

МІНІСТЕРСТВО ОСВІТИ І НАУКИ УКРАЇНИ  
ОДЕСЬКИЙ ДЕРЖАВНИЙ ЕКОЛОГІЧНИЙ УНІВЕРСИТЕТ

Кафедра військової підготовки

**Кваліфікаційна робота магістра**

на тему: «Структура вологовмісту граничного шару атмосфери при формуванні туманів»

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

Дмитро Бурлака

(ім'я, прізвище)

Керівник: к. геогр. н.

Наталя Міщенко

(ім'я, прізвище)

Консультант \_\_\_\_\_

(ім'я, прізвище)

Рецензент: к. геогр. н, доцент,

Оксана Вольвач

(ім'я, прізвище)

Одеса 2023

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 БУРЛАЦІ Дмитру Юрійовичу

(прізвище, ім'я, по батькові)

1. Тема роботи: «Структура вологовмісту граничного шару атмосфери при  
формуванні туманів»

Керівник роботи Міщенко Наталя Михайлівна, к.геогр.н.  
(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 та адвективним туманом, архів фактичної погоди на станції  
Lindenberg (10393)

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

- формування бази даних з випадками туманів на станції Лінденберг;
- класифікація випадків туману у межах сформованої бази даних;
- формування бази даних аерологічних діаграм за обрані випадки туманів  
для станції Лінденберг;
- розрахунок та аналіз просторово-часової еволюції вологовмісту туманів  
в граничному шарі атмосфери в період формування туманів.

5. Перелік графічного матеріалу:

Графіки вертикального розподілу водності радіаційного та адвективного туманів перед їх виникненням та в період існування. Графіки взаємозв'язку водності туману та видимості в ньому. Графіки залежності водності туману від температури та її змін в період утворення туманів.

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 магістра	23.10 – 26.10.23	90	відмінно
2.	Відпрацювання 1 та 2-го розділів роботи	27.10 – 12.11.23	92	відмінно
3.	Рубіжна атестація	13.11 – 15.11.23	91	відмінно
4.	Обробка і аналіз вихідних даних та опрацювання розрахункового алгоритму	16.11 – 21.11.23	92	відмінно
5.	Написання 3-го розділу	22.11 – 03.12.23	90	відмінно
6.	Відпрацювання вступної частини, висновків, списку використаних джерел та додатків	04.12– 11.12.23	90	відмінно
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	91	відмінно

курсант \_\_\_\_\_  
( підпис )

Дмитро БУРЛАКА  
(ім'я та прізвище)

Керівник роботи \_\_\_\_\_  
( підпис )

Наталія МІЩЕНКО  
(ім'я та прізвище)

## АНОТАЦІЯ

Кваліфікаційна робота магістра курсанта Бурлаки Д.Ю. на тему: «Структура вологовмісту граничного шару атмосфери при формуванні туманів».

Робота присвячена визначенню вологовмісту в граничному шарі атмосфери в період формування адвективного та радіаційного туманів та їх зв'язку зі змінами температури.

В ході роботи проводився розрахунок вологовмісту в граничному шарі атмосфери в період формування туманів, їх існування, еволюції та розсіювання. За отриманими результатами визначали закономірності їх розподілу та повторюваності для різних типів туманів (адвективних та радіаційних).

*Актуальність* обраної тематики обумовлена тим, що існуючі методи прогнозу туману розроблялися для конкретного регіону і їх використання на інших територіях призводить до зменшення ефективності результату прогнозу. Тому, необхідність удосконалення методів прогнозу туманів та видимості в них шляхом використання додаткових параметрів, які доповнюють існуючі методи прогнозу і на сьогодні є досить актуальною проблемою.

*Мета і завдання дослідження.* Визначення закономірностей розподілу вологовмісту граничного шару атмосфери, а також взаємозв'язків змін температури та водності туману в період його формування, еволюції та розсіювання.

*Для досягнення мети дослідження були сформульовані такі завдання:*

1. формування бази даних з випадками туманів на станції Лінденберг;
2. класифікація випадків туману у межах сформованої бази даних;
3. формування бази даних аерологічних діаграм за обрані випадки туманів для станції Лінденберг;
4. розрахунок та аналіз просторово-часової еволюції вологовмісту туманів в граничному шарі атмосфери в період формування туманів.

*Об'єкт дослідження* – туман

*Предмет дослідження* – температурно-вологісні характеристики туманів

*Методи дослідження:* при виконанні роботи використовуються методи статистичного аналізу, аналогії, синтезу.

*Наукова новизна отриманих результатів* пов'язана з виявленням закономірностей в розподілі вологовмісту в період утворення туманів, їх еволюції та розсіювання. Визначені повторюваності різних значень вологовмісту туманів різних типів та їх впливу на видимість.

*Практичне значення отриманих результатів* полягає у можливості їх використання для доповнення існуючих методів прогнозу туманів різних типів та видимості в них, що в результаті значно підвищить ефективність існуючих методів прогнозу цього явища.

*Структура і обсяг роботи.* Робота викладена на 64 сторінках та складається зі вступу, трьох розділів, висновків, переліку посилань (40 джерел), додатку.

*У першому розділі* викладаються загальна інформація про тумани, їх класифікації, синоптичні, метеорологічні умови їх формування та еволюції, поняття водності в туманах.

*Другий розділ* присвячений сучасним дослідженням туманів на аеродромах США та Китаю з урахуванням температурно-вологісних характеристик. Наведені дослідження проводилися як за фактичними так і за модельними даними.

*Третій розділ* практичний. В ньому проведено дослідження стратифікації вологовмісту граничного шару атмосфери в період формування радіаційних та адвективних туманів та побудовані деякі їх залежності.

*Ключові слова:* водність туману, вологовміст, радіаційний туман, адвективний туман, видимість, температурно-вологісні характеристики.

## SUMMARY

Master's thesis of cadet Burlaka D.Yu. on the topic: "The structure of the moisture content of the boundary layer of the atmosphere during the formation of fogs."

The work is devoted to determining the moisture content in the boundary layer of the atmosphere during the formation of advective and radiation fogs and their relationship with temperature changes.

In the course of the work, the moisture content in the boundary layer of the atmosphere during the formation of fogs, their existence, evolution and dispersion was calculated. According to the obtained results, patterns of their distribution and repeatability were determined for different types of fog (advective and radiation).

*The relevance* of the chosen topic is due to the fact that, as is known, the existing fog forecasting methods were developed for a specific region and their use in other territories leads to a decrease in the effectiveness of the forecast result. Therefore, the need to improve fog forecasting methods and their visibility through the use of additional parameters that complement the existing forecasting methods is a very relevant problem today.

*The purpose and tasks of the research.* Determination of regularities in the distribution of moisture content of the boundary layer of the atmosphere and interrelationships of changes in temperature and water content of fog during its formation, evolution and dispersion.

*To achieve the goal of the study, the following tasks were formulated:*

1. formation of a database with cases of fog at the Lindenberg station;
2. classification of fog cases within the formed database;
3. formation of a database of aerological charts for selected cases of fog for the Lindenberg station;
4. calculation and analysis of the spatio-temporal evolution of the moisture content of fogs in the boundary layer of the atmosphere during the period of fog formation.

*The object of research* is fog

*The subject of research* is the temperature and humidity characteristics of fogs

Research methods: the methods of statistical analysis, analogy, and synthesis are used in the performance of the work.

*The scientific novelty of the obtained results* is related to the detection of regularities in the distribution of moisture content during the period of fog formation, their evolution and dispersion. The repeatability of different values of moisture content of fogs of different types and their influence on visibility were determined.

*The practical significance of the obtained results* lies in the possibility of using them to supplement existing methods of forecasting fog of various types and their visibility, which will significantly increase the effectiveness of existing methods of forecasting this phenomenon.

*Structure and scope of work.* The work is laid out on 64 pages and consists of an introduction, three sections, conclusions, a list of references (40 sources), an appendix.

*The first chapter* presents general information about fogs, their classifications, synoptic and meteorological conditions of their formation and evolution, the concept of water content in fogs.

*The second chapter* is devoted to modern studies of fog, for various airfields of the USA and China, taking into account the conditions of formation and temperature and humidity characteristics. These studies were conducted both on actual and model data.

*The third section* is practical. In it, a study of the stratification of the moisture content of the boundary layer of the atmosphere during the formation of radiation and advective fogs was carried out.

*Key words:* water content of fog, moisture content, radiation fog, advective fog, visibility, temperature and humidity characteristics.

## ЗМІСТ

Вступ.....	9
1. Формування туманів, умови утворення туманів та методи їх прогнозування.....	11
1.1 Загальні відомості про умови утворення туману.....	11
1.2 Метеорологічні умови утворення туманів.....	17
1.3 Синоптичні та метеорологічні умови утворення радіаційних туманів.....	21
1.4 Мікрофізичні характеристики туманів.....	26
1.4.1 Методика розрахунку вологовмісту в туманах.....	29
2. Сучасні дослідження прогнозування туманів.....	31
2.1 Дослідження температурно-вологісних характеристик в період формування туману.....	31
2.2 Розробка прогнозу туману та видимості з використанням моделі IMD-GFS.....	34
3. Аналіз вологовмісту граничного шару атмосфери при формуванні туманів.....	44
3.1 Методика розрахунку водності туману.....	44
3.2 Дослідження змін вологовмісту радіаційних туманів з висотою та за часом.....	44
3.3 Дослідження змін вологовмісту адвективних туманів з висотою та за часом.....	48
3.4 Визначення взаємозв'язків водності туману з температурними характеристиками.....	56
Висновки.....	59
Перелік посилань.....	60
Додаток.....	64



## ВСТУП

Як відомо, необхідність високої ефективності прогнозу туману зумовлюється значним впливом цього явища не тільки на певні сфери народного господарства, а також на авіацію. Завчасне попередження виникнення цього явища є запорукою безаварійної експлуатації як автомобільного транспорту так і судноплавства. Проте найбільшим споживачем інформації про тумани, беззаперечно, є авіація, оскільки це явище суттєво обмежує її діяльність. І хоча зараз існують сучасні системи посадки літальних апаратів, це не знімає необхідність точного прогнозу погіршення видимості, оскільки наведення літака на посадковий курс і зниження проводиться автоматично, а його вирівнювання та посадка – вручну.

*Актуальність* обраної тематики обумовлена тим, що існуючі методи прогнозу туману розроблялися для конкретного регіону і їх використання на інших територіях призводить до зменшення ефективності результату прогнозу. Тому, необхідність удосконалення методів прогнозу туманів та видимості в них шляхом використання додаткових параметрів, які доповнюють існуючі методи прогнозу і на сьогодні є досить актуальною проблемою.

*Метою роботи* є визначення закономірностей розподілу вологовмісту граничного шару атмосфери та взаємозв'язків змін температури та водності туману в період його формування, еволюції та розсіювання.

В якості *вихідних* використовувалися архівні дані електронних щоденників погоди по станції Лінденберг за 2016...2022 рр., карти приземного аналізу, аерологічні діаграми RAOB за обраний період.

*Завданнями, що вирішувалися в даній роботі, є:*

1. формування бази даних з випадками туманів на станції Лінденберг;
2. класифікація випадків туману у межах сформованої бази даних;
3. формування бази даних аерологічних діаграм за обрані випадки туманів для станції Лінденберг;

4. розрахунок та аналіз просторово-часової еволюції вологовмісту туманів в граничному шарі атмосфери в період формування туманів.

*Структура роботи.* Робота викладена на 64 сторінках та складається зі вступу, трьох розділів, висновків, переліку посилань (40 джерел), додатку.

*У першому розділі* викладаються загальна інформація про тумани, їх класифікації, синоптичні та метеорологічні умови їх формування та еволюції, поняття водності в туманах.

*Другий розділ* присвячений сучасним дослідженням туманів на аеродромах США та Китаю з урахуванням температурно-вологісних характеристик. Наведені дослідження проводилися як за фактичними так і за модельними даними.

*Третій розділ* практичний. В ньому проведено дослідження стратифікації вологовмісту граничного шару атмосфери в період формування радіаційних та адвективних туманів та побудовані деякі їх залежності.

# 1 ФОРМУВАННЯ ТУМАНІВ, УМОВИ УТВОРЕННЯ ТУМАНІВ ТА МЕТОДИ ЇХ ПРОГНОЗУВАННЯ

## 1.1 Загальні відомості про умови утворення туману

Туман – це продукт конденсації водяної пари що зумовлює помутніння повітря в приземному шарі, викликане зваженими в ньому краплями води, крижаними кристалами або їхньою сумішшю, при горизонтальній видимості менше 1 км хоча б в одному з напрямків [7].

Фізичними факторами, що приводять до утворення туману, як відомо, є зміни температури та абсолютної вологості повітря, при яких відбувається насичення повітря, і, відповідно, подальша конденсація водяної пари. Для виникнення туману достатньо буде і незначне пересичення повітря, щоб частина водяної пари сконденсувалася і створила деяку водність туману. Однак, досить часто тумани формуються і при відносній вологості ( $f$ ) повітря менше 100%, тобто в умовах недонасичення водяної. Як відомо, в реальних умовах насичення повітря водяною парою відбувається за рахунок охолодження повітря. Зростання відносної вологості є найбільш імовірним показником процесів формування будь-якого типу туману, а її зменшення – розсіювання. В тумані продукт конденсації знаходиться в двох (змішаному та рідкому), а при низьких негативних температурах – в трьох фазових станах (ще і в твердому).

Тумани виникають тоді, коли на поверхні або поблизу поверхні Землі є сприятливі умови для конденсації водяної пари. В більшості випадків це зниження температури. Ядер конденсації водяної пари завжди достатньо. Оскільки ядра конденсації гігроскопічні, то тумани виникають ще до зниження температури до точки роси, тобто при відносній вологості близько 95% [1].

За інтенсивністю (за ступенем погіршення горизонтальної видимості) тумани поділяються на:

- Дуже сильні – тумани видимість яких менша за 50м;

- Сильні – тумани з видимістю від 50 м до 200 м;
- Помірні - тумани з видимістю від 200 м до 500 м;
- Слабкі - тумани з видимістю від 500 м до 1000 м;

Залежно від вертикальної протяжності тумани поділяються на:

- Поземні – верхня межа туману до 2 м;
- Низькі – верхня межа туману від 2 м до 10 м;
- Середні – верхня межа туману від 10 м до 100 м;
- Високі – верхня межа туману перевищує 10 м;

За способом утворення тумани поділяються на три види:

- Тумани охолодження — виникають через конденсацію водяної пари під час охолодження повітря нижче точки роси.

- Тумани випаровування — є парами з теплішої поверхні, що випаровуються в холодне повітря над водоймами та вологими ділянками суходолу.

- Тумани змішування - поєднання двох повітряних мас з різними значеннями температури та вологості при яких підсумкова відносна вологість була вищою, ніж у кожній повітряній масі окремо, в наслідок чого частина крапель починає випаровуватися, а частина що залишилася утворює туман [2].

Крім того, тумани розрізняють за синоптичними умовами виникнення:

- Внутрішньомасові — виникають в однорідних повітряних масах:
  - адвективні — виникають унаслідок охолодження теплого вологого повітря;
  - радіаційні — утворюються внаслідок охолодження земної поверхні.
- Фронтальні — виникають у зоні атмосферних фронтів та обумовлені адвекцією теплого вологого повітря і насиченням холодного підфронтального повітря опадами з фронтальних хмар. Спостерігаються у порівняно вузьких зонах поблизу теплих фронтів і переміщується разом з ними, тому у кожному окремому пункті тривалість туману незначна (рис. 1.1).

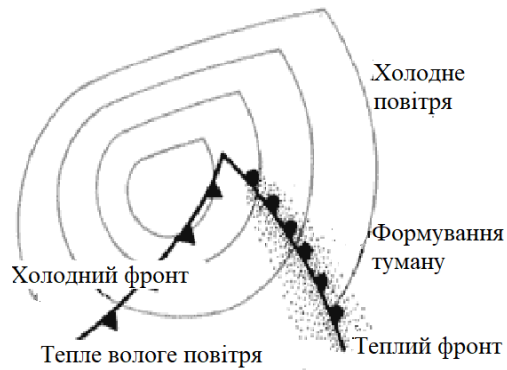


Рисунок 1.1 - Умови формування фронтального туману [12]

Охолодження повітря поблизу земної поверхні відбувається внаслідок двох основних процесів. Це радіаційне охолодження земної поверхні та прилеглому шару повітря. Втрачаючи тепло шляхом випромінювання радіації земна поверхня охолоджується, а від неї охолоджується і прилегле повітря. Тумани, які виникають у цьому випадку, називаються радіаційними [17].

Також повітря може охолоджуватися при його адвекції з теплої земної поверхні на холодну. Такі тумани називають адвективними.

Як відомо, при охолодженні внаслідок двох причин, тумани будуть класифікуватися як адвективно-радіаційними. Радіаційні тумани, як правило, виникають в приземному шарі в результаті охолодження його шляхом випромінювання, як до верхніх шарів повітря, так і до охолодженої радіацією підстильної поверхні.

При виникненні туману відбувається випромінювання теплової енергії та його верхньої межі, і туман поступово розповсюджується вертикально, охолодження же підстильної поверхні поступово слабшає.

Таким чином, сприятливими для виникнення та еволюції радіаційних туманів є наступні:

- високі значення абсолютної вологості в приземному шарі повітря;
- інтенсивне радіаційне охолодження приземного шару повітря та підстильної поверхні та відповідно:

а) значна прозорість атмосфери коли це охолодження переважає над нагріванням. Також обов'язково мала хмарність або її повна відсутність вночі;

б) тривалі ночі;

•слабкий вітер, для охолодження приземного шару повітря; при тиші – охолоджується тільки найнижчий шар повітря, таким чином утворюється тонкий, але густий туман.

Такий тип радіаційного туману називається поземним туманом. Тобто, можна виділити такі характерні для радіаційних туманів, особливості:

– плямистий характер розташування, так їх як утворення залежить від місцевих умов підстильної поверхні. При сприятливих умовах (над низинами або болотами) такі плями туману можуть займати і великі площі.

– щільність туману від поверхні землі зменшується. Тому нерідко при такому тумані досить добре видно зірки, місяць, в той час як горизонтальна видимість буде дуже погана.

– радіаційні тумани також виявляють добовий і річний хід:

а) радіаційний туман частіше утворюється після заходу сонця, в теплу пору року, а зникає незадовго після сходу сонця; в холодну пору року може триматися весь день, посилюючись вночі та розсіюється вдень. Радіаційні тумани над морем виникають пізніше, ніж над сушею. Розповсюдження їх на прибережну зону (зазвичай шириною близько 25 км) може сприяти стікання вночі більш холодного повітря з суші на море (нічний бриз). Розсіяння радіаційного туману відбувається внаслідок формуванню конвекційних потоків в міру нагрівання підстильної поверхні. Тому, радіаційні тумани розсіюються над сушею як правило раніше, ніж над морем. В процесі розсіяння радіаційний туман може дещо піднятися над земною поверхнею, в результаті чого утворюються низькі шаруваті хмари, можуть відмічатися опади. У міру подальшого прогрівання нижніх шарів тропосфери такі хмари розсіюються і зникають. Але якщо прогрівання буде недостатньо – такі шаруваті хмари можуть триматися весь день або навіть кілька днів поспіль, збільшуючи свою потужність [10].

б) над сушею радіаційні тумани виникати в будь-яку пору, але максимальна їх повторюваність – в теплий період.

Також, радіаційні тумани можуть утворюються і в холодну пору року але так як густина їх тим більше, чим більше абсолютна вологість повітря, то густі радіаційні тумани спостерігаються саме в теплу пору року. Особливо густі радіаційні тумани спостерігаються в тих випадках, коли ясні ночі наступають після тривалих дощів, сильно зволоживши ґрунт (внаслідок чого також спостерігається значна вологість нижнього шару).

Радіаційний туман, як правило, утворюється ввечері або вночі і розсіюється через деякий час після сходу сонця, приблизно через 2 години над ґрунтом і через 2-4 години над сніговим покривом. Стан поверхні ґрунту (її вологість) грає суттєву роль у виникненні туману. В холодний період року у стійких антициклонах утворюються високі радіаційні тумани. Вони розповсюджуються до висоти кількох сотень метрів. Це результат тривалого поступового охолодження повітря в нижніх шарах антициклону протягом кількох днів. Такі тумани охоплюють величезні площі і можуть зберігатись багато днів підряд, розсіюючись інколи в середині дня на кілька годин.

Виникненню туману сприяє також ввігнутий рельєф місцевості (долина, улоговина), куди вночі стікає повітря з більш високих місць, застоюється і додатково охолоджується. Навпаки для степової місцевості, де повітря не може застоюватися.

Умови утворення адвективного туману тим сприятливіші, чим більша різниця температур між підстильною поверхнею звідки прийде повітряна маса (ПМ) і поверхнею куди прийде ПМ, де прогнозується туман, тобто утворення туману визначається мірою охолодження повітря, і можна записати у вигляді формули:

$$\Delta T_a = T_a - T_\phi, \quad (1.1)$$

де  $T_a$  – адвекція температури,  $T_\phi$  – температура в пункті прогнозу.

Для утворення туману адвективне охолодження повітря повинно бути достатнім, щоб турбулентне перемішування пов'язане з швидкістю вітру і стратифікацією повітряної маси, не мало б змоги переносити продукти конденсації, утворені в приземному шарі, верх. Якщо ці умови не будуть виконуватись, то турбулентність приведе до підняття рівня конденсації, на деяку висоту, що призведе до утворення хмар шаруватих форм.

При переміщенні теплого повітря з відкритої підстильної поверхні на поверхню покриту снігом, найбільш інтенсивний туман буде спостерігатись на межі розділу талого снігу. При переміщенні над сухим снігом адвективний туман розсіюється за рахунок конденсації водяного пару з повітря на поверхню снігу.

Особливо часті адвективні тумани поблизу узбережжя морів і океанів, восени і взимку при русі повітря з теплої води на сушу, навесні і влітку - з теплої суші на холодну воду або з відкритої води на крижані поля арктичних морів, а також над холодними морськими і океанічними течіями при перенесенні повітря з теплої води (морський туман) [9].

Над сушею адвективний туман утворюється переважно пізніше восени і взимку, коли тепле вологе повітря з океану або моря вторгається на охолоджений ґрунті, особливо, на сніжний покрив. Найбільш густий і тривалий туман спостерігається поблизу межі сніжного покриву, де тепле повітря, що притікає, з температурою вище за нуль сильно охолоджується завдяки великій втраті тепла на танення снігу.

Проте адвективний туман над сушею не часто спостерігається в чистому вигляді. Звичайно вночі адвективне охолодження нижнього шару повітря при невеликій або тонкій хмарності посилюється радіаційним охолодженням; вдень, навпаки, адвективне охолодження зменшується завдяки нагріву ґрунту внаслідок поглинання прямої або розсіяної сонячної радіації. Оскільки над сушею добовий хід температури в самому нижньому шарі повітря великий, то велика частина адвективних туманів виникає (або посилюється) пізно увечері і розсіюється (або слабшає) після сходу сонця. Виникаючі увечері і такі що розсіюється вдень тумани, по суті, є адвективно-радіаційними.



Адвективні тумани охоплюють величезні райони і розповсюджуються вгору на сотні метрів. Вони можуть виникати і при значній швидкості вітру. Тепле повітря вихолоджується при контакті з холодною підстильною поверхнею, а велике турбулентне переміщення розповсюджує вихолодження до значної висоти. При цих туманах також існує інверсійний розподіл температури, але інверсія уже адвективна. При значній турбулентності відбувається коагуляція крапель туману і найбільші краплі падають на земну поверхню у вигляді мряки.

Усі перелічені види туманів виникають в середині повітряних мас поза межами атмосферних фронтів.

## 1.2 Метеорологічні умови утворення туманів

Тумани, що виникають при різкому зниженні температури земної поверхні (так званому вихолодженню), називаються радіаційними [21].

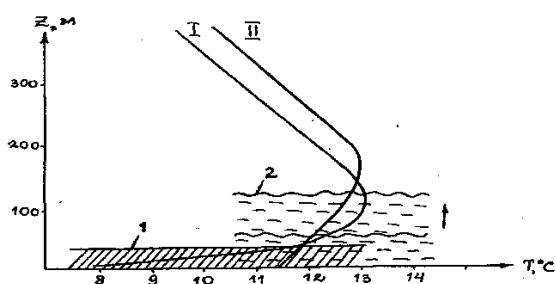
Радіаційні тумани утворюються, як правило, при безхмарному небі та слабкому вітрі. Відповідно до досліджень М. Е. Берлянда 69 % радіаційних туманів виникає при позитивній температурі і 39 % цих туманів виникає над сніжним покривом. В західній Європейській частині радіаційний туман частіше спостерігається при температурі від 1 °С до 15 °С, в інтервалі від -6 °С до -15 °С туман утворюється рідко. При температурі нижче -16 °С повторюваність радіаційного туману збільшується внаслідок збільшеного вмісту в повітрі ядер сублімації. Таке положення обумовлено тим, що при позитивній температурі, випаровування вологи з поверхні ґрунту більш інтенсивне. При цьому буде спостерігатися істотне збагачення приземного шару повітря з водяним паром. Над сніжним покривом відбувається безперервна конденсація (сублімація) водяного пару в тонкому шарі повітря, що прилягає безпосередньо до сніжного покриття, т. як. в цьому шарі досягнуто стану насичення над льодом.

В теплий період року повторюваність виникнення туману над вологим ґрунтом значно більше, ніж над сухим. Радіаційний туман, в більшості випадків, утворюється при швидкості вітру 1 - 2 м/с. Швидкість вітру 3 - 4 м/с є

практично межею для виникнення туману. Однак ряд досліджень підтверджує, що вони можуть виникнути і при швидкості вітру 4 - 7 м/с. Сприятливою умовою при цьому є незначне підсилення швидкості вітру з висотою. Так по даним більшості куле-пілотних спостережень швидкість вітру на висоті 100 м складає від 1 до 5 м/с, на висотах 200 – 300 м - від 1 до 7 м/с, на висотах 800 – 1500 м - від 2 до 9 м/с. Наявність слабкого вітру в приземному шарі і деяке посилення його з висотою сприяє виникненню турбулентності, яка визначає перенесення продуктів конденсації (сублімації) від земної поверхні вгору та їх підтримання в зваженому стані в граничному шарі атмосфери. [24]

Крім цього турбулентний теплообмін сприяє перерозподілу температури повітря в граничному шарі та формування приземної або припіднятої інверсії. Опрацювання інформації про температурні показники в граничному шарі в дні з туманами дозволяє сказати про механізм утворення туману. Встановлено, що вертикальна потужність нічних інверсій коливається в широких межах - від десятків метрів до 300 – 400 м. Різниця температур в інверсійному шарі становить 3 - 5 °С, іноді 7 - 9 °С [19].

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. Формується приземна інверсія яка має потужність кілька десятків метрів, а різниця температур біля землі і на верхній границі інверсії складає кілька градусів (рис. 1.2).



I – при штилі; II – при швидкості вітру (1 – 3) м/с;  
1 – шар холодного повітря; 2 – шар туману

Рисунок 1.2 – Профілі розподілу температури повітря в приземному шарі [15]

Якщо при вихолоджуванні в приземному шарі виконується умова  $T = T_d$ , то відбувається конденсація водяного пару, що призводить до утворення низького (поземного) туману або до випадання роси. Випадіння роси у приземному шарі різко знижує вологість, що призводить до зменшення вірогідності утворення туману. Однак при достатньому подальшому охолодженні і виникненні слабкого вітру утворення туману не виключено. Швидкість вітру в приземному шарі 1 - 3 м/с обумовлює шар у якому відбувається активне тепло та вологообмін. Спочатку конденсація водяного пару відбувається в нижньому самому холодному шарі порядку декількох метрів. Виникнений шар туману поступово збільшує свою вертикальну потужність. Верхній край туману підвищується до тих пір, поки не встановиться термодинамічна рівновага системи "земна поверхня - туман-атмосфера". Припинення росту можна вважати завершенням першої стадії формування туману [14].

При швидкості вітру біля землі більше 4 - 5 м/с, як правило, утворюється припіднята інверсія тертя на висоті 150-200 м, що сприяє накопиченню під нею твердих домішок та продуктів конденсації (рис. 1.3).

Внаслідок цього утворюється під інверсійний шар повітря, близький до стану насичення. Якщо в подальшому спостерігатиметься заток водяного пару з нижньої частини вгору, то під інверсією утвориться шар туману, що поступово спускатиметься до земної поверхні.

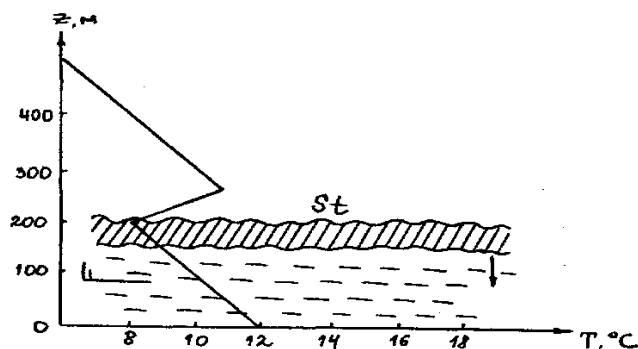


Рисунок 1.3 - Схема утворення туману з шаруватої хмарності [4]

Формування туману відбувається як би згори вниз. З практики відомо, що від моменту виявлення помутніння до утворення туману на аеродромі проходить 20 - 30 хвилин, а іноді 1 - 2 години. Вертикальна потужність радіаційного туману складає переважно 100 - 300 м, але в деяких випадках вона коливається 50 - 100 м і менше. Верхню межу туману можна визначити за допомогою аерологічної діаграми. Аналізуючи діаграму треба звернути увагу на приземний шар, за рахунок туману і малих дефіцитів крива точки роси та крива стратифікації знаходяться близько одна до одної, висота на якій відбувається ріст дефіциту точки роси (розходження кривих) і можна приймати за верхню межу туману. Чим менше дефіцит точки роси у вечірні часи до висоти 500 - 1000 м, тим швидше після заходу сонця утвориться туман, тим більше буде його вертикальна потужність [16].

В середньому більше 69% випадків радіаційного туману, при початковому значенні відносної вологості 60%. Слід відмітити, що взимку радіаційні тумани можуть виникнути при початковому дефіциті 6 – 7 °С. Це пояснюється великою тривалістю ночі та значним ефективним випромінюванням сніжного покриву. Формування радіаційних туманів носить як би локальний характер, що пов'язано з місцевими фізико-географічними особливостями. Тумани не утворюють суцільну велику зону, як адвективний та його розподіл носить «плямистий» характер. Тривалість існування радіаційного туману визначена тривалістю ночі та сходом сонця. Зазвичай, більш тривалі тумани, які виникають у першій половині ночі або одразу після заходу сонця. Тумани, що виникли перед сходом Сонця, швидко розсіюються. По даним М. Е. Берлянда в 70% випадків спостерігаються тумани тривалістю не більше 3 годин, у 25 % випадків 4 - 9 годин і лише 5 % випадків 10 годин і більше. Розсіювання туману відбувається після сходу сонця при інтенсивному прогріві та відсутності вітру. Швидке підвищення температури призводить до руйнування інверсії, краплі туману випаровуються, а водяна пара за рахунок вертикальних рухів переноситься в верхні шари. Видимість в тумані поступово покращується. Розсіювання туману таким чином частіше всього спостерігається на початку і в середині літа.

В кінці літа та восени частіше всього радіаційний туман розсіюється, переходячи в хмарність при піднятого туману (St або St fr). Інколи хмарність може існувати всю першу половину дня, але за часту тримається декілька годин. Чим більша площа зайнята радіаційним туманом, тим довше існує туман або хмарність при піднятого туману [3].

### 1.3 Синоптичні та метеорологічні умови утворення радіаційних туманів

Як відомо, радіаційні тумани найчастіше формуються у глибинах континенту. Також значну повторюваність вони мають в центральній частині антициклону (рис. 1.4а), на його північній та західній периферії, в гребні антициклону, малоградієнтному баричному полі (рис. 1.4б,в) .

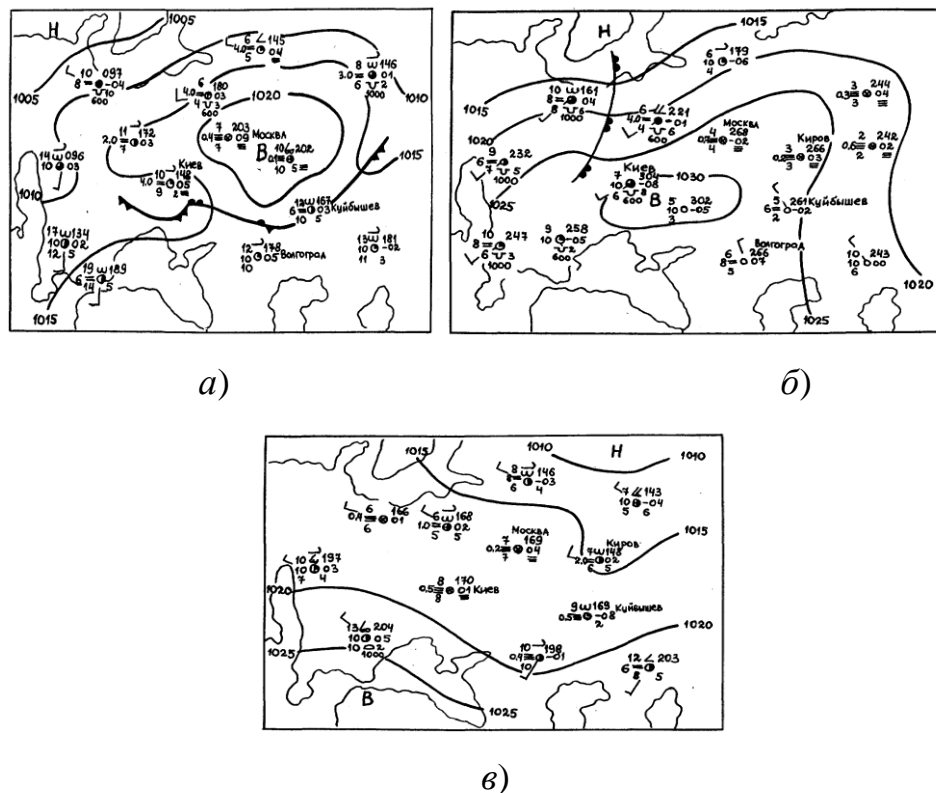


Рисунок 1.4 - Сприятливі синоптичні умови для виникнення радіаційного туману: а) центр антициклону; б) гребінь антициклону; в) малоградієнтне баричне поле [8]

Радіаційні – це тумани, які виникають переважно над сушею в одній повітряній масі, коли основною причиною зниження температури є радіаційне випромінювання підстильної поверхні. Радіаційні тумани утворюються, як правило, при безхмарному небі та слабкому вітрі. Із досліджень М. Є. Берлянда бачимо, що 69% радіаційних туманів виникає при позитивних температурах температури і 39% цих туманів виникає над сніговим покривом.

У Європейській частині Росії радіаційний туман можна спостерігати при температурі від  $1^{\circ}$  до  $15^{\circ}\text{C}$ , в діапазоні від  $-6^{\circ}$  до  $15^{\circ}\text{C}$  туман утворюється рідко. При температурі нижче  $-16^{\circ}\text{C}$  частота радіаційного туману збільшується за рахунок вмісту ядерної сублимації в повітрі. Така ситуація пов'язана з тим, що при плюсовій температурі, випаровування вологи з поверхні ґрунту відбувається інтенсивніше. Це буде свідчити про значне збагачення поверхневого шару повітря водяною парою.

Над сніговим покривом відбувається суцільна конденсація (сублимація) водяної пари в тонкому шарі повітря на зовнішньому покриві, оскільки в цьому шарі досягається стан насильства над льодом.

У теплу пору року частота туману над вологою поверхнею набагато вища, ніж над сухою.

Радіаційний туман, в більшості випадків, виникає при штилі та швидкості вітру 1-2 м/с. Швидкість вітру 3-4 м/с є практично граничною для туману. Однак ряд досліджень підтверджує, що їх можна представити при швидкості вітру 4-7 м/с.

Наявність слабкого вітру поблизу землі та дія його посилення з висоти сприяє турбулентності, яка визначає перенесення продуктів конденсації (сублимації) із земної поверхні вгору та підтримку їх у зваженому стані в граничному шарі.

Крім того, турбулентний теплообмін сприяє перерозподілу температури повітря в граничному шарі та утворенню поверхневої або підвищеної інверсії.

Узагальнення інформації про температурні профілі в граничному шарі в дні з туманами дозволяє появу деяких моделей інверсії відповідно до механізму утворення туману

Встановлено, що вертикальна потужність нічних інверсій зростає в широкому діапазоні - від десятків метрів до 300-400м. Різниця температур в інверсійному шарі становить 3-5°C, іноді 7-9°C.

У тих випадках, коли радіаційне охолодження під типовою поверхнею відбувається при штилі (швидкість вітру менше 1 м/с), турбулентний і молекулярний обмін відбувається в тонкому шарі повітря.

Поверхня, яка утворюється, має товщину в кілька десятків метрів, різницю температур у землі та на верхній межі інверсії на кілька градусів (рис. 1.5).

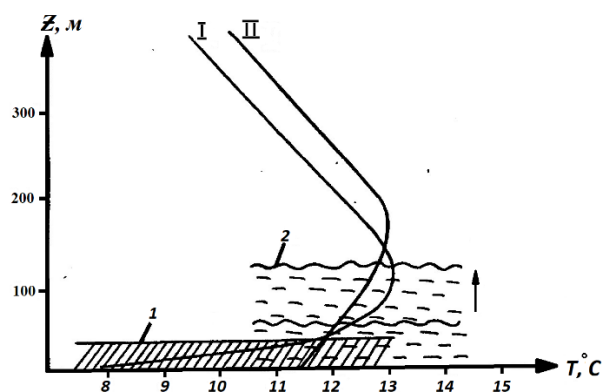


Рисунок 1.5 – Профілі температури повітря в приземному шарі, I – при штилі; II – при швидкості вітру (1-3 м/с); 1 - шар холодного повітря; 2 - шар туману [13]

Якщо умова виконується під час охолодження в якомусь поверхневому шарі.

У випадку, коли  $T = T_d$ , відбувається конденсація водяної пари, що призводить до утворення слабкого (поверхневого) туману або роси. Роса в поверхневому шарі різко знижує вологість, що зменшує ймовірність туману. Однак утворення туману неможливе при достатньому подальшому охолодженні та появі слабких вітрів [20].

Швидкість вітру в поверхневому шарі 1-3 м / с викликає значний вертикальний шар потужності, в якому відбувається активний тепло- та вологообмін. Спочатку конденсація водяної пари відбувається в найнижчому

найхолоднішому шарі товщиною кілька метрів. Сформований шар туману поступово зростає вгору. Верхня межа туману зростає до встановлення термогігрометричної рівноваги системи "поверхня землі - туман - атмосфера". Припинення зростання шару можна вважати завершенням першого етапу утворення туману.

При швидкості вітру в землі більше 4-5 м / с, як правило, на висоті 150-200 м утворюється підвищена інверсія тертя, що сприяє накопиченню твердих домішок і продуктів конденсації під це (рис. 1.6)

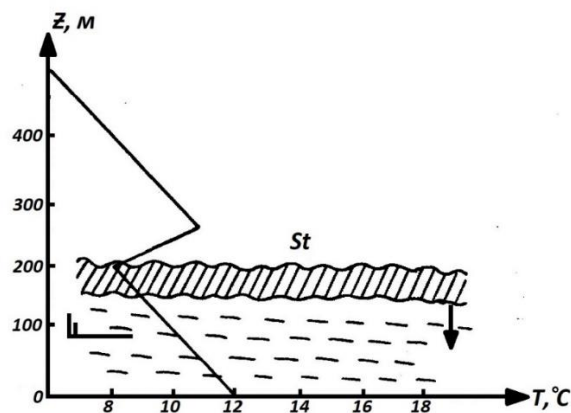


Рисунок 1.6 – Схема утворення радіаційного туману з шаруватої хмарності [6]

Як результат, створюється підінверсійний шар повітря, який знаходиться близько до стану насичення. Якщо в майбутньому приплив водяної пари зменшується вгору, то під інверсією створюється шар туману, нижня межа якого поступово руйнується до землі. Утворення туману здійснюється зверху вниз. З практичної інформації, з моменту виявлення змін до створення туману на аеродромі проходить 20-30 хвилин, а іноді 1-2 години.

Вертикальна потужність радіаційного туману в основному становить 100-300 м, але в деяких випадках вона становить на 50-100 м і менше. Верхню межу туману можна визначити за допомогою аерологічної діаграми. Дефіцит точок роси в шарі туману мало відрізняється з висотою, а на верхньому рівні туману при температурі від 0 до  $-4^{\circ}\text{C}$  він знаходиться в межах  $0,0-0,5^{\circ}\text{C}$ , при



температурі від  $-5^{\circ}$  до  $-12^{\circ}$  C не перевищує  $2^{\circ}$  C, а при  $-16^{\circ}$  C не перевищує  $3^{\circ}$  C. Над шаром дефіцит туману різко збільшується, що виражається в різкому відхиленні кривої точки роси лівіше від кривої стратифікації [18].

Чим менший дефіцит точок роси в початковий момент часу до 500-1000 м, тим швидше після заходу Сонця створюється туман, тим більша його вертикальна потужність.

В середньому понад 69% випадків радіаційного туману створюються при початковому значенні відносної якості 60%. Слід зазначити, що взимку радіаційні тумани можуть використовуватися з початковим дефіцитом 6-7°C. Це пов'язано з великою тривалістю ночі та значним ефективним випромінюванням снігового покриву. Влітку через коротку тривалість ночі тумани підтримуються при початковому дефіциті більше 3-5°C.

Створення радіаційних туманів має локальний характер, залежно від місцевих фізико-географічних особливостей. Тумани не утворюють суцільної великої площі, розподіл по площі «плямистий».

Тривалість радіаційного туману пов'язана з часом його створення. Зазвичай довші тумани, що з'являються в першій половині ночі. Тумани, що з'являються перед сходом Сонця, швидко розсіюються. [38]

За даними М.Є. Берлянда, в 70% випадків тривалість туману не перевищує 3 годин, у 25% випадків 4-9 годин і лише в 5% випадків 10 годин і більше.

Розсіювання туману «на місці» відбувається після сходу сонця з інтенсивним потеплінням та відсутністю вітру. Швидке підвищення температури в шарі туману призводить до руйнування інверсії, краплі туману випаровуються, а водяна пара переноситься у верхні шари завдяки вертикальним рухам. Видимість в тумані поступово поліпшується. Розсіювання туману "на місці" найчастіше спостерігається на початку та наприкінці літа [11].

В кінці літа і восени найчастіше радіаційний туман розсіюється, переходячи в хмарність піднесеного туману (St або St fr). Іноді хмарність може існувати всю першу половину дня. Чим більше площа зайнята радіаційним туманом, тим довше існує туман або хмарність піднесеного туману.

## 1.4 Мікрофізичні характеристики туманів

Під мікрофізичними характеристиками туманів розуміють їх водність, розподіл крапель або кристалів льоду по розмірам та фазовому стану елементів туману.

Водність в туманах - кількість водяних часток у повітрі, які об'єднуються, утворюючи туман. Вона визначається як кількість крапель води та кристалів льоду в одному кубічному метрі повітря. Цей параметр визначає агрегатний стан туману і може слугувати індикатором видимості в його межах. Водність туманів, які перебувають у різних агрегатних станах, може виявитися різною, вносячи своєрідний внесок у характеристику цього атмосферного явища.

При теоретичному розгляді вертикального розподілу метеорологічних параметрів можна виділити три основні етапи еволюції радіаційного туману.

Розглядаючи рисунок (рис. 1.7) спостерігаємо як змінюється водність в радіаційних туманах в залежності від температури та висоти.

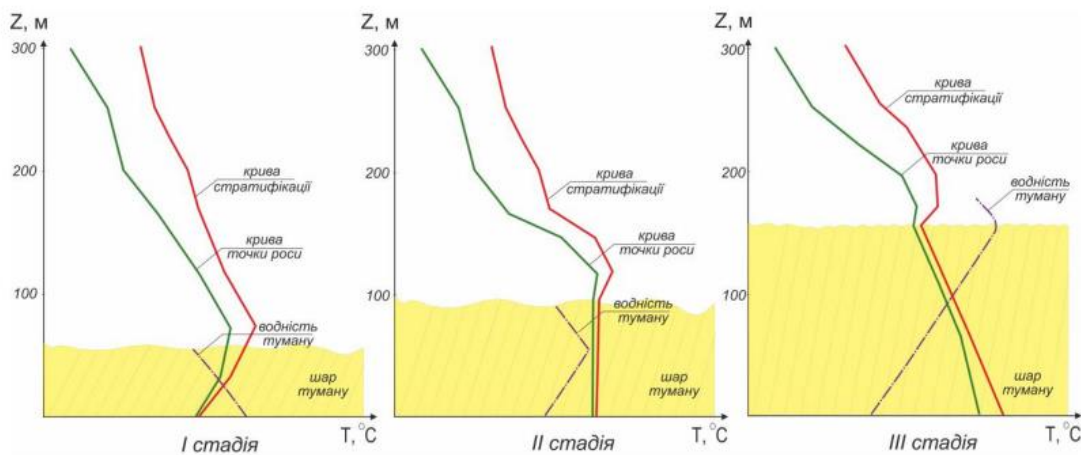


Рисунок 1.7 - Схема вертикально розподілу метеовеличин в радіаційному тумані при різних стадій його розвитку [5]

З рисунку (рис. 1.7) видно, що на першій стадії утворюється звичайна радіаційна інверсія, в цей момент водність зменшується. 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. Насичення повітря водяною паром 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. У тих випадках, коли радіаційне охолодження підстильної поверхні відбувається при штилі (швидкість вітру менше 1 м/с), турбулентний і молекулярний обмін має місце лише у тонкому шарі повітря. Якщо у цьому випадку виконується умова  $T = Td$ , то відбувається утворення низького (поземного) туману або випадання роси. Випадання роси в приземному шарі різко зменшує вологість, що, у свою чергу, зменшує імовірність утворення туману. Проте при достатньому подальшому охолодженні і наявності слабкого вітру утворення туману не виключається.

Друга – проміжна стадія розвитку туману – зазвичай триває не більше 1-2 годин. Градієнти температури у шарі туману у цій стадії є близькими до вологоадіабатичних. Цій стадії характерне тимчасове затишся вітру біля поверхні землі, в цей проміжок часу нерідко спостерігається штиль. В моменті другої стадії припиняється випадання роси, починається конденсація водяної пари у повітрі біля поверхні землі. Водність туману від поверхні землі збільшується, та з висотою має характерний переломний момент, з якого починає зменшуватись. Вертикальна протяжність туману збільшується.

Третя стадія є найстійкішою у часі. В третій стадії спостерігається сповільнення або припинення падіння температури біля поверхні землі, оскільки радіаційне охолодження зменшується, а висхідний потік тепла від підстильної поверхні триває. Збільшується вертикальна товщина шару туману.

В цей період водність туману збільшується. Зникає видимість неба та починається радіаційне охолодження верхньої межі туману. Конвекція змінює напрямок, інверсія посилюється внаслідок охолодження верхньої межі шару туману.

В адвективних туманах 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 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. 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. 56 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. Вертикальний градієнт температури стає більше вологоадіабатичного, 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 вологоадіабатичного або послаблення турбулентного обміну внаслідок зменшення швидкості вітру. 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.

#### 1.4.1 Методика розрахунку вологовмісту в туманах

З теоретичної точки зору, для оцінки стану насичення зручніше використовувати таку характеристику вологовмісту, як абсолютна вологість  $a$ . Абсолютна вологість, як відомо, характеризує густину водяної пари, виражену числом її грамів у  $1 \text{ м}^3$  повітря:

$$a = 217 \frac{e}{T}, \quad (1.2)$$

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

У момент утворення туману абсолютна вологість наближується до насичувальної  $a_m$ . З формули (2.1) видно, що абсолютна вологість залежить від температури повітря. Розрахунками встановлено, що при температурі повітря  $-40^\circ\text{C}$   $a_m = 0,18 \text{ г/м}^3$ , при температурі  $0 \text{ }^\circ\text{C}$   $a_m = 4,9 \text{ г/м}^3$ , а при температурі  $+30^\circ\text{C}$   $a_m = 30,4 \text{ г/м}^3$ .

Розглянемо основні відомості про процеси туманоутворення, необхідні для прогностичної практики. Введемо величину абсолютного вологовмісту повітря  $q$ , під яким розумітимемо сумарну масу водяної пари  $a$ , крапель води і кристалів льоду  $\delta^*$  в  $1 \text{ м}^3$  повітря, тобто

$$q = a + \delta^*, \quad (1.3)$$

де  $\delta^*$  – водність туману.

До моменту утворення туману  $\delta^* = 0$  і  $q = a$ . В тумані абсолютна вологість є близькою до насичувальної  $a_m$ , яка є функцією лише температури повітря. Тоді для туману можна записати рівність у виді

$$\delta^* = q - a_m(T). \quad (1.4)$$

З цього співвідношення випливає, що водність туману може зростати під впливом двох чинників:

1. збільшення вологовмісту повітря  $q$ , яке відбувається при:

- посиленні випаровування води з підстильної поверхні;
- збільшенні турбулентного обміну в приземному шарі, що призводить до припливу вологи від підстильної поверхні;

- випаровуванні крапель дощу або мряки в холодніше повітря;
- штучному надходженні вологи разом з продуктами згорання твердого і рідкого палива.

2. зниження температури повітря, з яким пов'язане зменшення  $a_m(T)$ , відбувається внаслідок:

- турбулентного і молекулярного теплообміну з сусідніми масами повітря і земною поверхнею;

- радіаційного вихолодження;

- адиабатичного розширення маси повітря при її вертикальних рухах.

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

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

2. Видимість в тумані буде тим менше, чим більшою буде величина зниження температури повітря. Водність туманів, що знаходяться в різному агрегатному стані, різниться. Відомо, що для туманів охолодження водність збільшується з підвищенням температури. Водність туманів випаровування, навпаки, збільшується зі зниженням температури повітря завдяки збільшенню швидкості випаровування пропорційно різниці температур вода-повітря. Вертикальна потужність туману представляє інтерес в основному для прогнозу його розсіяння. Вона безпосередньо не вимірюється і може бути оцінена шляхом аналізу розподілу температури і точки роси у граничному шарі. [39]

## 2 СУЧАСНІ ДОСЛІДЖЕННЯ ПРОГНОЗУВАННЯ ТУМАНІВ

### 2.1 Дослідження температурно-вологісних характеристик в період формування туману

В роботі [35] розглянуто випадок утворення туману над міжнародним аеропортом Циндао Лютін ( $120,3744^\circ$  сх. д.,  $36,2661^\circ$  пн. ш.), який розташований у південній частині провінції Шаньдун, на висоті над рівнем моря 10 м і розташований приблизно в 30 км від берега.

На захід від аеропорту розташована затока, головна гавань у регіоні, а на південь – YS. 12 серпня 2021 року аеропорт закрили, а його комерційну діяльність перенесли до міжнародного аеропорту Циндао Цзяодун, але наземні спостереження продовжують працювати. Міжнародний аеропорт Цзяодун розташований за 28 км на північний захід від міжнародного аеропорту Лютін. Аналіз характеристик туману в міжнародному аеропорту Лютін має певне індикативне значення для попередження та прогнозування туману в міжнародному аеропорту Цзяодун.

Погодинні спостереження за поверхнею доступні з 2000 по 2022 рік, включаючи всю інформацію про погоду, таку як напрям вітру, швидкість вітру ( $\text{m s}^{-1}$ ), видимість (м), температура повітря на поверхні ( $^\circ\text{C}$ ), точка роси ( $^\circ\text{C}$ ), тиск на рівні моря (SLP, гПа) і поточну погоду (MW), повідомлену вручну. Усі дані в цьому дослідженні були записані в UTC, за винятком спеціальних звітів, і якість метеорологічної інформації контролювалася. Туман спостерігався, коли рекорд МВт коливався від 40 до 49.

Туман визначається як видимість менше ніж 1000 м, з життєвим циклом, що триває довше 2 год, а МВт записи між 40 і 49. Час утворення визначається як перший час, коли видимість становить менше 1000 м, домінуючий напрямок вітру туману визначається як напрямок вітру під час формування, а коливання напрямку вітру становлять менше  $\pm 22,5^\circ$ . [40]

Дані зондування зібрані з Університету Вайомінгу, де архівуються дані радіозондування станції Циндао. Станція Циндао розташована поблизу аеропорту на висоті над рівнем моря 77,0 м ( $120,33^\circ$  E,  $36,07^\circ$  N). Радіозонди запускаються двічі на день о 00 та 12 UTC (08 та 20 за пекінським стандартним часом, BST), і отриманий профіль атмосфери містить температуру повітря, точку роси, тиск, відносну вологість (RH) і вітер. За даними зондування до січня 2020 року є приблизно 4 шари тиску, розташовані нижче 1000 м, і 12–15 шарів після цього. У даних повторного аналізу присутні лише 4 шари. Товщина туману зазвичай менше 1000 м, і дані зондування з вищою вертикальною роздільною здатністю можуть бути більш корисними для вивчення структури PBL. Ті спостерігається, коли температура на верхньому рівні вище, ніж температура на безпосередньому нижньому рівні, що означає позитивний градієнт температури по вертикалі. Міцність ТІ (TIS) визначається як різниця температур між верхньою та нижньою сторонами інверсії, поділена на товщину інверсії. Висота PBL (PBLH) визначається як базова висота ТІ. [27]

Вітровий режим є важливим метеорологічним фактором утворення туману та важливим показником для визначення типу туману. Роза вітрів під час утворення туману, яка показує, що туман в основному утворювався в міжнародному аеропорту Лютін під північно-західним вітром і південно-східним вітром, а саме EF і CF зі 114 і 104 випадками, що становить 45% і 41% від загальної кількості випадків, відповідно. Швидкість вітру, як правило, невелика під час формування, становлячи менше  $5 \text{ мс}^{-1}$ , і лише 19 випадків відбулися, коли швидкість вітру була більше  $5 \text{ мс}^{-1}$ , що становить 7,5% від загальної кількості випадків.

Кількість туманів показує значні міжрічні коливання та сезонні цикли. Щорічна кількість випадків туману (чорна лінія) демонструє тенденцію до зниження із середньою кількістю випадків 12 на рік. Річне число досягло максимуму в 26 випадків у 2006 році і лише два випадки в 2020 році. Підгрупи EF і CF демонструють спадні та параболічні тенденції (сині та червоні лінії відповідно), із середнім показником п'яти випадків на рік. Максимальна частота ФВ та МВ досягла 13 випадків у 2006 році та 12 випадків у 2011 році



відповідно. Сезонний цикл повного туману представляє бімодальну тенденцію з піками в січні та липні, відповідно. Піки сягають 44 випадків взимку і 32 випадків влітку.

Варто зазначити, що менше випадків туману утворювалося під південно-східним вітром взимку та північно-західним вітром влітку, але видимість була меншою, коли EF та CF утворювалися взимку та влітку відповідно. Показано добовий цикл зміни туману. Частота туману поступово зростає після 10 UTC (18 BST), досягає піку о 22 UTC (06 BST), а потім швидко зменшується. Частота туману невелика з 02 до 10 UTC (від 10 до 18 BST), менше 10 випадків. Таким чином, туман зазвичай утворюється вночі/рано вранці та розсіюється протягом кількох годин після сходу сонця.

Стабільність атмосфери та вологість є важливими факторами для формування хмар і туману. Утворення туману тісно пов'язане з атмосферною циркуляцією, а також структурою PBL. Попередні дослідження показали, що існують значні відмінності у вертикальних структурах низьких хмар і PBL при різних переважаючих вітрах. Тоді як щодо товщини туману та структури PBL за різних режимів вітру? Чи існують значні відмінності між структурою PBL в синоптичному та кліматичному масштабах?

Щоб порівняти структуру PBL у синоптичному масштабі, на показано дві окремі події EF та CF, які спостерігалися в аеропорту 10–11 грудня 2021 року та 8–9 листопада 2022 року. Усі панелі починаються о 00 UTC першого дня та закінчуються о 04 UTC на другий день. О 00 UTC (08 BST) першого дня (10 грудня 2021 року та 8 листопада 2022 року) аеропорт був розташований перед наземними системами високого тиску. EF і CF сформувалися о 15 UTC (23 BST) в день 1, а видимість становила 1000 м і 900 м відповідно. Мінімальні EF і CF видимості становили лише 200 м і 100 м відповідно. Зі зменшенням SLP швидкість вітру в основному залишається на рівні  $2 \text{ мс}^{-1}$  і  $1 \text{ мс}^{-1}$ , а напрямок вітру залишається північно-західним і південно-східним, відповідно. Умови видимості нижче 200 м тривали 8 годин і лише 1 годину під час CF і EF відповідно. Перед утворенням туману температура і точка роси безперервно знижувалися, і різниця між ними становила майже 0 К під час утворення. SLP,

температура та точка роси зросли о 20 UTC (04 BST), коли туман почав розсіюватися. Для EF швидкість вітру зросла на етапі розсіювання, а напрямок вітру залишився північно-західним. Швидкість вітру зменшилася на етапі дисипації CF, але напрямок вітру змінився з південно-східного на північно-західний. [33]

## 2.2 Розробка прогнозу туману та видимості з використанням моделі IMD-GFS

Наступне дослідження проводилося в місяці піку зимовий сезон, тобто грудень і січень 2020-21 року і 2021-22 над аеропортом IGI. Півгодинний METAR і 3 годинні синоптичні спостереження доступні на <https://olbs.amssdelhi.gov.in> надав поточну погоду інформації. Модель IMD-GFS працює з горизонталлю роздільна здатність ~12 км і 64 гібридні сигма рівні тиску. Чотиривимірний (4D) ансамбль варіаційних даних система асиміляції (DA) (4DEnsVar) NCMRWF є використовується для створення початкових умов IMD-GFS моделі. Асиміляція даних 4DEnsVar здатна засвоєння різних традиційних і полярних/геостаціонарних супутникові спостереження, включаючи значення яскравості. . [36]

Аналіз проводиться чотири рази на добу тобто 00, 06, 12 і 18 UTC і прогноз на 10 днів генерується в кожному запуску. Специфіка IMD-GFS Авіаційна продукція також доступна в аеропорту. Це містить діаграми, символи вітру та температури, вітер і числові значення температури та метеограми. Ці продукти включають всі погодні параметри, необхідні для туман/видимість. З точки зору прогнозиста, ці спеціальні авіаційні продукти IMD-GFS дуже багато корисно для створення прогнозів туману/видимості в більш точний спосіб. Для цілей прогнозування IMD GFS прогнозовані метеорологічні параметри, які мають а використовувався термін дії 24 години та 48 годин (<https://internal.imd.gov.in> і <https://nwp.imd.gov.in>). Наразі вихідні дані моделі IMD-GFS недоступні в відкритий домен для дослідницьких цілей.

Головна мета цього дослідження – покращити прогноз туману/видимості над аеропортом IGI протягом зими сезон 2020-21 і 2021-22. Щоденно, актуально інформація про погоду, отримана з METAR і синоптики спостереження старанно вивчалися, щоб зрозуміти тенденція в нинішній погоді. Інший метеорологічний параметри, які відіграють значну роль у формуванні туману такі як мінімальна температура повітря, зниження точки роси, швидкість і напрямок вітру, зворотний і поворот вітру, відносна вологість, інверсія температури поверхні, хмарність покриття і західні напрямки (WD) або будь-яке інше значуща синоптична система, що оточує Дельхівалід для наступні 24 години та 48 годин збираються з IMD GFS Виходи моделі. Значення вищезазначених параметрів сприятливі для утворення туману наведені в таблиці 2.1 продуктивність 24 і 48-годинної моделі IMD GFS звикли прогнозувати туман/видимість над аеропортом IGI. . [26]

Таблиця 2.1 - Сприятливі метеорологічні умови параметри утворення туману (Singh, 2011; Arun et al., 2022)[23]

Погодні параметри	Сприятливі умови для виникнення туману
T min (°C)	< 8 °C
Зниження точки роси (°C)	< 3°C
Відносна вологість (%)	>75%
Швидкість вітру (вузли)	Від 02 до 04 вузлів
Напрямок вітру	Залежить від швидкості вітру
Поворот вітру	Відсутній
Температура поверхні інформація (°C)	>2 °C
Хмарність	Безхмарно

Всього існує 9 метеорологічних параметрів згадано в таблиці 2.1, де кожен із параметрів має рівна вага 11%. Загальний відсоток після поєднання всіх

сприятливих параметрів дає 24 години і 48-годинний прогноз ймовірності утворення туману та відповідної найнижчої видимості, як показано в таблиці 2.2. Якщо всі параметри сприятливі, то це вказує на 99% ймовірність утворення туману при найменшій видимості 00 м. Так само, якщо 8 з 9 параметрів є сприятливими, то це вказує на 88% ймовірність утворення туману з найнижчою видимістю 200 м і так далі. Повний аналіз є виконано подібним чином. . [30]

Таблиця 2.2 - Класифікація ймовірності утворення туману і відповідна видимість [29]

Ймовірність формування туману (%)	Видимість (м)
99	00
88	200
77	400
66	600
55	800
44	1000
33	>1000
22	>1000
11	>1000
00	>1000

Дане дослідження було проведено під час Грудень і січень місяці зимового сезону 2020-21 та 2021-22. Ймовірність утворення туману і була розрахована відповідна найменша видимість щодня з терміном виконання 24 години та 48 годин. Табличний формат прогнозу туману/видимості, виданий на 8 січня 2022 року показано в таблиці 3. По-перше, METAR і синоптичних спостережень за умови сучасної погоди умови 8 січня 2022 р. Враховуючи теперішній час погода та використання 24-годинного та 48-годинного прогнозу інформація про метеорологічні параметри, ймовірність утворення туману та найменша видимість, яка очікується наступного Прогнозується 24 та 48 годин. За даними

згадані в таблиці 3, п'ять і вісім із дев'яти погодних умов параметри сприятливі для утворення туману для 9-го та 10-го січня 2022 р. відповідно. Оскільки рівна вага 11% було надано кожному сприятливому параметру ймовірність утворення туману становить 55% на 9 січня 2022 року та 88% на 10 січня січня 2022 р. відповідно. Відповідно до таблиці № 3, найнижчий видимість прогнозується як 800 м і 200 м для 9 і 10 числа січня 2022 року відповідно. Прогноз туману/видимості для всіх сезонів був проведений у подібній манері. . [28]

Туман класифікується на різні категорії залежно від видимість, яка обговорюється наступним чином. Коли видимість  $\leq 50$  м, це дуже густий туман; густий туман подія означає, що видимість становить від 51 м до 200 м, далі, якщо видимість спостерігається між 201 м і 500 м, це визначається як помірний туман; виникає неглибокий туман коли видимість становить від 501 м до 800 м і туман відбувається, якщо видимість перевищує 800 м. В додаток, злітно-посадкові смуги класифікуються за різними категоріями (тобто CAT I, CAT II, CAT IIIA, CAT IIIB і CAT IIIC) на основі дальність видимості на ЗПС (RVR). Коли видимість повідомляється, що вище 800 м, він класифікується як CAT I категорії тоді як CAT II визначається, коли видимість перевищує 350 м. CAT IIIA і CAT IIIB мають дальність видимості 200 м і 50-200 м відповідно, тоді як у CAT IIIC немає дальність видимості. В даний час аеропорт IGI оснащений CAT IIIB на всіх злітно-посадкових смугах.

Графіки часових рядів 24-годинного прогнозу видимості та 48- годин прогнозу видимості із спостережуваною видимістю для 2020-21 і 2021-22 роки показано на рисунку 2.1 (a-d). В крім того, відповідна прогнозована швидкість приземного вітру (вузлів) і відносної вологості (%) разом із спостережуваним дані показані на рисунку 2.2 (a-d) і малюнку 3 (a-d) відповідно. Продуктивність між спостережуваним і прогнозована видимість, швидкість вітру, відносна вологість тощо За згодою. Наприклад, 24-годинний прогноз для 31.12.2020 та 01.01.2021 прогнозують дуже густий туман подія з найменшою видимістю 50 м. Прогнозований швидкість вітру також була сприятливою для 31.12.2020 р. 01.01.2021 04 і 02 вузли відповідно. Спостережена швидкість становила 02 вузли в обидва дні, що на користь утворення туману. Так само була відносна

вологість повітря прогнозується 90% і 95% на 31.12.2020 і 01.01.2021 відповідно. Відносна вологість спостерігається також був сприятливим на 94% для обох днів. Звідси ці події були правильно передбачені, а спостережувані найнижчі видимість була лише 50 метрів в обидва дні. Був дуже густий туман з мінімальною видимістю 50 м прогнозовано в 24-годинному прогнозі на 13.01.2022.

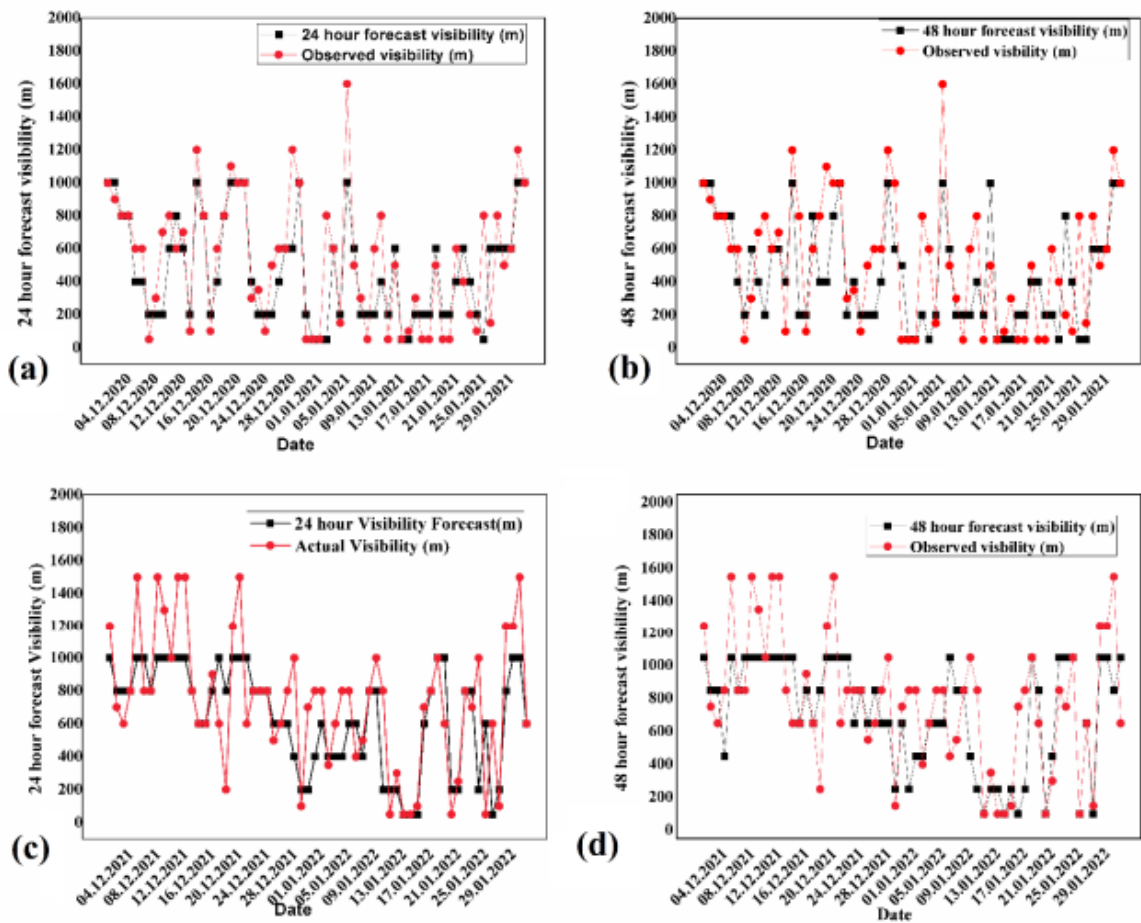


Рисунок 2.1 – Графіки часових рядів прогнозованої видимості та спостережуваної видимості. (a) 24-годинний прогноз, 2020-21, (b) 48-годинний прогноз, 2020-21, (c) 24-годинний прогноз, 2021-22 та (d) 48-годинний прогноз, 2021-22 [31]

Також спостерігалася найменша видимість 13.01.2022 спостерігалася 50 м, що відповідає вимогам прогнозована видимість. Параметри як західні порушення, відносна вологість, категорія вітру та поверхня прогнозована

температурна інверсія становила 78°E, 95%, попутний вітер і 6°С відповідно. Спостережуваний метеорологічні параметри, такі як WD на 83°E, відносна вологість 100%, попутний вітер і температура поверхні інверсія 6°С узгоджувалися з прогнозованими даними а також сприяв утворенню дуже густого туману. На 07.01.2022 за добу прогнозується помірний туман прогноз з мінімальною видимістю 400 м. Прогнозований такі параметри, як відносна вологість (95%), WD (74 °E), температура інверсії (6°С) і мінімальна температура повітря (12 °С) узгоджувалися із спостережуваними значеннями відносна вологість (98%), WD (67 °E), інверсія температура (6°С), мінімальна температура повітря (13,2°С) що призвело до утворення помірного туману з видимістю 500м. Прогноз на 24 години на 14.12.2021 прогнозований невеликий туман з найменшою видимістю 600 м. Кілька прогнозовані параметри, такі як ясне небо, інверсія температура 8°С, попутний вітер, відносна вологість (95%) тощо були сприятливими для утворення туману. [32]

Пізніше спостерігалися такі метеорологічні умови, як ясне небо, температура інверсії 8°С, попутний вітер, відносна вологість (98%) також були в сприятливих позиціях. Крім того, інші параметри, які прогнозувалися несприятливі такі як швидкість вітру (0 вузлів) і мінімальне повітря температура (9 °С) також виявилася несприятливою штат лише з повідомленою швидкістю вітру 0 вузлів і мінімум температура повітря 10,5 °С. Всі перераховані вище фактори призвели до утворення неглибокого туману при найменшій видимості 600 м, як і було передбачено. Так само 24-годинний прогноз для 15.12.2021 прогнозував параметри WD (70°E), ясно небо, температура інверсії (8°С), попутний вітер, відносна вологість (95%), швидкість вітру (0 вузлів), мінімум повітря температура (9 °С). Більш того, ці параметри були в відповідно до спостережуваних значень WD (67°E), чіткий небо, температура інверсії (6°С), попутний вітер, відносна вологість (91%), швидкість вітру (0 вузлів), мінімум повітря температура (11,2 °С). Звідси спостерігається видимість 600 м відповідало прогнозованій найменшій видимості 600м. Прогнозований туман на 17.01.2022 за 24 години прогноз був невеликий туман із найнижчою видимістю 800 м. Прогнозовані параметри, такі як відносна

вологість (90%), WD (90°E), температура інверсії (2°C), мінімальне повітря температура (8°C), попутний вітер тощо відповідали при спостережуваних значеннях відносної вологості (92%), WD (90 °E), температура інверсії (2 °C), температура повітря мінімальна (7,8°C), попутний вітер, ясне небо тощо, що призвело до утворення неглибокого туману з видимістю 800 м передбачив. [34]

Також був прогнозований прогноз видимості на 48 годин точно у значній кількості випадків. Наприклад, 48-годинний прогноз на 04.01.2021 та 07.01.2021 передбачив щільний туман із найнижчою видимістю 200м. Пізніше найменша видимість 150 і 300 метрів 01.04.2021 р. спостерігався густий туман 01.07.2021 відповідно. Швидкість вітру 02 вузли і 03 вузли прогнозовано на 04.01.2021 та 07.01.2021, відповідно, дуже узгоджувалися з спостережуваним швидкість вітру 04 і 03 вузли за відповідні дні.

Подібним чином спостерігається відносна вологість 98% на обох днів були близькі до прогнозованого значення 95% для обох днів. Був точно спрогнозований дуже густий туман у 50 м на 11.01.2022 в 48-годинному прогнозі та спостереженні. Найнижча видимість, зафіксована 11.01.2022, також становила 50 м. Прогнозовані параметри, такі як відносна вологість (95%), швидкість вітру 4 вузли, WD (79°E), температура інверсії (6°C), ясне небо, попутний вітер тощо узгоджувалися з спостережуваним значення відносної вологості (100%), вітру швидкість 3 вузли, WD (75 °E), температура інверсії (6 °C), чисте небо та попутний вітер тощо. [22]

Незважаючи на те, що прогнози туману/видимості помічені бути згодним із спостереженнями більшості події, спостерігалися випадки, в яких повідомлено про невідповідності. Деякі приклади обговорюються наступним чином. Прогноз на 24 години на 01.07.2021 прогнозований щільний туман з найменшою видимістю 200 м як вітер швидкість передбачалася 6 вузлів, що в несприятливий діапазон. Проте фактична швидкість вітру спостерігалася в той день було 04 вузли, що в сприятливий діапазон для утворення туману, що призводить до найнижча видимість 50 м в умовах дуже густого туману 07.01.2021. Аналіз показав, що неправильно передбачення швидкості вітру призвело до помилки в тумані/видимості передбачення. Так само неправильно



прогнозування швидкості вітру 06 вузлів на 08.01.2021 на 24 години прогноз визначено як причину невідповідності як спостережуваного швидкості вітру становила 02 вузли.

Таким чином, подія дуже щільний туман (видимість 50 м) спостерігався 01.08.2021 замість прогнозована видимість 200 м в умовах густого туману. Крім того, 24-годинний прогноз передбачав густий туман з найменшою видимістю 200 м в обидва дні 19.01.2021 та 20.01.2021. Пізніше дуже густий туман Найнижча видимість 50 м спостерігалася, навіть якщо WD був у несприятливому діапазоні в обидва дні. Густий туман с прогнозована найменша видимість 200 м за 24 години прогноз на 11.01.2022.

Хоча всі параметри були передбачувано бути в сприятливому діапазоні, за винятком вітру передбачувано несприятливий будучи поворотним характером. В фактичне спостереження, дуже щільний туман спостерігався на Аеропорт IGI з найменшою видимістю 50 м. Це невідповідність може бути наслідком спостережуваної супутньої природи вітер, який сприятливий для утворення туману, тоді як був прогнозується як змінна природа. Так само густий туман (видимість 200 м) прогнозували в 48-годинному прогнозі для 13.01.2022. Всі параметри були прогнозовані в сприятливий діапазон, крім мінімальної температури повітря ( $8^{\circ}\text{C}$ ) який був у несприятливому діапазоні. Хоча всі інші параметри спостерігалися згідно з прогнозами, але розбіжності спостерігалися у значенні мінімальної температури повітря ( $6,6^{\circ}\text{C}$ ), що потрапило в сприятливий діапазон. Це призвело до утворення дуже густого туману 13.01.2022 натомість густого туману. Неглибокий туман з мінімальною видимістю 800м було передбачено в 24-годинному прогнозі на 18.12. 2021 рік.

Проте був густий туман з мінімальною видимістю 200 м спостерігається. Це може бути пов'язано з помилкою передбачення в WD і мінімальної температури повітря, тобто WD не прогнозувалося на 18.12. 2021, але WD спостерігався на  $74^{\circ}\text{E}$ . В Крім того, мінімальна температура повітря була прогнозована в несприятливий діапазон становить  $9^{\circ}\text{C}$ , але спостережуване значення мінімальна температура повітря становила  $6,2^{\circ}\text{C}$ . Усе це сприятливо чинники призводять до утворення густого туману замість неглибокий туман.

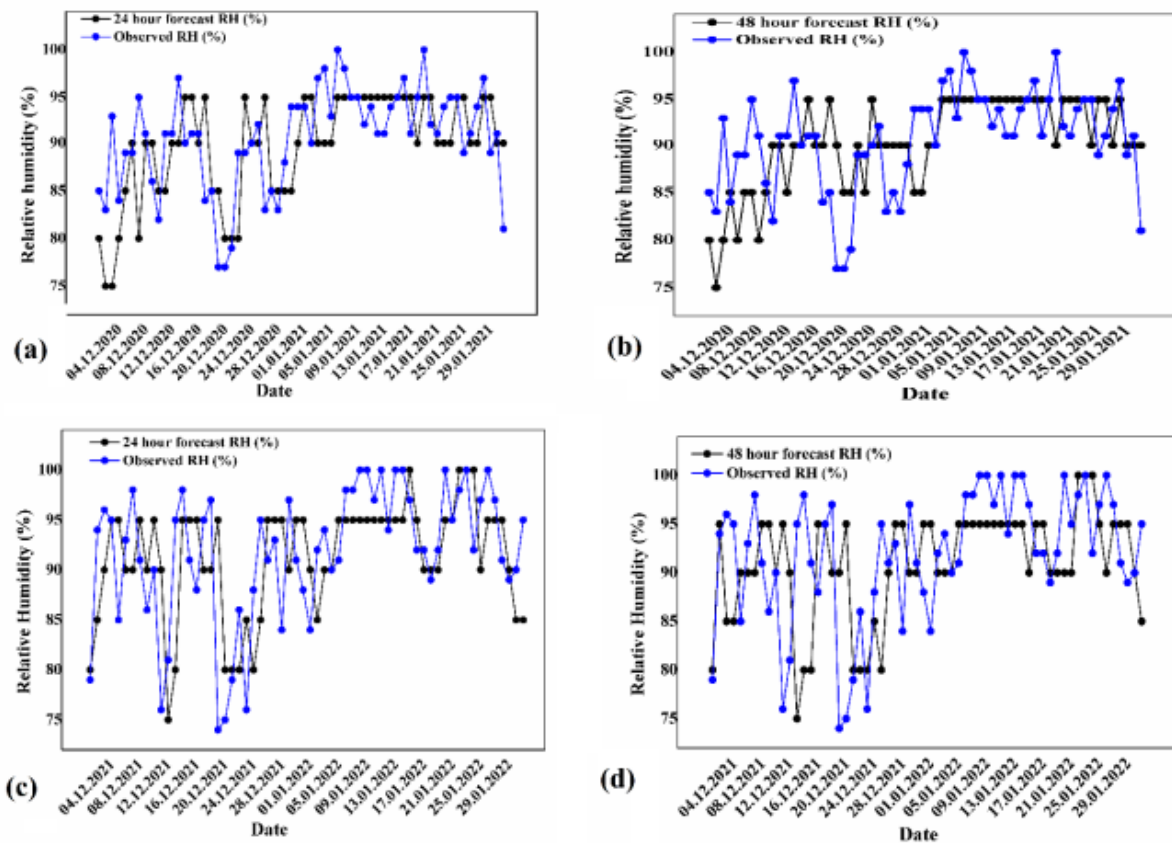


Рисунок 2.2 – Графіки часових рядів прогнозованої відносної вологості та спостережуваної відносної вологості. (a) 24 години прогноз, 2020-21, (b) 48-годинний прогноз, 2020-21, (c) 24-годинний прогноз, 2021-22 та (d) 48-годинний прогноз, 2021-22 [25]

У деяких випадках траплявся протилежний сценарій, за якого прогнозована видимість була меншою, але фактична видимість була визнано достатнім для вимог авіації. Для наприклад, усі метеорологічні параметри, крім хмарності на 25.12.2020 прогнозовано сприятливі умови що призвело до передбачення події густого туману з мінімальна видимість 200 м. Але в реальному спостереженні разом з умовами хмарності, швидкістю та напрямком вітру також було виявлено, що вони перебувають у несприятливому стані невеликий туман із мінімальною видимістю 700 м не небезпечні для авіаційної

діяльності. Так само для 02.01.2021 та 25.01.2021 дуже густий туман з найнижчим видані прогнози видимості 50 м.

Прогнозований значення всіх метеорологічних параметрів були в сприятливий діапазон для утворення дуже щільного туману. однак, невеликий туман з найменшою видимістю 800 м записані в обидва дні. Подальший аналіз показав, що мінімальна температура повітря і швидкість вітру в обидва дні були несприятливими, що призвело до утворення дрібних туман замість дуже густого туману. Помірний туман з прогнозована мінімальна видимість 400 м за 24 години прогноз на 31.12.2021. Однак спостерігається видимість було 800 м у невеликому тумані. Причина неглибокого туману замість помірному туману може спостерігатися хмарність небо, WD (89°E), який уже пройшов Делі 3 днів тому, і через що вплив WD був низьким відносна вологість (88%) також спостерігалася нижня сторона.

Всі ці умови призвели до подачі низької вологості, що призвело лише до утворення неглибокого туману. 24-годин прогноз 30.12.2021 прогнозується густий туман с видимість 200м. Однак певні спостережувані параметри швидкість вітру (0 вузлів), напрям вітру та поверхня температурної інверсії (2°C) не виявлено в сприятливий діапазон згідно з прогнозами.

Ці погодні умови сприяв утворенню неглибокого туману (видимість 700 м) замість густого туману. [37]

### 3. АНАЛІЗ ВОЛОГОВМІСТУ ГРАНИЧНОГО ШАРУ АТМОСФЕРИ ПРИ ФОРМУВАННІ ТУМАНІВ

#### 3.1 Методика розрахунку водності туману

На першому етапі роботи для відібраних випадків з адвективним та радіаційним туманами проводилися розрахунки водності в момент початку утворення туману та в період його існування.

Формула, за якою проводився розрахунок водності в тумані основана на рівнянні Клаузиуса -Клапейрона, формула має вид:

$$\sigma = \frac{L S m \Delta T_2}{A R_{\Pi} T^2} \quad (3.1)$$

де  $S m$  – абсолютна вологість повітря перед початком утворення туману;

$\Delta T_2$  - необхідна зміна температури для утворення туману з водністю  $\sigma$  ;

$L$  – теплота пароутворення;  $A R_{\Pi} = 0,11$

Вихідними даними слугували аеролгічні діаграми для кожного випадку за чотири послідовних строки: 00, 6, 12 та 18 год.

Взагалі було виділено три типи розподілу водності в туманах – зростання з висотою, без суттєвих змін та падіння з висотою.

#### 3.2 Дослідження змін вологовмісту радіаційних туманів з висотою та за часом

На рис. 3.1 представлений вертикальний розподіл водності в тумані, який почав утворюватися з 18 години 24.11.2019 (димка) і з 02 години 25.11.2019 сформувався в туман (видимість 500 м в 7 год. та 300 м з 3 год. до 4 год.), а з 7 години 25.11.2019 почав розсіюватися. Розподіл його водності з висотою показав, що максимум її відмічався в період утворення туману (з 18 до 00 год)

біля поверхні землі до 326 м, після чого відмічається досить значне її зменшення. В період існування туману значення водності зменшилися, але майже не змінювалися з висотою до рівня 314 м. після чого відмічається зростання до 500 м.

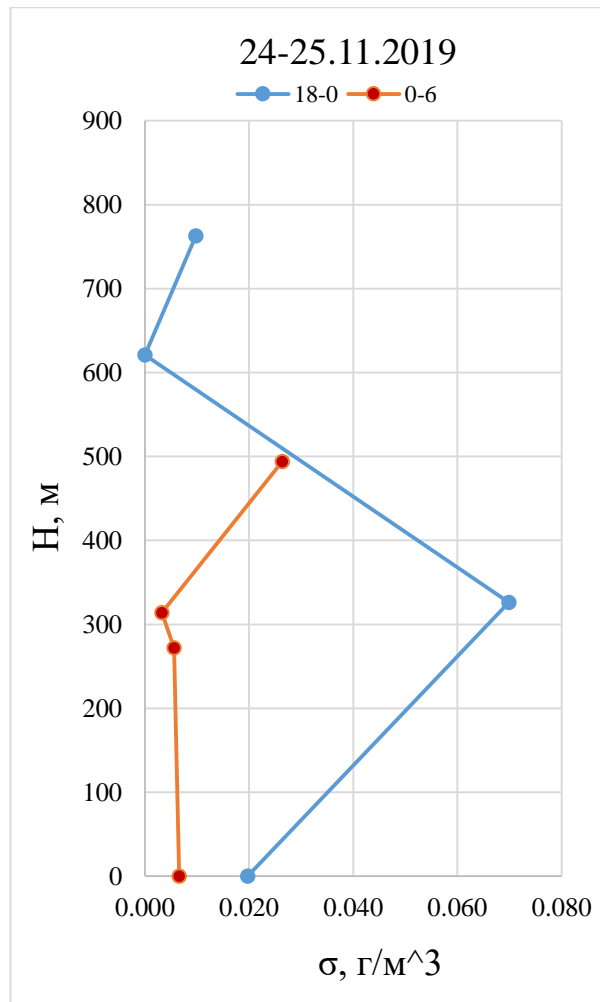


Рисунок 3.1 - Вертикальний розподіл водності радіаційного туману перед його виникненням (24.11.2019) та в період існування (25.11.2019)

Вертикальний розподіл водності радіаційного туману на рис. 3.2 показав, що максимум її відмічався в період утворення туману (з 18 до 00 год) біля поверхні землі до 94 м, в той час як на висотах значне зменшення. В період існування туману та розсіяння туману значення водності зменшилися. Даний випадок туману почав утворюватися з 01 години 24.10.2020 (видимість 100 м в

01 год. та менше 50 м з 02 год. до 05 год.), а з 07 години 24.10.2020 почав розсіюватися.

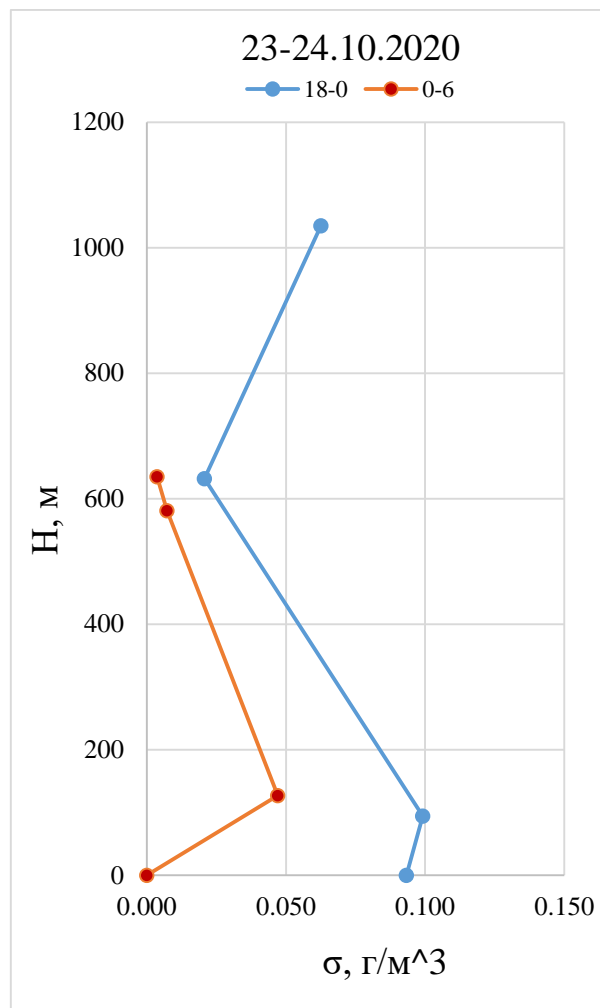


Рисунок 3.2 - Вертикальний розподіл водності радіаційного туману перед його виникненням (23.10.2020) та в період існування (24.10.2020)

Наступний випадок радіаційного туману відмічався з 2 до 6 години ранку, розрахунок водності почали проводити з 18 години 11.02.2021 р. В результаті отримали (рис.3.3), що з 18 до 00 год 11.02, коли тільки створювалися умови для формування радіаційного туману, водність була максимальною та зростала з висотою на верхніх рівнях (800-1800 м). Біля поверхні землі – навпаки, водність від землі до 400 м спадала.

В період з 0 до 6 години 12.02.2021 р., тобто, коли туман вже утворився, водність мала мінімальні, майже однакові значення значення по всім висотам.

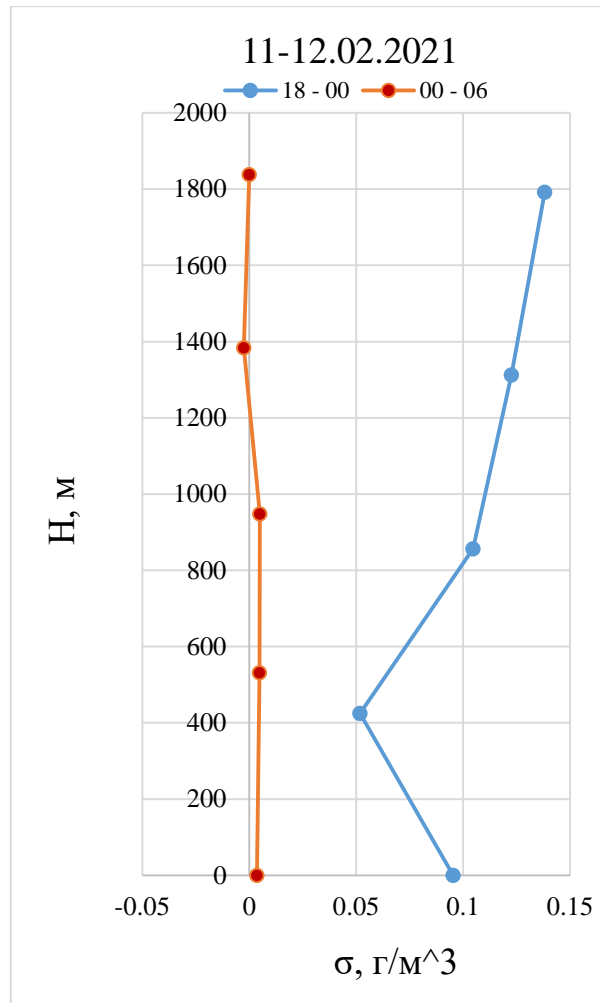


Рисунок 3.3 - Вертикальний розподіл водності радіаційного туману перед його виникненням (11.02.2021) та в період існування (12.02.2021)

Таким чином, даний випадок показав дещо інший результат: зменшення водності повітряної маси біля поверхні землі з висотою та зростання на більш високих рівнях.

Наступний випадок (рис.3.4), як і попередні, показує зниження водності туману біля поверхні землі до висоти 200 метрів більш різко та повільніше до 600 метрів в період формування і частково – існування туману (з 4 ранку). На вищих рівнях водність відсутня.

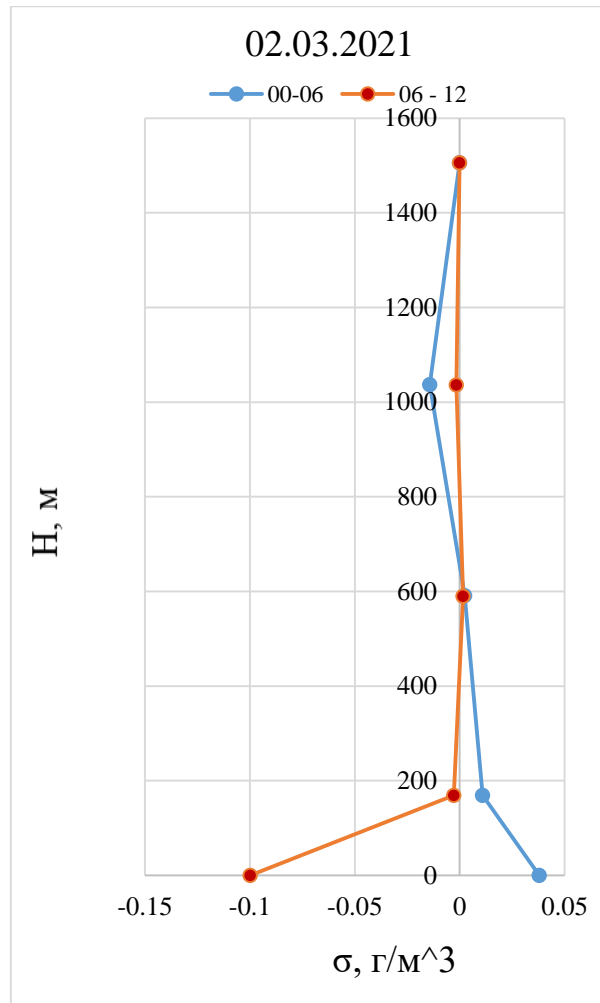


Рисунок 3.4 - Вертикальний розподіл водності радіаційного туману перед його виникненням (02.03.2021) та в період існування в цей день до 10 ранку

В період існування туману та його руйнування чітко простежується відсутність водності біля поверхні землі, та невеликі її значення від 600 та вище. Такий результат можна пояснити тим, що в обох періодах є періоди відсутності туману (або ще не сформувався, або вже розсіявся).

### 3.3 Дослідження змін вологовмісту адвективних туманів з висотою та за часом

На рис. 3.5. продемонстрований випадок адвективного туману який виник о 6 годині 23.10.2019 (видимість від 200 до 300 м.) та почав розсіюватися з 11 год 24.10.2019. Як бачимо із рисунку, в період утворення туману, водність біля



поверхні землі була максимальною, в сам період існування туману значення водності має значно менші значення біля поверхні землі. В цей час значення водності на висоті більші в період існування туману ніж в період його утворення.

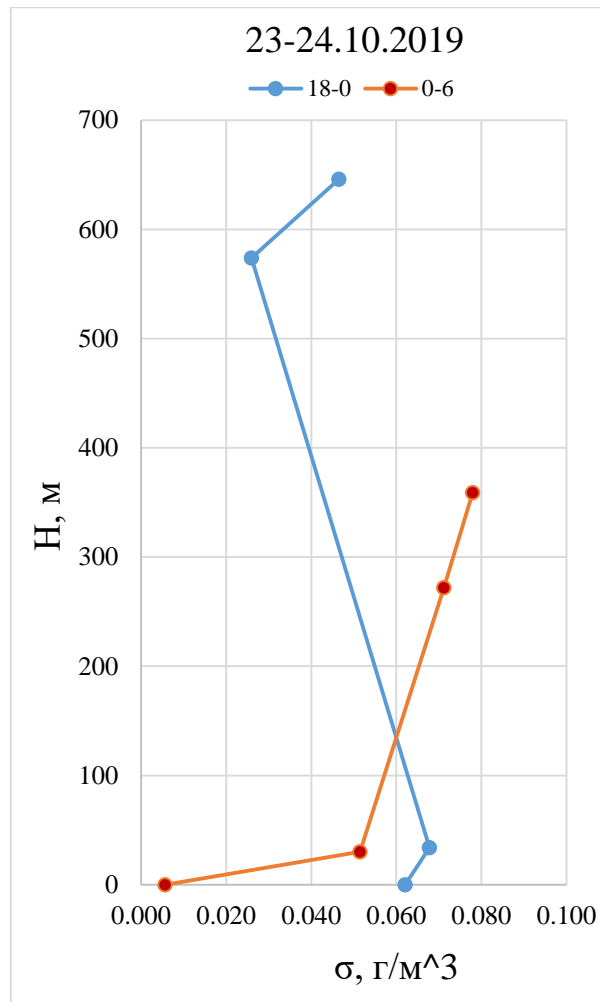


Рисунок 3.5 - Вертикальний розподіл водності адвективного туману перед його виникненням (23.10.2019) та в період існування (24.10.2019)

На рис. 3.6. представлений випадок адвективного туману який почав утворюватися о 22 годині 30.09.2020 (димка), туман виник о 23 годині (видимість від 100 до 300 м.) та почав розсіюватися з 07 год 01.11.2020. Як бачимо із рисунку, в період утворення туману, водність біля поверхні землі була максимальною, в сам період існування туману значення водності має значно менші значення біля поверхні землі, більші значення на висоті.

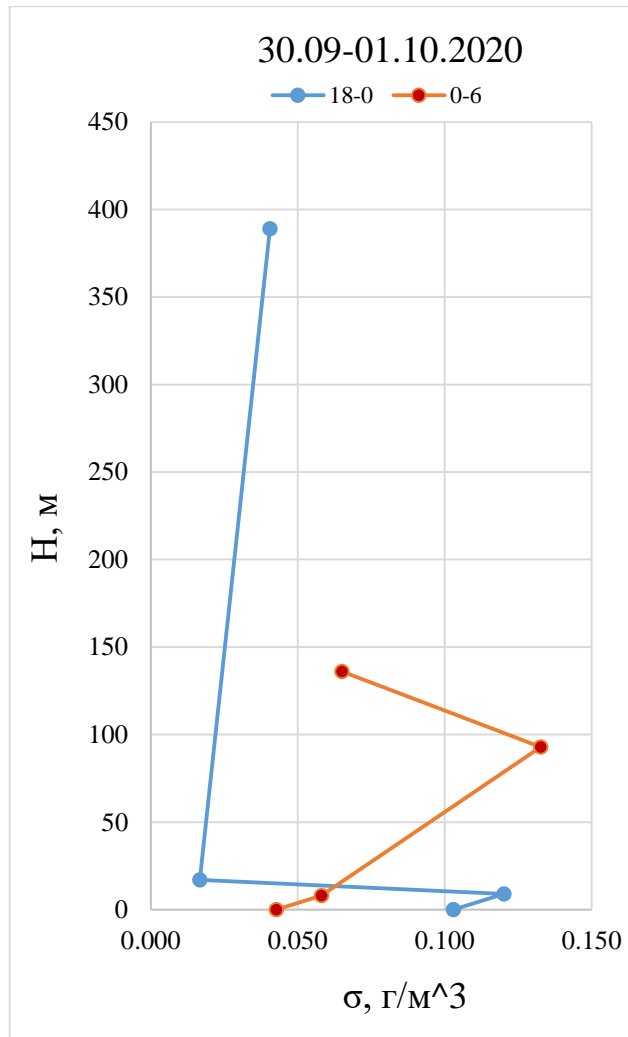


Рисунок 3.6 - Вертикальний розподіл вологості адвективного туману перед його виникненням (30.09.2020) та в період існування (01.10.2020)

На рис. 3.7. представлений випадок адвективного туману який почав утворюватися о 18 годині 23.01.2021 (димка), туман виник о 23 годині (видимість від 100 до 300 м.) та почав розсіюватися з 02 год 24.01.2021. Як бачимо із рисунку, в період утворення туману, вологість біля поверхні землі була максимальною, в сам період існування туману значення вологості має значно менші значення біля поверхні землі, більші значення на висоті.

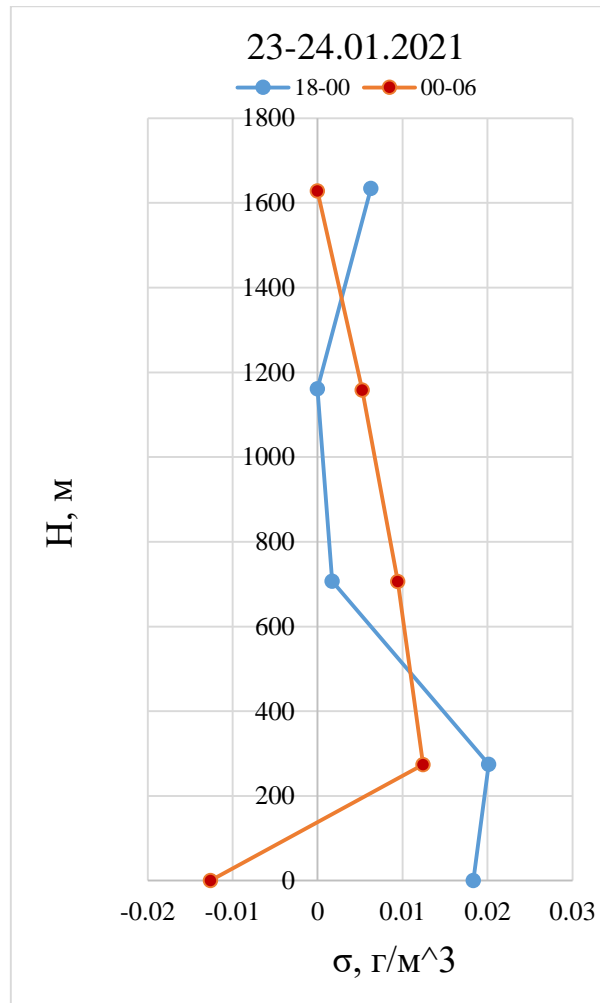


Рисунок 3.7 - Вертикальний розподіл вологості адвективного туману перед його виникненням (23.01.2021) та в період існування (24.01.2021)

На рис. 3.8. представлений випадок адвективного туману який почав утворюватися о 05 годині 03.12.2019 (димка), туман виник о 06 годині (видимість 200 м.) та почав розсіюватися з 14 год 03.12.2019. Як бачимо із рисунку, в період утворення туману, вологість біля поверхні землі була максимальною, в сам період існування туману значення вологості має значно менші значення біля поверхні землі, більші значення на висоті.

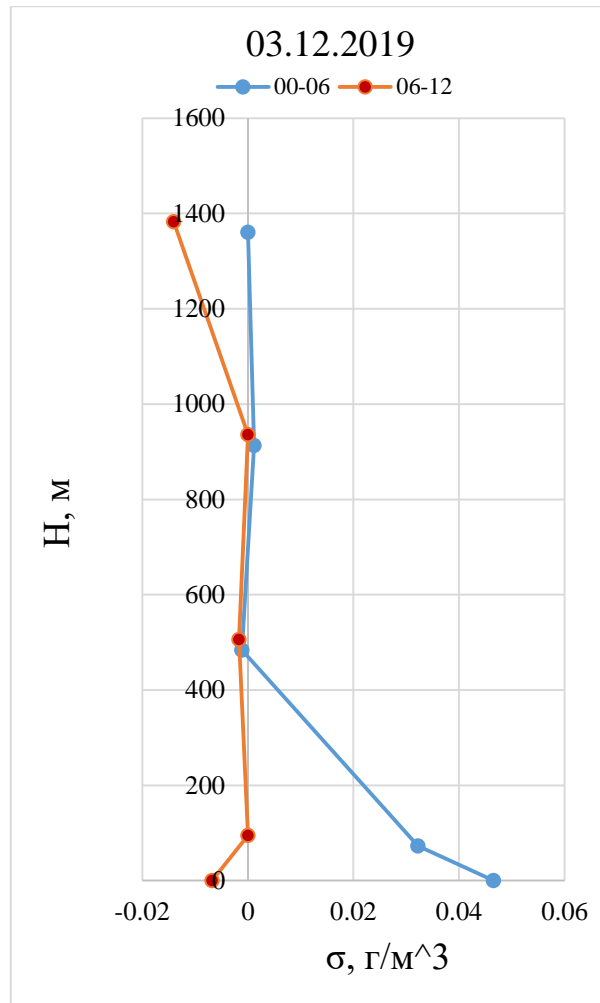


Рисунок 3.8 - Вертикальний розподіл водності адвективного туману перед його виникненням (03.12.2019) та в період існування (03.12.2019)

На рис. 3.9. представлений випадок адвективного туману який почав утворюватися о 01 годині 09.11.2019 (димка), туман виник о 05 годині (видимість від 500 до 700 м.) та почав розсіюватися з 10 год 09.11.2019. Як бачимо із рисунку, в період утворення туману, водність біля поверхні землі була більше ніж в період утвореного туману. Максимальне значення водності спостерігалось на висоті 300м, в сам період існування туману значення водності має значно менші значення біля поверхні землі, більші значення на висоті.

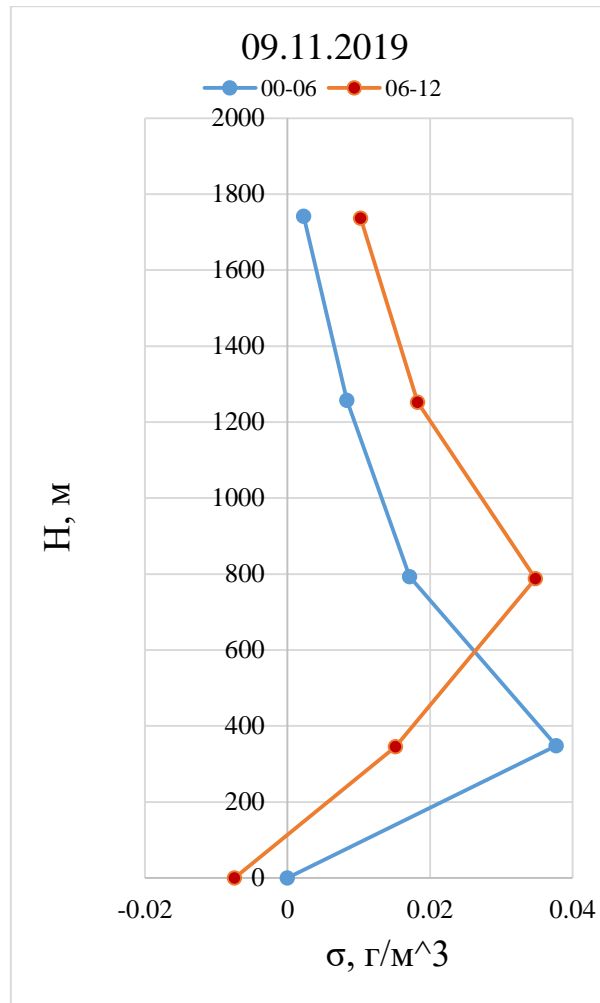


Рисунок 3.9 - Вертикальний розподіл вологості адвективного туману перед його виникненням (00-06 год. 09.11.2019) та в період існування (06-12 год. 09.11.2019)

На рис. 3.10. представлений випадок адвективного туману 24-25.11.2018. Туман виник в 0 годин 25.11.2018 р. (видимість від 400 до 300 м.) та почав розсіюватися з 5 год 25.11.2018. Перед виникненням туману, слід зазначити, пройшов дощ, що і пояснює те, що вологість біля поверхні землі була більше ніж в період існування туману. З висотою значення вологості в період формування туману поступово зменшується, хоча і залишається 0,02...0,03.

Період формування туману та його розсіяння відмічається з висотою більш різке зменшення вологовмісту та низькі його значення на висотах.

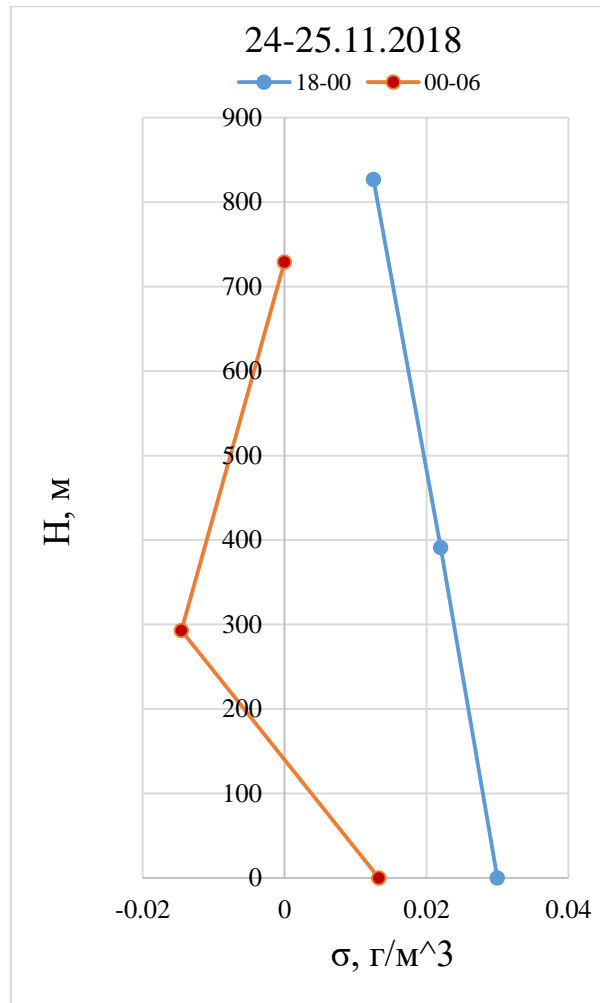


Рисунок 3.10 - Вертикальний розподіл вологості адвективного туману перед його виникненням (18 год. 24.11.2018) та в період існування (04 год. 25.11.2018)

В всіх наведених випадках можна відмітити, що розсіюватися тумани починають з поверхні землі. На це вказують мінімуми вологості на вертикальних розподілах. Також, в період формування туману від поверхні землі спостерігається зростання вологості.

Якщо порівнювати вологість в радіаційних та адвективних туманах, то більші значення вологості (від 0,06 та більше) частіше спостерігаються в адвективному тумані ніж в радіаційному. При цьому, окремі випадки з мінімумами (0,02) та максимумами (0,1) вологості можуть спостерігатися в обох видах туманів.

Таким чином можна зазначити, що перед утворенням туману максимальні значення вологовмісту відмічається на висотах, який поступово опускається до

рівня землі. У випадках, коли перед утворенням туману відмічалися опади, то максимум вологовмісту, відповідно, буде спостерігатися біля поверхні землі. В період існування туману, значення вологовмісту поступово зменшується до його повного розсіювання.

В таблиці 3.1 наведена повторюваність водності по градаціям в туманах різного типу, та загальна повторюваність в обох типах. Шар туману знімався з аерологічної діаграми програми RAOB за кожен обрану дату.

Із таблиці видно, що в адвективному та радіаційному туманах частіше водність знаходиться в межах  $0,026...0,04$  г/м<sup>3</sup>.

Значення водності менше  $0,01$  г/м<sup>3</sup> спостерігалось з меншою повторюваністю.

Також звертає увагу достатньо велика повторюваність водності туману від  $0,04$  та більше, але це пояснюється недостатньо великою вибіркою в яку попали такі випадки.

Таблиця 3.1 – Повторюваність водності в туманах різних типів (%)

градації	0...0,005	0,006...0,01	0,011...0,015	0,016...0,020	0,021...0,025	0,026...0,030	0,031...0,035	0,036...0,04	0,041...0,045	0,046 та більше	Σ (%)
тип туману											
радіаційні	0	0	0	7	7	20	20	20	13	13	100
адвективні	0	7	0	7	7	13	27	13	13	13	100
<b>Всі види</b>	<b>0</b>	<b>3</b>	<b>0</b>	<b>7</b>	<b>7</b>	<b>17</b>	<b>23</b>	<b>17</b>	<b>13</b>	<b>13</b>	<b>100</b>

Далі провели аналіз взаємозв'язку водності в тумані та видимості в ньому в приземному шарі. В результаті отримали відповідний графік 3.11:

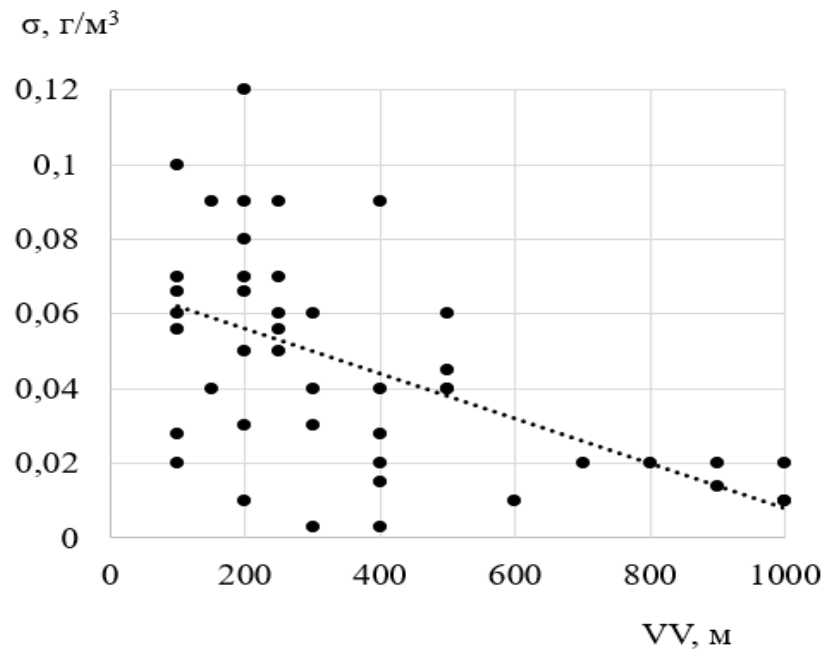


Рисунок 3.11 – Графік взаємозв'язку водності туману та видимості в ньому

В результаті виявили, що зі збільшенням водності в тумані, видимість в ньому значно погіршується, також в сильному тумані найчастіше водність спостерігалася в межах  $0,05 \text{ г/м}^3$  та більше, а в слабкому до  $0,02 \text{ г/м}^3$ .

3.4 Визначення взаємозв'язків водності туману з температурними характеристиками.

Наступним етапом роботи було виявлення взаємозв'язків водності туманів (адвективних та радіаційних) від температури. Для цього за отриманими в результаті розрахунків даними по водності та взятих із щоденників погоди, були побудовані графіки залежностей (рис.3.11). Слід зазначити, що температура бралася перед початком утворенням туману.



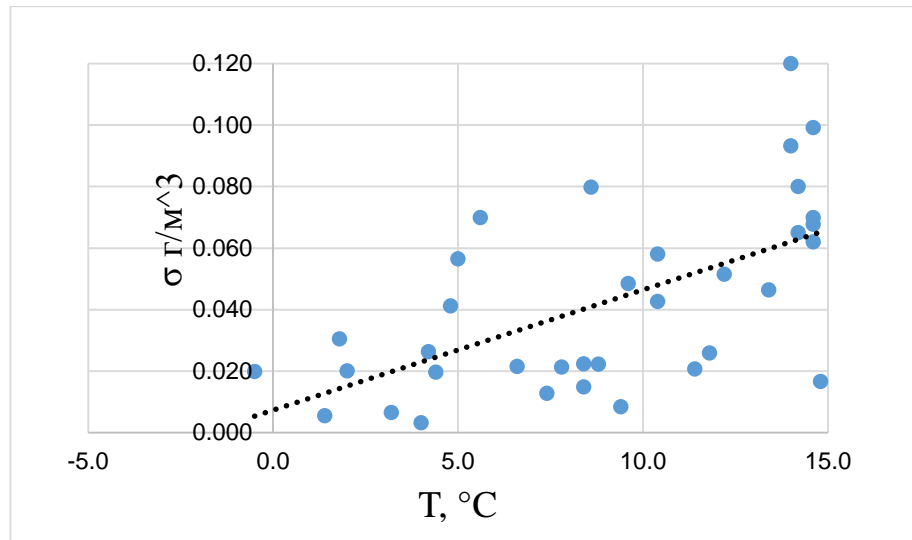


Рисунок 3.12 – Графік залежності водності туману від температури

Як бачимо на рисунку 3.12 існує слабкий прямий зв'язок цих величин в період формування туману. Зі збільшенням вихідної температури перед утворенням туману – очікується більша його водність.

Звертає на себе увагу той факт, що деякі розбіжності спостерігаються в межах температур від 5 до 10°C, значно погіршується цей зв'язок і при початкових температурах від 14°C.

Наступний графік ілюструє взаємозв'язок водності туманів зі змінами температури в період їх формування (рис.3.13).

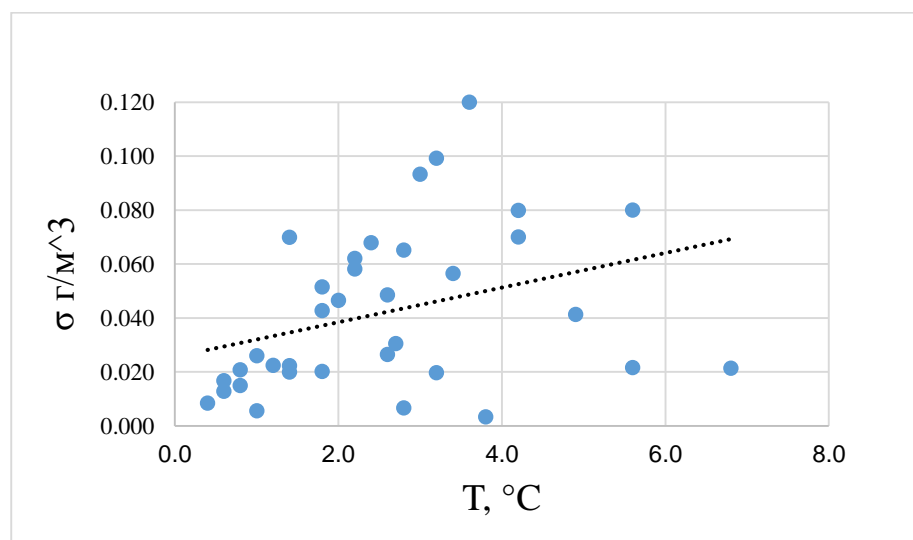


Рисунок 3.13 - Залежність водності туману від змін температур перед його утворенням ( $\Delta T$ )

Для його побудови, бралася різниці температур перед початком утворення туману та в момент його виникнення.

На рисунку 3.12 вже бачимо більш тісний зв'язок (до  $3^{\circ}\text{C}$ ). Тобто зі збільшенням різниці температур в період формування туману, його водність буде збільшується, але, слід зазначити, що при різниці більше  $4^{\circ}\text{C}$  цей зв'язок значно погіршується.

## ВИСНОВКИ

В результаті виконання роботи виявили, що:

- максимуми вологовмісту як при радіаційному так і при адвективному туманах спостерігається на початку їх формування;
- як правило, при адвективних туманах градієнт вологовмісту з висотою значно більший ніж при радіаційних,
- на початку формування туманів відмічаються більші значення вологовмісту біля поверхні землі ніж на висотах у випадках, коли перед утворенням туману спостерігалися опади,
- у випадках відсутності додаткового зволоження перед формування туману, відмічається максимум вологовмісту на висоті 300-400 м.
- після утворення туману, та в період його розсіяння, вологовміст починає зменшуватися спочатку біля поверхні землі. На висотах ще деякий час може відмічатися незначне зростання;
- максимальна водність при сильних адвективних та радіаційних туманах приблизно однакова (від 0,05 г/м<sup>3</sup> та більше);
- частіше в туманах як радіаційних так і в адвективних спостерігається водність від 0,02 до 0,04 г/м<sup>3</sup>, при цьому повторюваність випадків з водністю більше 0,04 зменшується;
- існує досить тісний взаємозв'язок водності туману з видимістю. Так зі зростанням водності від 0,05 г/м<sup>3</sup> та більше очікується погіршення видимості в тумані від 300 до 100 м. ;
- досить слабкий прямий зв'язок водності туманів з температурою: чим вища вихідна температура – тим більше водність туману;
- з різницею температур до 3°C в період формування туману, його водність буде збільшується.

## ПЕРЕЛІК ПОСИЛАНЬ

1. *Бабіченко В.М., Дячук В.А.* (ред). Клімат України. – К.: Вид-во Раєвського, 2003. – 343 с.
2. *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. –41-49 с.
3. *Грушевський О.М.* Атмосферне вологоперенесення у міжфронтальному просторі // Збірник наукових праць Військового Інституту Київського національного університету ім. Т. Шевченка, 2006 р. – Вип. 2. – 194-198 с.
4. *Грушевський О., Мищенко Н.* Прогноз низької хмарності і туманів. Навчальний посібник. Електронна версія, 2023. 128 с.
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. – 48-59 с.
6. *Івус Г.П.* Короткострокові прогнози погоди з урахуванням мезометеорології. Конспект лекцій. Одеса, 2007. 162 с.
7. Клімат України. К. Видавництво Раєвського, 2003. 343 с.
8. *Мансарлійський В. Ф., Грушевський О.М., Романенко С. Е.* Методичні вказівки для виконання практичних робіт на тему «Прогноз туманів» Одеса, ОДЕКУ, 2021. 51 с
9. *Липинський В. М., Дячук В. А., Бабіченею В. М.:* Клімат України: підручник за ред. В. М. Липинського. Київ: Вид-во Українського науково-дослідного гідрометеорологічного інституту, 2003. 564 с.
10. *Li Z.* Studies of fog in China over the past 40 years. Acta Meteorologica Sinica. 2001. 616–624 p.
11. *Dejmal, K., Repal, V.* Implementation of methods for the radiation fogprediction. – International Journal of Energyand Environment. 2010. 79-87 p. ISSN. 1109-9577.

12. "Fog – AMS Glossary". Archived from the original on 27 March 2013. Retrieved 16 March 2013.
13. *Liu D. Y., Yan W. L., Yang S. J., Pu M. J., Li Niu Z. H* A study of the physical processes of an advection fog boundary layer / *Boundary Layer Meteorology*. 2016. 125-138 p.
14. *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. 146–161 p.
15. *Thierry B., Renaud L.* On the predictability of radiation fog formation in a mesoscale model: a case study in heterogeneous terrain. *Atmosphere*. 2019. 165 p.
16. *Allred, Lance.* Enchanted Rock: A Natural and Human History. University of Texas Press. 2009. 99-109 p.
17. *Bhushan B.H., Trivedi K.N., Bhatia R.C., Dube R.K, Giri R.K., Negi R.S.,* On the persistence of fog over northern parts of India. *Mausam. Fog / visibility forecast and verification at IGI Airport, New Delhi during the winter seasons of 2020-21 & 2021-22.*
18. *Chaurasia S., Sathiyamoorthy V., Paul Shukla B., Simon B., Joshi P., Pal P.,* Night-time fog detection using MODIS data over Northern India. *Meteorol* 2011. 483-494 p.
19. *Choudhury S., Rajpal H., Saraf A.K., Panda S.,* Mapping and forecasting of North Indian winter fog: an application of spatial technologies. *Int. J. Remote Sens. Fog / visibility forecast and verification at IGI Airport, New Delhi during the winter seasons of 2020-21 & 2021-22.*
20. "Fog And Stratus Meteorological Physical Background". Zentralanstalt für Meteorologie und Geodynamik. 2009. 360-385 p.
21. "Federal Meteorological Handbook Number 1 Chapter 8 Present Weather". Office of the Federal Coordinator for Meteorology. 2003. 450-456 p.
22. *Gultepe, M. D. Müller, Z. Boybeyi A.* New Visibility Parameterization for Warm Fog Applications in Numerical Weather Prediction Models. *Journal of Applied Meteorology and Climatology*. 2006. 1469-1480 p.

23. *Robert Penrose Pearce*. *Meteorology at the Millennium*. Academic Press. 2002. 66-75 p.
- 24 *Anuradha C., Arun S.H., Charan S., Sebin J.*, Fog / visibility forecast and verification at IGI Airport, New Delhi during the winter seasons of 2020-21 & 2021-2022. *Journal of Geomatics.*, October 2023.
25. *Tardif, R., & Rasmussen, R. M.* Event-based climatology and typology of fog in the New York City region. *Journal of Applied Meteorology and Climatology*, 2007. 1141-1168.
26. *Stolaki S.N., Kazadzis S. A., Foris D. V., Karacostas Th. S .,* Fog characteristics at the airport of Thessaloniki, Greece. *Nat. Hazards Earth Syst. Sci.*, 2009. 1541–1549 p.
27. *Michaelides, S. And Gultepe, I. :* Short range forecasting methods for fog, visibility and low clouds, Office for Official Publications of the European Communities, Luxemburg, 2008.
28. *Wylie, D.*, Diurnal cycles of clouds and how they affect polar-orbiting satellite data. *J. Climate*. 2008. 3989–3996 p.
29. *Stoycheva, A.; Evtimov, S.* Studying the fogs in Sofia with Cherni Vrah-Sofia Stability Index. *Bulg. Geophys. J.* 2014. 23–32 p.
30. *Kim, S.; Rickard, C.; Hernandez-Vazquez, J.; Fernandez, D.* Early Night Fog Prediction Using Liquid Water Content Measurement in the Monterey Bay Area. *Atmosphere* 2022. 1332 p.
31. *Neykov, N.; Stoycheva, A.; Gospodinov, I.; Gueorguiev, O.; Neychev, P.; Slavov, K.* Fog and Horizontal Visibility Forecasting with Stochastic Models.
32. *Stoycheva, A.; Manafov, I.; Vassileva, K.; Guerova, G.* Study of persistent fog in Bulgaria with Sofia Stability Index, GNSS tropospheric products and WRF simulations. *J. Atmos. Sol. Terr. Phys.* 2017. 160–169 p.
33. *Stoycheva, A.; Guerova, G.* Study of fog in Bulgaria by using the GNSS tropospheric products and large scale dynamic analysis. *J. Atmos. Sol. Terr. Phys.* 2015. 87–97 p.
34. *Lee, J., Park, U., Cho, J., Baek, J., Kim, W.* A characteristic analysis of fog using GPS-derived integrated water vapour. *Meteorol. Appl.* 2010. 463–473p.

35. *Dejmal, K., Novotny, J.* Application of Fog Stability Index for significantly reduced visibility forecasting in the Czech Republic. In *Recent Advances in Fluid Mechanics and Heat & Mass Transfer*; Wseas: Athens, Greece; Sofia, Bulgaria; Houston, TX, USA, 2011. 317–320 p.

36. *Song, Y.; Yum, S.S.* Development and verification of the fog stability index for Incheon international airport based on the measured fog characteristics. *Atmosphere* 2013. 443–452 p.

37. *Belo-Pereira, M.; Santos, J.* A persistent wintertime fog episode at Lisbon airport (Portugal): Performance of ECMWF and AROME models. *Meteorol. Appl.* 2016. 353–370 p.

38. *Holtzlag, M.C.; Steeneveld, G.J.; Holtzlag, A.A.* Fog forecasting: “Old fashioned” semi-empirical methods from radio sounding observations versus “modern” numerical models. In *Proceedings of the 5th International Conference on Fog, Fog Collection and Dew (FOGDEW2010)*, Münster, Germany, 2010. 25–30 p.

39. *Izett, J.G., van de Wiel, B.J., Baas, P., Bosveld, F.C.* Understanding and reducing false alarms in observational fog prediction. *Bound. Layer Meteorol.* 2018. 347–372 p.

40. *Hunová, I.; Brabec, M.; Maly, M.; Valeriánová, A.* Revisiting fog as an important constituent of the atmosphere. *Sci. Total Environ.* 2018. 1490–1499 p.

Додаток А

ДОВІДКА

кафедри військової підготовки  
до кваліфікаційної роботи магістра  
курсанта групи МВМ-22 Бурлаки Дмитра  
на тему:

«Структура вологовмісту граничного шару атмосфери при формуванні туманів»

1. Доповідь на студентській науковій конференції 11-18 травня 2022 р. за темою «Структура температурної стратифікації ГША при формуванні туманів» та публікація тез доповіді за результатами конференції на сайті ОДЕКУ. [Електронний ресурс]. Спосіб доступу: <https://drive.google.com/file/d/1vFQ1KkLIymlnhmGussC3olvQwEZ2TAZ/view> 2

2. Доповідь на науковій конференції молодих вчених 23-31 травня 2023 р. за темою «Дослідження вологовмісту граничного шару атмосфери при формуванні туманів» та публікація тез доповіді за результатами конференції на сайті ОДЕКУ.

[Електронний ресурс]. Спосіб доступу: <https://odeku.edu.ua/wp-content/uploads/materiali-hhii-naukovo%D1%97-konferenczi%D1%97-molodih-vchenih-odeku-23-31-travnya-2023-roku-1.pdf>

Керівник кваліфікаційної  
роботи магістра

Ст. викладач

Наталя МІЩЕНКО