли небо не видно, доречним для прогнозу є *метод Геффера (Heffer's estimate)*. Він полягає у тому, що при оцінці верхньої межі шару туману, для якої використовуються дані нічного радіозондування, можливі два випадки – з наявністю приземної радіаційної інверсії і без неї.

У першому випадку від «носа» інверсії необхідно піднятися по кривій стратифікації на 5 гПа, що приблизно відповідатиме зниженню температури на 1,5°C. Далі необхідно з'єднати одержану точку зі значенням мінімальної приземної температури (рис. 2.9а). Точка перетину одержаної прямої з кривою точки роси буде відповідати верхній межі шару туману[24].

У іншому випадку, коли інверсія ще не сформувалася, необхідно піднятися по кривій стратифікації на 35 гПа від значення приземного тиску. Одержана точка з'єднується з нічним мінімумом температури біля поверхні землі. Подальший алгоритм аналогічний описаному вище (рис. 2.9б).

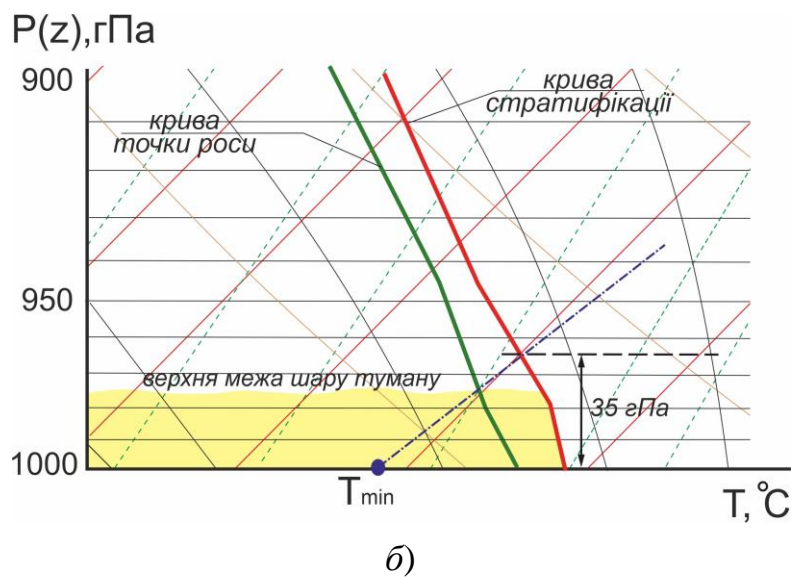
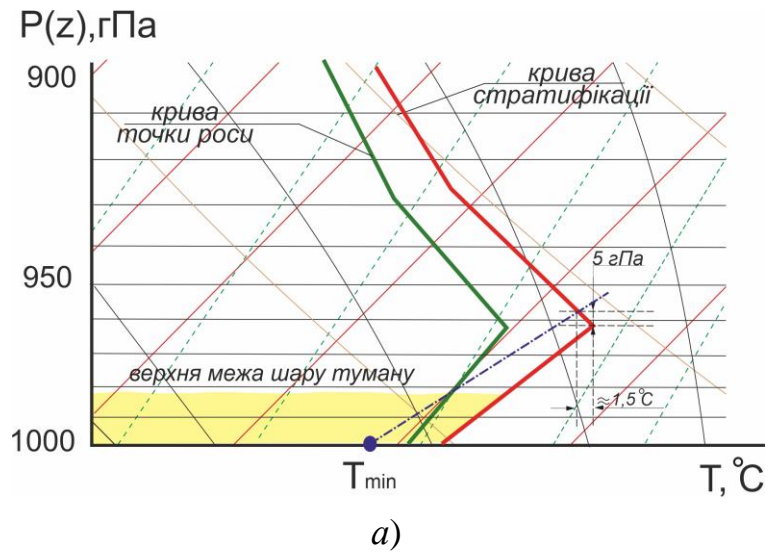


Рисунок 2.9 – Оцінка верхньої межі шару туману за способом Геффера (Heffer's estimate)

a) у разі наявності радіаційної інверсії; *б)* у разі відсутності радіаційної інверсії.

Найпростіший спосіб прогнозу часу утворення туману полягає у графічному врахуванні зміни температури повітря і температури точки роси у часі (рис. 2.10).

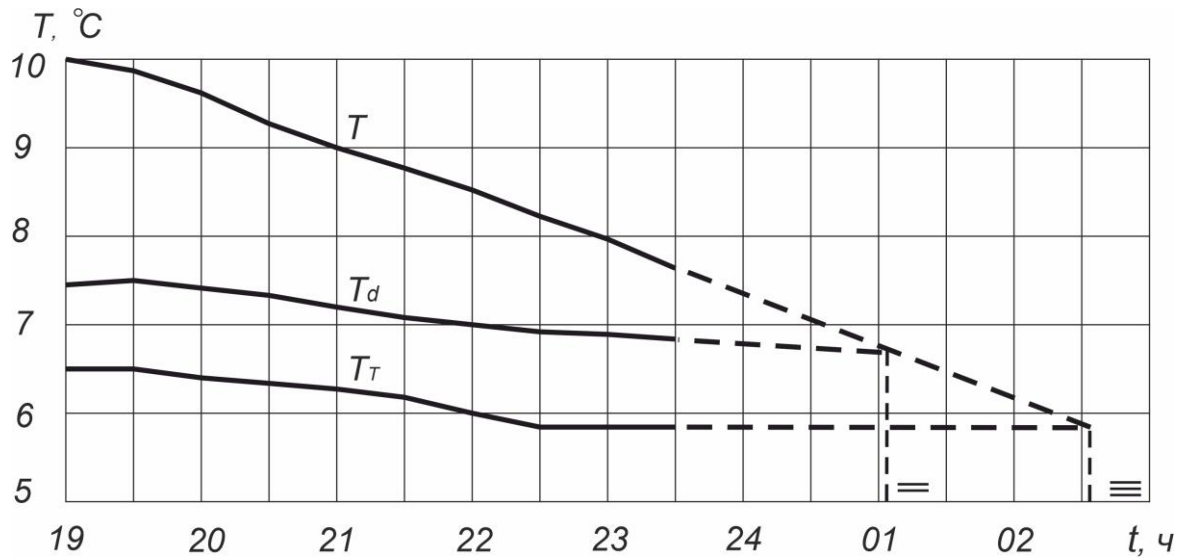


Рисунок 2.10 – Графічний спосіб визначення часу утворення туману
(по М.В.Петренку)

Згідно з ним, будуються графіки погодинних (півгодинних) змін температури повітря T , точки роси T_d і температури туманоутворення ($T_m = T_d - 1$). Після цього, за декількома останніми значеннями T , T_d і T_m проводиться лінійна екстраполяція цих величин на декілька годин вперед. Точка перетину графіків T і T_d відповідатиме часу утворення серпанку, а графіків T і T_m – часу утворення туману [38].

Інший спосіб прогнозу часу утворення радіаційного туману, запропонований Р.М. Меджитовим, полягає у його визначенні шляхом використання формул:

$$t_{\equiv} = t_{з.с.} + \frac{T - T_m}{\Delta T_{t^-}};$$

$$t_{p.m.} = t_{с.с.} + \frac{T_d - T_{min}}{\Delta T_{t^+}},$$

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

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

ΔT_{t^-} , ΔT_{t^+} – щогодинні зміни температури повітря від заходу Сонця до моменту утворення туману і від сходу Сонця до моменту розсіяння туману.

Для середніх широт значення ΔT_{t^-} і ΔT_{t^+} наведені у таблиці 2.4.

Таблиця 2.4 – Щогодинні зміни температури повітря після заходу Сонця

 ΔT_{t^-} і 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

Спосіб прогнозу часу утворення туману, запропонований А. С. Зверевим [13], визначається у такому порядку:

- обчислюється відношення $\Delta T_m / \Delta T_n$;
- за графіком (рис. 2.11) визначається доля ночі n до моменту утворення туману (повна тривалість ночі приймається за одиницю, $n = 1$);
- розраховується час утворення туману.

Приклад: $\Delta T_m / \Delta T_n = 0,6$; відповідно за графіком $n = 0,4$. Нехай захід Сонця відбувається о 20 годині, а схід о 06 год. (тривалість ночі становить $\Delta t = 10$ год. або 600 хв.). Відповідно $(600 \times 4) / 10 = 240$ хв. = 4 год. Додаємо до часу заходу Сонця одержане значення і одержуємо час утворення туману: 20 год. + 4 год. = 24 год. Аналіз графіка показує, що чим більше значення $\Delta T_m / \Delta T_n$, тим ближче до сходу Сонця утворюється туман.

Прогноз часу розсіяння радіаційного туману складається з урахуванням відомої чи передбачуваної його вертикальної і горизонтальної протяжності, а також широти місця і сезону.

Влітку швидке прогрівання підстильної поверхні, зазвичай, забезпечує розсіяння радіаційного туману через 1-2 години після сходу Сонця, в перехідні сезони року туман може зберігатися протягом 3-5 годин після сходу Сонця. Взимку, особливо над сніговим покривом, денне прогрівання незначне, тому туман, що утворився може існувати навіть протягом дня [37].

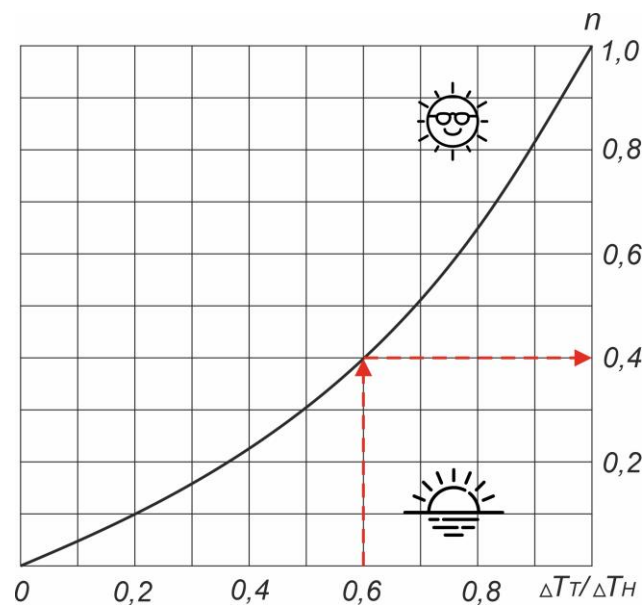


Рисунок 2.11 – Графік для прогнозу часу утворення радіаційного туману

Стійкість туману у часі залежить як від макроциркуляційних процесів, так і від його мікроструктурних характеристик. Наприклад, у колоїдально-нестійкому тумані відбувається безперервне випадіння крапель туману на горизонтальні і вертикальні предмети. Тому, якщо інтенсивність утворення і зростання нових крапель менше швидкості осідання, водність туману зменшується і він слабшає [35].

Основними причинами, що зумовлюють розсіяння туманів до сходу Сонця, є:

- зміна синоптичної ситуації – посилення швидкості вітру (до 7-10 м/с над узбережжям моря, до 10-12 м/с над сушею і до 15-20 м/с у глибоких улоговинах, які лежать поперек вітрового потоку), зміна його напрямку, адвекція холоднішого повітря з меншими значеннями точки роси (близько 30% випадків));
- радіаційне прогрівання підстильної поверхні і приземного шару повітря (близько 60% випадків). За умови наявності в тумані промислових викидів, які сильно поглинають радіацію, повітря може безпосередньо нагріватися за їх рахунок, що також зумовлює розсіяння туману;
- коагуляція і осідання крапель туману на горизонтальні і вертикальні предмети, особливо при його колоїдальній нестійкості;
- випаровування крапель туману при їх турбулентному виносі через його верхню межу у сухе повітря, турбулентне «розбухання» шару туману.

При руйнації затримуючого шару спостерігається проникнення сухого повітря у шар туману і за рахунок перерозподілу температури і вологості відбувається його розсіяння або перехід у розірвано-шарувату хмарність;

- адиабатичне нагрівання шару повітря під впливом впорядкованих низхідних рухів, що зумовлює випаровування крапель (зниження інверсії осідання з одночасним збільшенням дефіциту точки роси на 3°C і більше);
- розсіяння туману під впливом випадіння холодніших за повітря крапель дощу або снігу;
- адвективне знесення обмеженої зони туману.

Проте важливо, щоб кількісне врахування чинників, які впливають на цей процес, ґрунтувалося на вихідних даних, які є в наявності у синоптика.

Прогноз часу розсіювання туманів за рахунок радіаційного прогрівання при сталій синоптичній ситуації є складнішим. Дослідниками розроблені методи, які враховують вплив оптичної щільності туману, величини впорядкованих низхідних рухів або інтенсивності осідання крапель туману на вертикальні і горизонтальні предмети на час розсіяння туману[3].

Найпростіший спосіб прогнозу часу розсіяння радіаційного туману полягає у екстраполюванні підвищення температури в ранкові години з урахуванням ходу температури за попередню добу і типового добового ходу температури у даному пункті. Розсіяння туману можна очікувати, коли температура повітря у приземному шарі підвищиться до її значення у момент його утворення.

Приклад графічної побудови прогнозу часу розсіяння туману наведено на рисунку 2.12.

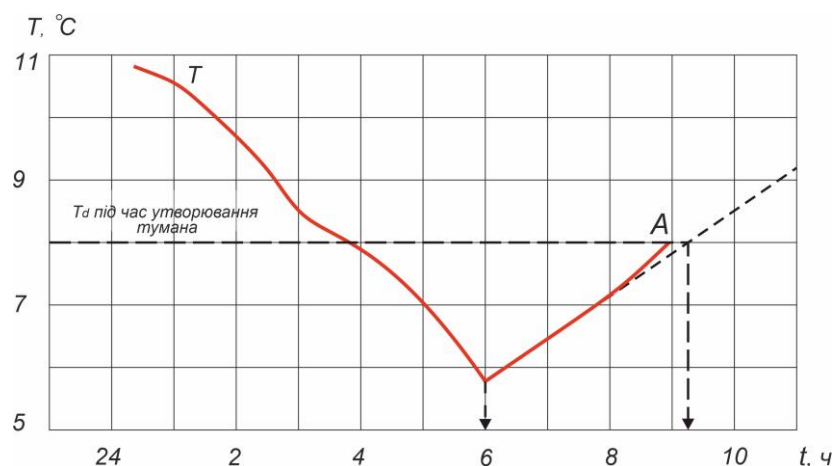


Рисунок 2.12 – Графічний спосіб прогнозу часу розсіяння туману

Цей зв'язок є досить стійким влітку для випадків колоїдально-стійких туманів. У холодний період року, коли зростає проміжок часу між заходу Сонця і часом розсіяння туману, а тумани стають колоїдально-нестійкими, зазначений зв'язок порушується адвекцією.

Для підвищення ефективності прогнозу І. В. Кошеленко пропонує у якості вихідних даних використовувати значення температури точки роси у момент утворення туману або, якщо туман утворився у другій половині ночі, за строки 01 або 05 годин.

Якщо туман колоїдально-стійкий і втрати вологи відсутні, то він має розсіятися при температурі, яка дорівнює температурі точки роси при його утворенні. У випадку колоїдально-нестійкого туману і наявності втрат води з туману, його розсіяння має відбутися при температурі повітря нижче точки роси у момент його утворення, тобто дещо раніше, ніж при відсутності втрат вологи [12].

Експериментальна перевірка для ст. Київ гіпотези про те, що тумани розсіюються при температурі, яка дорівнює температурі точки роси при його утворенні, не підтвердилася. Виявилось, що температура розсіяння туману виявилася на 1-2°C вищою температури точки роси у момент його утворення. Це, найшвидше, пов'язано з тим, що при радіаційному прогріванні через значну термічну стійкість тепло від ґрунту повільно поширюється догори. Часто у нижньому 5-10 метровому шарі встановлюються суперадіабатичні градієнти температури, що ускладнює турбулентний обмін і розсіяння туману [3].

Таким чином, прогноз часу розсіяння радіаційного туману рекомендується розробляти наступним чином:

1) для конкретного пункту будується графік залежності між температурою точки роси в момент утворення туману (або за строки 01 (05) годин) і температурою у момент розсіяння туману;

2) будується графік емпіричної залежності між підвищенням температури повітря (за відсутності адвекції) $\Delta T = T_p - T_{min}$ і часом (в годинах) розсіяння туману, який відраховується від моменту сходу Сонця для різних місяців.

Якщо прогноз часу розсіяння туману здійснюється вранці, то значення T_{min} береться фактичне, якщо ж прогноз розробляється з більшою завчасністю, то використовується її прогностичне значення [36].

Для визначення часу розсіяння радіаційного туману при зміні синоптичної ситуації І.В. Кошеленко запропонована емпірична формула

$$t_p = 1,7 \frac{\sigma H^2}{\rho \Delta k} \quad (2.3)$$

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

Час розсіяння туману (в годинах) відраховується від строку останньої кільцевої карти. У таблиці 2.5 наведена повторюваність розсіяння туманів в залежності від різних значень посилення швидкості градієнтного і фактичного вітру.

Оскільки визначення водності туману і коефіцієнту турбулентності у оперативній практиці дещо ускладнено, формула (2.3) може бути спрощена за рахунок використання відомого співвідношення Траберта $L_m = 18 / \sigma$ та виразу $\Delta k = 0,5 \Delta u$, де Δu – зміна у часі швидкості градієнтного вітру.

Наближено одержимо

$$t_p = 5,2 \cdot 10^{-2} \frac{H^2}{L_m \Delta u} \quad (2.4)$$

Цю формулу можна використовувати для прогнозу часу розсіяння туману, спрогнозувавши величину зміни градієнтного вітру або швидкість фактичного вітру на 6-8 годин [41].

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	10	0	0

Загальний алгоритм прогнозу розсіяння туману, який пропонується кількома іноземними авторами, можна представити наступним чином:

- проаналізувати синоптичну ситуацію на предмет визначення іншого, окрім прогрівання підстильної поверхні, механізму розсіяння туману;
- розрахувати мінімальну температуру (перед сходом Сонця);
- обрати репрезентативне радіозондування;
- змінити вертикальний профіль температури на підставі спостережень за станом неба і значення мінімальної температури;
- визначити температуру і час розсіяння туману;
- розрахувати температуру розсіяння розірвано-шаруватої хмарності у випадку глибокого туману, який вкриває значну площу;
- проаналізувати можливість сповільнення або прискорення розсіяння туману за рахунок місцевих умов [3].

Суть *методу Джефферсона (Jefferson method)* полягає у тому, що криву стратифікації, побудовану за даними нічного радіозондування, необхідно трансформувати таким чином, щоб вона містила у своїй структурі приземну радіаційну інверсію, яка, зазвичай, виникає перед світанком і у низці випадків не виявляється за даними нічного радіозондування, оскільки на час його проведення температура не досягає свого мінімального значення[36].

Від точки перетину кривої точки роси і трансформованої кривої стратифікації необхідно опуститися уздовж вологої адиабати до рівня приземного тиску (рис. 2.13).

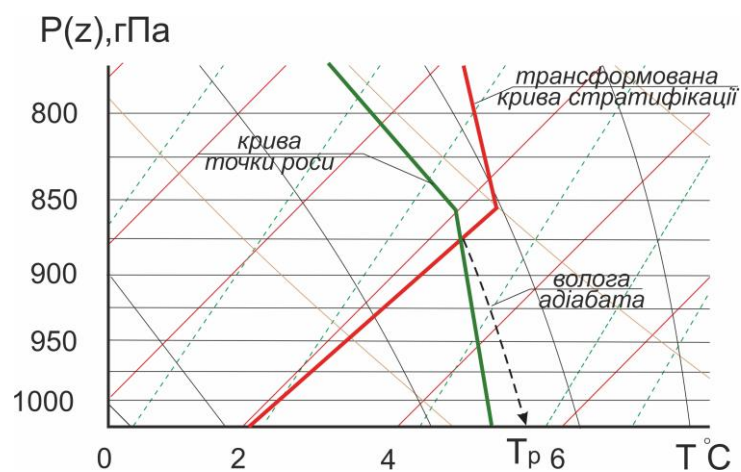


Рисунок 2.13 – Схема визначення температури розсіяння туману за методом Джефферсона (Jefferson)

Одержане значення такої «температури точки роси» приймається за температуру розсіяння туману T_p , при досягненні якої туман переходить у розірвано-шарувату хмарність.

Якщо ж відкласти це значення температури T_p на верхній межі туману і опуститися вниз уздовж сухої адиабати, то ми одержимо температуру повітря, при досягненні якої відбудеться деградація розірвано-шаруватої хмарності $T_{p.x}$ (рис. 2.14).

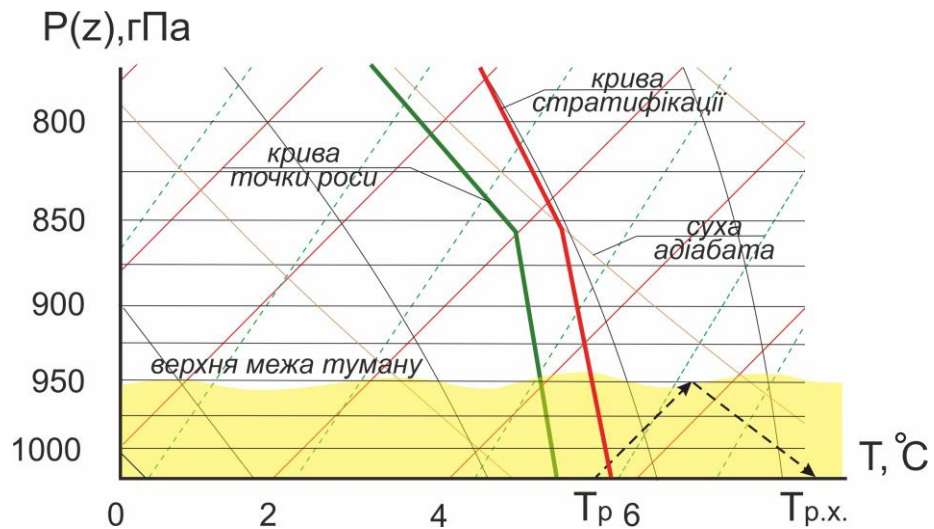


Рисунок 2.14 – Схема визначення температури повітря, при якій відбувається деградація розірвано-шаруватої хмарності після розсіяння радіаційного туману за методом Джефферсона (Jefferson)

Метод Бертрама (Barthram method), розроблений для британських синоптиків, дозволяє визначити час розсіяння туману, використовуючи результати розрахунку за методом Джефферсона. Вихідними даними для його реалізації є вертикальна потужність туману (zPa), температура біля поверхні землі перед сходом Сонця T_1 і температура розсіяння туману T_2 , одержана за методом Джефферсона[35].

На графіку (рис. 2.15) 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.

Аналогічним чином рухаємося горизонтально праворуч до перетину з кривою, яка позначає відповідний період року. Від точки перетину з цією кривою необхідно опуститися вертикально вниз до шкали, яка показує час розсіяння туману. Оскільки ця діаграма призначена для використання на території Великобританії, UTC може інтерпретуватися як місцевий час [35].

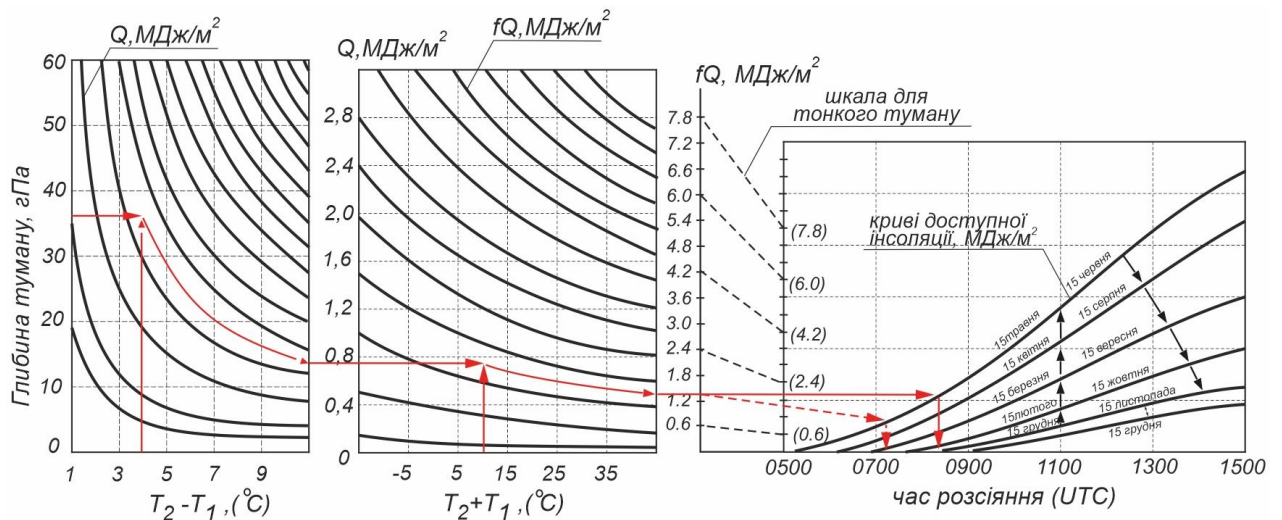


Рисунок 2.15 – Номограма для визначення часу розсіяння туману за методом (Barthram)

Якщо за попередньою оцінкою очікується тонкий туман (тонким туманом вважаються випадки, коли горизонтальна видимість більше 600 м або вертикальна потужність туману менше 20 гПа (кожні 300 футів (91,44 метра) вертикальної товщини відповідають 10 гПа)), то величину сонячної радіації необхідно зменшити на третину. Для цього від значення на вертикальній шкалі необхідно спуститися уздовж діагональних ліній до шкали тонкого туману, а далі виконати ту ж процедуру, яка описана вище[36].

З ВПЛИВ ТУРБУЛЕНТНИХ ПОТОКІВ ТЕПЛА І ТЕМПЕРАТУРНОЇ СТРАТИФІКАЦІЇ У ГРАНИЧНОМУ ШАРІ АТМОСФЕРИ НА ЕВОЛЮЦІЮ РАДІАЦІЙНИХ ТУМАНІВ

3.1 Характеристика вихідних даних і алгоритму розрахунку

Прогноз утворення радіаційних туманів, як правило, полягає у порівнянні мінімальної температури повітря з температурою туманоутворення. Якщо прогноз першої величини добре опрацьований, то труднощі прогнозу другої пов'язані, насамперед, з необхідністю визначення додаткового зниження температури (після досягнення нею значення температури точки роси приблизно у момент заходу Сонця), необхідного для конденсації певної кількості води у одиниці об'єму повітря, яке й забезпечить досягнення критеріального значення горизонтальної видимості [15].

Це додаткове зниження, залежить від багатьох факторів – турбулентного переносу тепла й вологи, наявності або відсутності їх адвекції, а також процесів конденсації і випаровування з підстильної поверхні. Методики врахування усіх цих чинників висвітлені, наприклад, у [3]. Набагато менше уваги приділено аналізу особливостей температурної стратифікації граничного шару атмосфери на утворення туманів, хоча вони є дієвим механізмом формування у ньому турбулентного перенесення тепла й вологи.

Спроби врахування впливу температурно-вологісної стратифікації граничного шару атмосфери на температуру туманоутворення висвітлені у роботах Сандерса [39], які, з одного боку, не дають відповіді на питання щодо динаміки розвитку процесу туманоутворення, а з іншого – прив'язані до строків радіозондування атмосфери, що, безумовно, дещо не узгоджується з фізикою процесу і знижує ефективність застосування прогнозу у практичній діяльності.

Процес охолодження повітря, який є необхідною умовою утворення туману, відбувається у граничному шарі завдяки турбулентному перемішуванню у вертикальній площині, кількісним виразом якого є коефіцієнт турбулентності. Турбулентний потік тепла, який розраховується за формулою

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

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;

через співвідношення з величиною ефективного випромінювання підстильної поверхні визначає тип стратифікації граничного шару. Рівність величин турбулентного потоку і ефективного випромінювання означатиме утворення рівноважних умов (ізотермія), за умови $E_0 > c_p \cdot \rho \cdot k \cdot \gamma_a$ (2) спостерігатиметься приземна інверсія, а при $E_0 < c_p \cdot \rho \cdot k \cdot \gamma_a$ (3) – піднесена [15].

Таким чином, вказаний критерій, імовірно, дає змогу здійснювати прогноз еволюції туману, оскільки коливання видимості у ньому пов'язані з вертикальною перебудовою температурно-вологісної стратифікації. До утворення туману і на початку його існування виконується умова (2), що зумовлює утворення приземної інверсії, погіршення видимості біля поверхні землі і, у той же час, зниження величини ефективного випромінювання підстильної поверхні. Після цього випромінюючою поверхнею стає верхня межа шару туману, турбулентний потік тепла спрямовується вниз, приземна інверсія трансформується у піднесену (або взагалі руйнується), видимість біля землі покращується, що є свідченням виконання умови (3) [15].

Метою роботи є визначення ролі турбулентних потоків тепла у граничному шарі атмосфери при утворенні радіаційних туманів та їх впливу

на часову еволюцію туманів для оцінки використання їх характеристик у якості прогностичного критерію.

Характеристика вихідних даних. Для проведення розрахунків накладалося декілька умов на характер вихідних даних. Перш за все, дані про температурну стратифікацію граничного шару атмосфери повинні були мати максимальну часову дискретність. Залучення прогностичних даних з 3-годинним розділенням вважалося недоцільним, оскільки точність прогнозування параметрів температурних інверсій у граничному шарі атмосфери наразі є недостатньою. Тому, як найінформативніші, залучалися дані температурно-вітрового зондування з 6-годинною дискретністю і паралельним проведенням наземних метеоспостережень на станції Lindenberg (3732) з координатами $52^{\circ}12'14''$ пн.ш., $14^{\circ}06'42''$ сх.д.

До відбору випадків туману, у якості головних, висувалися вимоги їх утворення у внутрішньомасових умовах (однорідність поля температури), час утворення після заходу Сонця (наявність радіаційного чинника), тривалості явища не менше 3 годин (усталеність процесу). Для підвищення об'єктивності результатів, перевага надавалася випадкам туманів, які утворилися після 00 СГЧ, з метою одержання можливості діагностування передумов їх виникнення. Дані зондування, які залучалися для розрахунків, знаходилися у послідовності 18, 00, 06 та 12 СГЧ, тобто діагностиці підлягали умови від заходу Сонця (збільшення ролі радіаційного чинника) до повного прогрівання підстильної поверхні (мінімізація впливу радіаційного чинника) [15].

3.2 Структура температурної стратифікації граничного шару атмосфери при утворенні радіаційних туманів

Прогностична цінність формули (3.1) полягає у тому, що три величини, які входять до неї, є відносно сталими, а прогностичні значення температури

у граничному шарі атмосфери досить ефективно визначаються наявними чисельними моделями.

Для з'ясування типів стратифікації нижньої частини ГША у дні з наявністю туману одержана гістограма їх повторюваності (рис. 3.1).

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 падіння температури з висотою ($\gamma \geq 0,3^\circ\text{C}/100\text{ м}$). За кожен строк зондування (18, 00, 06 та 12 СГЧ) визначався тип стратифікації і розраховувалася його повторюваність від загальної кількості випадків.

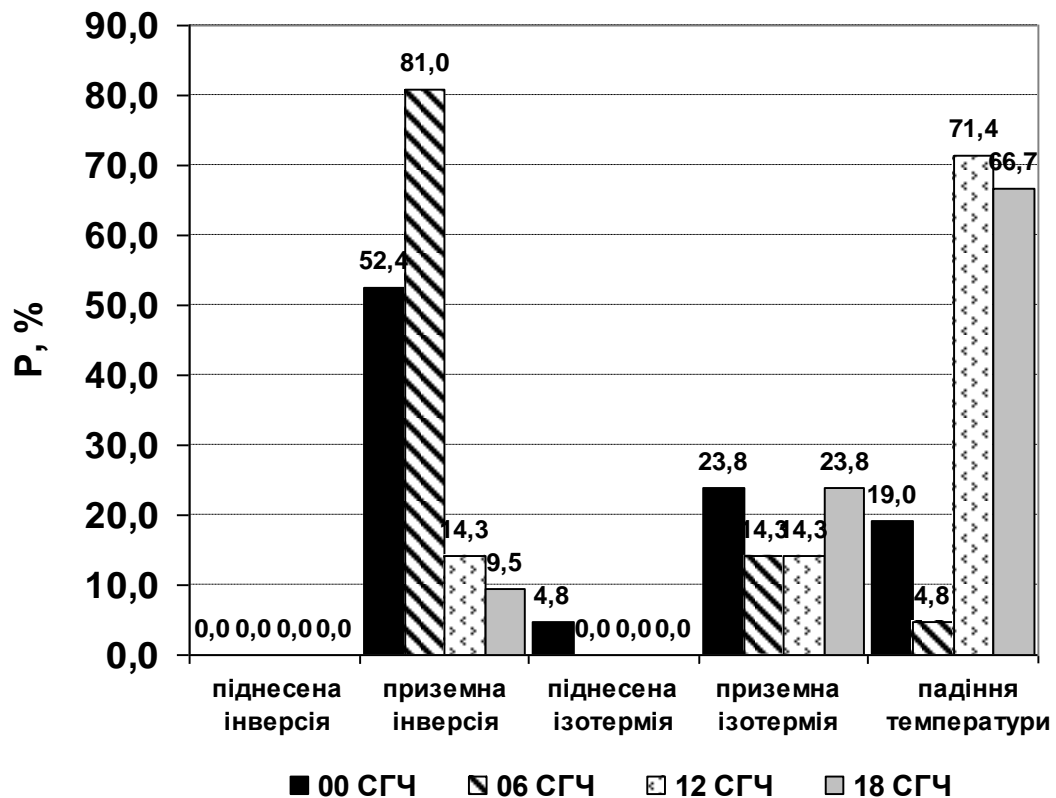


Рисунок 3.1 – Повторюваність типів стратифікації нижньої частини ГША у дні з утворенням радіаційного туману на ст. Lindenberg (3732)

Аналіз гістограми показує, що піднесені інверсія та ізотермія або не спостерігалися при утворенні туманів, або їх повторюваність є незначною (4,8%) незалежно від строку зондування. Для зручності розрахунків випадки наявності інверсій та ізотермій узагальнимо як випадки наявності

затримуючого шару біля поверхні землі. У такому разі, для строку 00 СГЧ повторюваність приземного затримуючого шару становить 76,2%, а для строку 06 СГЧ – 95,3%. Таким чином, характерною ознакою періоду з 00 до 06 СГЧ у дні з утворенням туману є наявність приземного затримуючого шару, що цілком узгоджується з загальними уявленнями про метеорологічні умови утворення радіаційних туманів.

Натомість, падіння температури з висотою у шарі туманоутворення відзначається у строки 18 СГЧ (66,7%) та 12 СГЧ (71,4%), що ідентифікує внесок радіаційного чинника у процес туманоутворення.

Отже, від моменту заходу Сонця і до його сходу, у випадках утворення радіаційних туманів, відбувається перебудова стратифікації граничного шару атмосфери (рис. 3.2), часова структура якої визначає еволюцію самого туману [15].

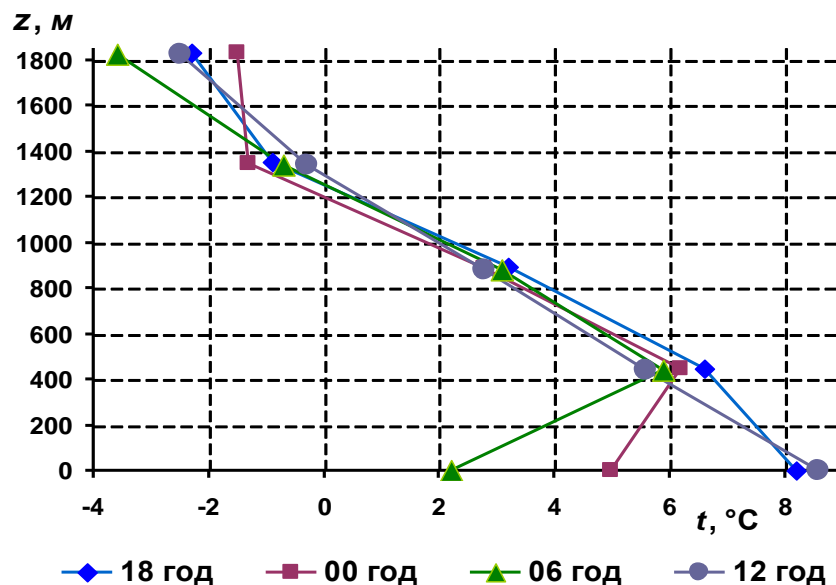


Рисунок 3.2 – Приклад часової трансформації температурної стратифікації у граничному шарі атмосфери при утворенні радіаційного туману (ст. Lindenberg, 12-13.10.2020 р.)

3.3 Роль турбулентних потоків тепла і температурної стратифікації у еволюції радіаційних туманів

Процес перенесення водяної пари, тепло- і вологообмін підстильної поверхні з атмосферою та між її шарами зумовлюється, насамперед, величиною коефіцієнта турбулентності, з розрахунком якого виникають певні нюанси, які зумовлюються його варіативністю залежно від висоти та типу стратифікації атмосфери. Наприклад, припущення про лінійність його зміни до висоти 200 м порушується при наявності інверсій, що неможливо ігнорувати для випадків туманів. Розрахунок з урахуванням вертикальних градієнтів швидкості вітру нашкоджується на їх малу величину у туманах та помилки вимірювання у граничному шарі, що позначається на точності розрахунків і, як наслідок, коректності висновків.

Розрахунок коефіцієнта турбулентності можна здійснювати за декількома схемами, проте кожна з них матиме певні обмеження, що пояснюється відмінністю розподілу температури і швидкості вітру у граничному шарі атмосфери при утворенні і еволюції туманів від тих законів їх розподілу (логарифмічний, степений, експоненційний, універсальний тощо), які застосовуються для апроксимації вертикальних профілів метеовеличин при визначенні схеми для розрахунку турбулентних вертикальних потоків різних субстанцій. Це досить суттєвим чином позначається на кількісних значеннях величини турбулентного обміну.

У якості варіанту для розрахунку коефіцієнта турбулентності набула поширення формула Лайхтмана [13]

$$\bar{k} = 3,2u_g^2 \frac{\theta_0 \cdot 10^{-6}}{\gamma_a - \gamma} \sin \varphi, \quad (3.2)$$

де u_g – складова швидкості геострофічного вітру;

θ_0 – 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 [14], яка одержана у припущенні незмінності температурних градієнтів з висотою

$$k = \frac{2l(\lg e)^2}{\left(\frac{d \lg [(u_g - u)^2 + v^2]}{dz} \right)^2}, \quad (3.3)$$

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 (3.3) набуде виду

$$k = \frac{2l(\lg e)^2}{ctg^2 \alpha}, \quad (3.4)$$

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 [13] пропонується використовувати значення висоти граничного шару атмосфери, одержане шляхом його розрахунку за допомогою формули

$$H_0 = u_g \sqrt{\frac{\pi}{g} \frac{\theta_0}{\gamma_a - \gamma}}. \quad (3.5)$$

Результати розрахунків для ст. Lindenberg свідчать, що одержані значення при утворенні радіаційних туманів коливаються у межах 200 м і узгоджуються, наприклад, з кліматологічними характеристиками верхньої межі шару радіаційних туманів над територією України.

Оперуючи даними радіозондування збільшеної дискретності, розглянемо повторюваність висот верхньої межі приземної інверсії при утворенні туману (рис. 3.3) для строків 00 та 06 СГЧ.

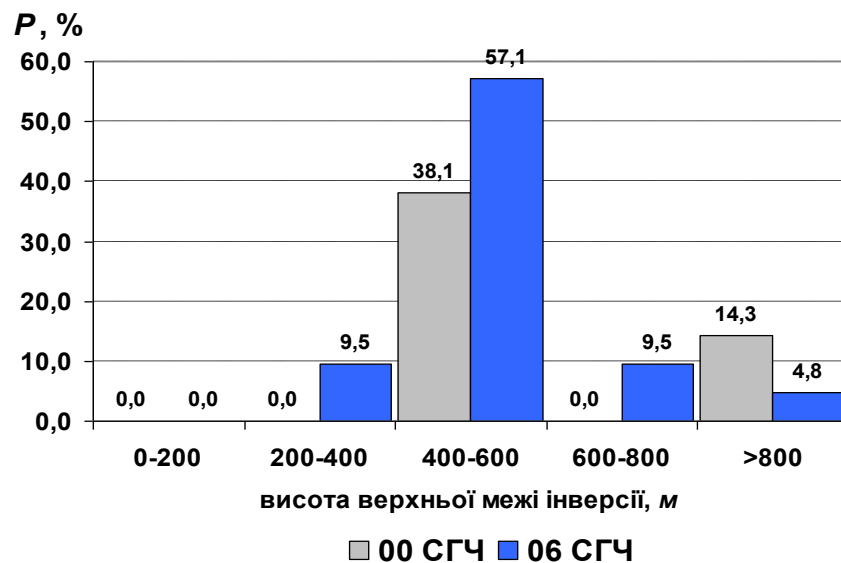


Рисунок 3.3 – Повторюваність градацій верхньої межі приземних інверсій для випадків радіаційного туману на ст. Lindenberg за 00 та 06 СГЧ

Аналіз гістограми показує, що приземні інверсії, у разі утворення радіаційного туману, охоплюють шар від 200 до 800-1000 м, при цьому від строку 00 СГЧ до строку 06 СГЧ спостерігається «розбухання» шару інверсії, яке, імовірно, зумовлює аналогічний процес у тумані.

Автори пропонують у якості товщини шару туману використовувати висоту нижньої межі інверсії або ж її поєднання зі значеннями відносної вологості повітря $f > 90\%$. Проте такий підхід, по-перше, не узгоджується з кліматологією інверсій при утворенні радіаційних туманів і може зумовити похибки у значеннях коефіцієнту турбулентності i , по-друге, величина

дефіциту точки роси не є прямою характеристикою кількості сконденсованої вологи у певному об'ємі повітря.

На рисунку 3.4 наведена повторюваність градацій вертикальної потужності радіаційних туманів, розрахованих за методом Геффера, з якої видно, що найбільшу повторюваність має градація 150-200 м (40%), від якої спостерігається майже симетричне її зменшення у обидві сторони – 25% для градації 100-150 м і 22,5% для градації понад 200 м.

Таким чином, можна припустити, що уся еволюція радіаційного туману відбувається у інверсійному шарі, не перевищуючи висоти його верхньої межі, і розрахунок коефіцієнта турбулентності доцільно проводити саме у межах одержаних значень.

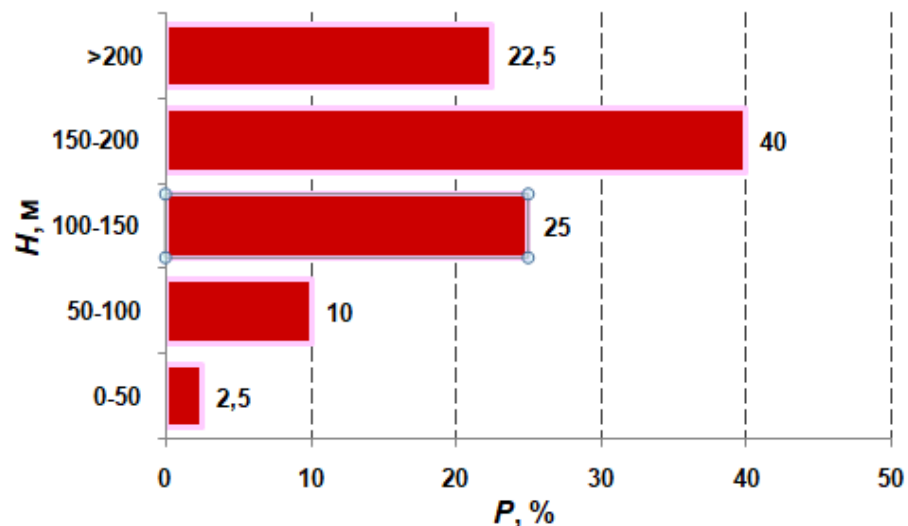


Рисунок 3.4 – Повторюваність градацій верхньої межі шару радіаційних туманів на ст. Lindenberg, розрахована за методом Геффера (Heffer's estimate)

Як зазначалося вище, розрахунок коефіцієнту турбулентності можна здійснювати за різними методиками.

Результати розрахунку коефіцієнта турбулентності для відібраних випадків туману, наведені у таблиці 3.1, показують, що турбулентний обмін майже відсутній у шарі інверсії. Його величина поступово зростає зі збільшенням вертикальної потужності шару, що пояснюється наближенням

швидкості вітру до геострофічних значень i , відповідно, зростанням різниці $u_g - u$.

Зауважимо, що середні значення k у шарах 200-1000 та 200-1500 м майже не відрізняються, що дозволяє зробити висновок про слабкий міжрівневий обмін у всьому ГША при формуванні туману. Іншою характерною рисою є те, що максимальні значення k спостерігаються від 00 до 06 СГЧ, тобто, як впливає з рисунку 3.1, у період формування затримуючого шару.

Таблиця 3.1 – Значення коефіцієнта турбулентності k , м²/с, розраховані за формулою (3.3) для шарів різної товщини у дні з туманами на ст.

Lindenberg

Години СГЧ	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 при формуванні затримуючих шарів і туману, ніж при їх деградації.

Таблиця 3.2 – Осереднені значення турбулентних потоків тепла Q_t , кВт/м², у ГША при наявності туманів на ст. Lindenberg, розраховані за формулою (3.2)

Товщина шару, м	години СГЧ			
	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

Табл. 3.3 – Осереднені значення турбулентних потоків тепла Q_T , кВт/м², у ГША при наявності туманів на ст. Lindenberg, розраховані за формулою (3.4)

Товщина шару, м	години СГЧ			
	18	00	06	12
0-200	0,007	0,007	0	-0,04
200-400	0,014	0,007	0,007	-0,028
400-900	0,014	0,007	0,007	-0,028

З аналізу рисунка 3.5 видно, що у момент заходу Сонця спостерігається приблизна рівність значень турбулентних потоків тепла на всіх рівнях ГША. Для періоду утворення приземного затримуючого шару (18-00 СГЧ) є характерним збільшення турбулентних потоків тепла з його верхніх шарів – чим вище розташований шар, тим інтенсивніше відбувається теплопередача. У той же час у приземному шарі 0-200 м відбувається зменшення інтенсивності турбулентних потоків тепла через формування над ним затримуючого шару. Після досягнення максимальних значень, в період з 00 СГЧ до 06 СГЧ, спостерігається зменшення інтенсивності теплопередачі, при цьому приземний шар майже не віддає тепло у вище розташовані шари – інтенсивність інверсії починає зменшуватися.

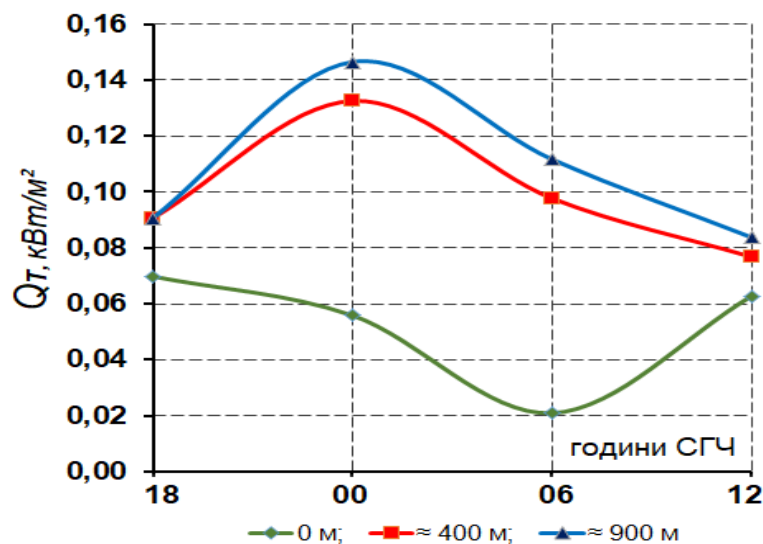


Рисунок 3.5 – Часова еволюція осереднених турбулентних потоків тепла (Q_T , кВт/м²) у ГША в радіаційних туманах на ст. Lindenberg, розрахованих за формулою (3.2)

Після сходу Сонця (з 06 до 12 СГЧ) інтенсивність турбулентних потоків тепла у приземному шарі стрімко збільшується, а у вище розташованих продовжує падати, що є ознакою руйнування приземного затримуючого шару і розсіяння туману.

На рисунку 3.6 представлена часова еволюція турбулентних потоків тепла, розрахованих за формулою (3.1). Аналіз графіків показує майже ідентичний хід турбулентних потоків тепла в усіх шарах. При цьому після 06 СГЧ спостерігаються від'ємні значення турбулентних потоків тепла, що вказує на вихолоджування підстильної поверхні і не узгоджується з фізикою реальних процесів.

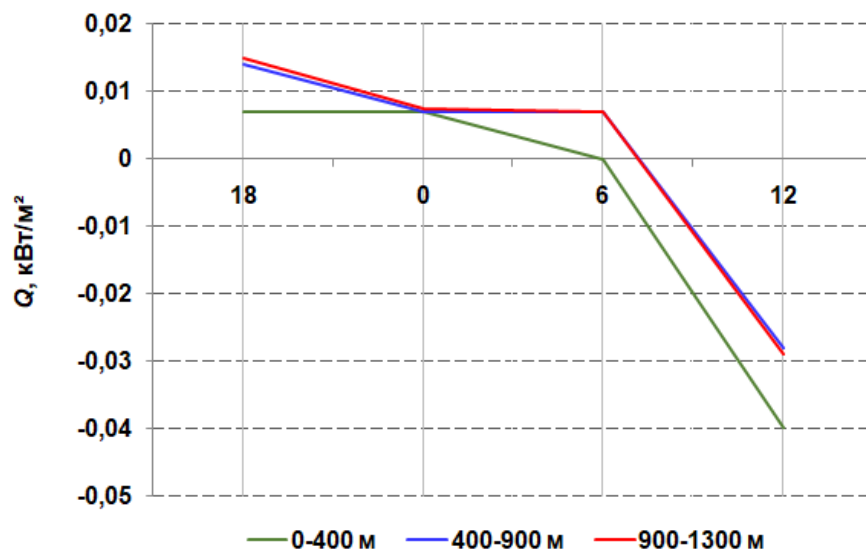


Рисунок 3.6 – Часова еволюція осереднених турбулентних потоків тепла (Q_T , кВт/м²) у ГША в радіаційних туманах на ст. Lindenberg, розрахованих за формулою (3.4)

Це зумовлюється неврахуванням температурної стратифікації при підстановці значення коефіцієнту турбулентності розрахованого за формулою (3.2) в формулу (3.1). Таким чином, використання формули (3.2) для випадків радіаційних туманів є недоцільним.

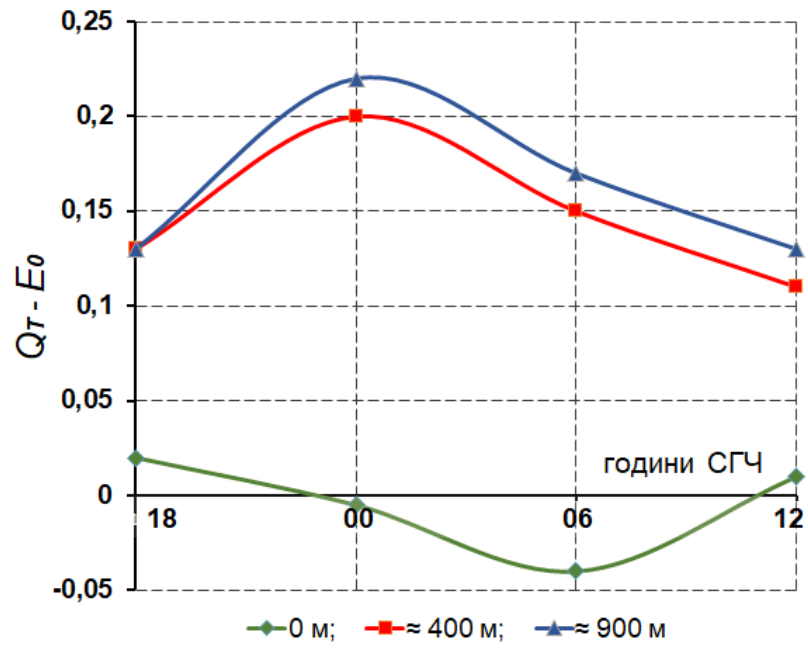


Рисунок 3.7 – Часові зміни різниці між турбулентним потоком тепла Q_T , кал/см²·хв і ефективним випромінюванням підстильної поверхні E_0 , кал/см²·хв біля поверхні землі і у ГША

ВИСНОВКИ

1) утворення і подальша еволюція радіаційних туманів у більшості випадків пов'язані з наявністю приземного затримуючого шару (інверсії або ізотермії), який спостерігається у 76,2% випадків у 00 СГЧ та 95,3% випадків у 06 СГЧ;

2) вибір варіанту розрахунку коефіцієнта турбулентності для випадків туману повинен враховувати особливості сприятливих для їх утворення синоптичних ситуацій та температурної стратифікації у ГША;

3) визначення коефіцієнта турбулентності для випадків утворення радіаційного туману доцільно проводити для шару, товщина якого охоплює весь приземний затримуючий шар (за винятком приземного шару), критерієм визначення його верхньої межі пропонується брати осереднені значення верхньої межі затримуючих шарів при наявності радіаційних туманів;

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

5) 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;

6) періоди до початку утворення туману і після його розсіювання характеризуються приблизною рівністю значень турбулентних потоків тепла у всьому ГША, при утворенні туману відбувається зменшення теплопередачі від приземного шару та її інтенсивне збільшення з верхніх шарів затримуючого шару;

7) процес деградації затримуючого шару і зменшення інтенсивності туману супроводжується збільшенням значень турбулентних потоків тепла від приземного шару і зменшенням від верхніх шарів ГША;

8) вирівнювання значень турбулентних потоків тепла у ГША є ознакою розсіяння туману і, відповідно, може використовуватися як прогностичний алгоритм за умови задовільного прогнозу температурної стратифікації у ГША.

ПЕРЕЛІК ПОСИЛАНЬ

1. *Бабіченко В.М., Дячук В.А.* (ред). Клімат України. – К.: Вид-во Раєвського, 2003. – 343 с.
2. *Грушевський О.М.* Атмосферне вологоперенесення у міжфронтальному просторі, збірник наукових праць Військового Інституту Київського національного університету ім. Т. Шевченка, 2006 р. – Вип. 2. – С. 194-198.
3. *Грушевський О., Міщенко Н.* Прогноз низької хмарності і туманів. Навчальний посібник. – Електронна версія, 2023. – 128 с.
4. *Грушевский О.М., Мищенко Н.М.* О некоторых физических механизмах эволюции блокирующего антициклона в период формирования аномальных погодных условий летом 2010 года, український гідрометеорологічний журнал. – 2012. – № 10. – С. 41-49.
5. *Грушевский О.Н., Ешану А.Е., Мищенко Н.М.* О структуре динамических характеристик нижнего слоя атмосферы при наличии низкой облачности, український гідрометеорологічний журнал . – 2016. – № 18. – С. 48-59.
6. *Ивус Г.П., Ефимов В.А., Грушевский О.Н.* Частные случаи блокирования зональных переносов над территорией Украины, український гідрометеорологічний журнал. – 2006. – №1. – С. 48-54.
7. *Єшану О.Є., Міщенко Н.М., Грушевський О.М.* Розширення можливостей синоптичного аналізу з використанням автоматизованого робочого місця синоптика (версія 7.07), український гідрометеорологічний журнал. – 2014. – № 15. – С. 65-73.
8. *Ефимов В.А., Грушевский О.Н.* О роли подстилающей поверхности в формировании атмосферных мезомасштабных процессов над северным Причерноморьем, вісник Одеського національного університету ім. Мечникова, 2007. – т.12. – Вип. 8 – С. 80-85.

9. *Зверев А.С.* Синоптическая метеорология. (2-е изд.). Л.: Гидрометеоиздат, 1977. – 711 с.
10. *Івус Г.П.* Спеціалізовані прогнози погоди: підручник. Одеса: ТЕС, 2012. – 407 с.
11. *Консевич Л.М.* Основи гідрометеорології і кліматології конспект лекцій. – Івано-Франківськ: Факел., 2007. – 124 с.
12. *Кошеленко И.В.* Туманы. Труды УкрНИГМИ. – 1977. – Вып.155. – 215 с.
13. *Лайхтман Д.Л.* Некоторые свойства пограничного слоя атмосферы. Труды ГГО, вып. 56, 1956.
14. *Лайхтман Д.Л.* Новый метод определения коэффициента турбулентной вязкости в пограничном слое атмосферы. Труды ГГО, вып. 37, 1952.
15. *Маланчук І.Р.* Кваліфікаційна робота бакалавра на тему: «Часовий хід турбулентних потоків тепла у граничному шарі атмосфери під час утворення радіаційних туманів», Одеса: ОДЕКУ, 2022. – 47с.
16. Методичні вказівки для виконання практичних робіт на тему «Прогноз туманів» к.ф.-м.н, Мансарлійський В. Ф., к.геогр.н., доц. Грушевський О.М., Романенко С. Е. Одеса, ОДЕКУ, 2021. 51 с
17. Правила метеорологічного забезпечення польотів державної авіації України, введені наказом Міністерства оборони України 29 вересня №516, зареєстровано в Міністерстві юстиції України 16 жовтня 2015 року за №1264/27709.
18. Практикум з синоптичної метеорології: Навчальний посібник, під ред. Г.П.Івус, С.М. Іванової. Одеса: Вид-во «ТЭС», 2004. – 419 с.
19. Прикладна кліматологія: Конспект лекцій, під ред. О. О. Врублевська, Г. П. Катеруша. Вид-во «ТЭС», 2005. –38 с.
20. *Хромов С.П.* Метеорология и климатология: учебник. – Изд-во М.: Наука, 2006. – 582 с.

21. Школьніий Є.П. Фізика атмосфери: Підручник, ШКОЛЬНИЙ Є.П. – Одеса, 2005. – 507 с
22. Bott, A. and T. Trautmann (2002) PAFOG – A new efficient forecast model of radiation fog and low-level stratiform clouds. *Atmos. Res.* 64, 191 – 203, 2002.
23. Craddock, J.M. and Prichard, D.L., 1951: Forecasting the formation of radiation fog – a preliminary approach. *Met. Res. Pap.* No. 624 (Met Office).
24. Dejmál, K., Repal, V. Implementation of methods for the radiation fog prediction. – *International Journal of Energy and Environment.* – 2010. – Vol. 4, No. 3. – pp. 79-87. ISSN. 1109-9577.
25. Duynkerke, 1998: Turbulence, Radiation and fog in Dutch Stable boundary layer *Boundary-Layer Meteorology*, 90, 447-477.
26. D. Y. Liu, W. L. Yan, S. J. Yang, M. J. Pu, Z. H. Li Niu A study of the physical processes of an advection fog boundary layer. *Boundary Layer Meteorology*. 2016.Vol. 158. 1. Pp. 125-138.
27. "Fog – AMS Glossary". Archived from the original on 27 March 2013. Retrieved 16 March 2013.
28. Li Z. H., Wu J. Winter fog droplet spectrum features in urban area of Chongqing. *Journal of Nanjing Institute of Meteorology*. 1995.Vol. 18. Pp. 46–51.
29. Li Z. H., Liu D. Y., Yang J. The microphysical processes and macroscopic conditions of the radiation fog droplet spectrum broadening. *Chinese Journal of Atmospheric Sciences*. 2011.Vol. 35. Pp. 41–54.
30. Li Z. H., Huang J. P., Zhou Y. Q. Physical structures of the five-day sustained fog around Nanjing in 1996. *Acta Meteorologica Sinica*. 1999.Vol. 57. Pp. 622–631.
31. Li Z. H. Studies of fog in China over the past 40 years. *Acta Meteorologica Sinica*. 2001. Vol. 59. Pp. 616–624.
32. Liu M., Yan W. L., Zhang B. Analysis on persistence and intensification mechanism of fog and haze in Jiangsu in January 2013. *Meteorological Monthly*. Vol. 40. 2014. Pp. 835–843.

33. *Mayer, W. Dale, and G.V. Rao* Radiation fog prediction using a simple numerical model. *Pure Appl. Geophys.*, 1999 in press.
34. *D.Y. Liu, S. J. Yang, H. Li Niu.* On the evolution and structure of a radiation fog event in Nanjing, *advances in Atmospheric Sciences*. 2011.Vol. 28.1. Pp. 223–237.
35. *Price J.D.* Radiation fog. Part I. Observations of stability and drop size distributions. *Boundary Layer Meteorology*. 2011. Pp. 167–191. <https://www.proquest.com/docview/859504087> (Accessed: 24 May 2022).
36. *R. Brown and W. T. Roach*, “The physics of radiation fog II-a numerical study,” *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, vol. 102, pp. 351–354, 1976.
37. *Roach, W.T.*, 1994: Back to basics: Fog: Part 1 - Definitions and basic physics. *Weather*, 49, 411-415.
38. *Roach, W.T.*, 1995: Back to basics: Fog: Part 2 - The formation and dissipation of land fog. *Weather*, 50, 7-11.
39. *Saunders, W.E.*, 1950: A method of forecasting the temperature of fog formation. *Meteorological Society*, 1950. – 76, 2403-2413.
40. *Stolaki S., Haeffelin M., Lac J.-C. C.* Influence of aerosols on the life cycle of a radiation fog event. A numerical and observational study. *Atmospheric Research*. 2015.Vol. 151. Pp. 146–161.
41. *Thierry B., Renaud L.* On the predictability of radiation fog formation in a mesoscale model: a case study in heterogeneous terrain. *Atmosphere*. 2019.Vol. 10. 165 p.

ДОДАТКИ

Додаток А

ДОВІДКА

кафедри військової підготовки
до кваліфікаційної роботи магістра
курсанта групи МВМ-22 Маланчук Ірини

на тему:

«Зв'язок між еволюцією температурної стратифікації і турбулентними потоками тепла у граничному шарі атмосфери при формуванні радіаційних туманів»

1. Доповідь на студентській науковій конференції 11-18 травня 2022 р. за темою: «Часовий хід турбулентних потоків тепла у граничному шарі атмосфери під час утворення радіаційних туманів» та публікація тез доповіді за результатами конференції в матеріалах студентської наукової конференції.

Матеріали студентської наукової конференції Одеського державного екологічного університету 11-18 травня 2022р. – Одеса: ОДЕКУ, 2022. – 601с.

2. Доповідь на науковій конференції молодих вчених 23-31 травня 2023 р. за темою: «Зв'язок між еволюцією температурної стратифікації і турбулентними потоками тепла у граничному шарі атмосфери при формуванні радіаційних туманів» та публікація тез доповіді за результатами конференції на сайті ОДЕКУ. [Електронний ресурс]. Спосіб доступу: <https://odeku.edu.ua/wp-content/uploads/materiali-hhii-aukovo%D1%97-konferenczi%D1%97-molodih-vchenih-odeku-23-31-travnnya-2023-roku-1.pdf>

Керівник кваліфікаційної
роботи магістра
полковник

Олег ГРУШЕВСЬКИЙ