

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

Кафедра військової підготовки

Магістерська кваліфікаційна робота

на тему:

ВЕРИФІКАЦІЯ МЕТОДИК ВИЗНАЧЕННЯ ТЕМПЕРАТУРИ  
ТУМАНООУТВОРЕННЯ ПО ТЕРИТОРІЇ УКРАЇНИ

Спеціальність 103 Науки про Землю  
Спеціалізація «Метеорологія»  
курсанта групи МВМ-19  
Костянтина КОЛІСНИКА

Керівник:  
майор Сергій НІКОЛАЄВ  
Рецензент: к.геогр.н.  
Олена НАЖМУДІНОВА

Одеса – 2020

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

Кафедра військової підготовки

Рівень вищої освіти магістр

Спеціальність 103 Науки про Землю

(шифр і назва)

Спеціалізація Метеорологія

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

ЗАТВЕРДЖУЮ

Начальник кафедри військової підготовки

полковник **Олег ГРУШЕВСЬКИЙ**

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

курсанту КОЛІСНИКУ Костянтину

(прізвище, ім'я, по батькові)

1. Тема роботи: «Верифікація методик визначення температури туманоутворення по території України».

керівник роботи Сергій Володимирович Ніколаєв

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

затверджені наказом ректора ОДЕКУ від 16 жовтня 2020 року № 194-С

2. Строк подання курсантом роботи: 12 грудня 2020 року.

3. Вихідні дані до роботи: температурно-вітрове зондування атмосфери на ст. Жуляни, Одеса, Харків, Львів за період з 19 травня 2016 року по 11 листопада 2019 року у дні з туманом, а також дані об'єктивного аналізу GFS.

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

- 1) розгляд сучасних методів прогнозу температури туманоутворення;
  - 2) формування бази даних;
  - 3) розрахунок прогностичної температури туманоутворення за методами Зверева та Сандерса та оцінка їх ефективності;
  - 4) аналіз прогностичних можливостей температур туманоутворення отриманих за даними об'єктивного аналізу GFS;
  - 5) розробка методу амсамблевого прогнозування туману за даними об'єктивного аналізу GFS;
5. Перелік графічного матеріалу: графіки, таблиці.

## 6. Консультанти розділів роботи

Розділ	Прізвище, ініціали та посада консультанта	Підпис, дата	
		завдання видав	завдання прийняв
1	Мансарлійський В.Ф., к.ф-м.н.		
2	Мансарлійський В.Ф., к.ф-м.н.		
3	Мансарлійський В.Ф., к.ф-м.н.		

7. Дата видачі завдання: 27 жовтня 2020 року

### КАЛЕНДАРНИЙ ПЛАН

№ з/п	Назва етапів магістерської кваліфікаційної роботи	Термін виконання етапів роботи	Оцінка виконання етапу	
			у %	за 4-х бальною шкалою
1.	Пошук літературних джерел за темою магістерської роботи	27.10-28.10.20		
2.	Відпрацювання 1 та 2-го розділів роботи	29.10.-22.11.20		
3.	Рубіжна атестація	23.11.20		
4.	Обробка вхідних даних та розрахункової частини	24.11-01.12.20		
5.	Відпрацювання 3-го розділу	02-08.12.20		
6.	Відпрацювання вступної частини, висновків, списку використаних джерел та додатків	09-10.12.20		
7.	Перевірка роботи на плагіат, підготовка презентації, доповіді	10.12.20		
8.	Подання роботи на рецензування	11.12.20		
9.	<b>Подання роботи до навчальної частини</b>	12.12.20		
10.	Інтегральна оцінка виконання етапів календарного плану (як середня по етапам)	12.12.20		

Курсант \_\_\_\_\_  
( підпис )

Костянтин КОЛІСНИК  
(ім'я та прізвище)

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

Сергій НІКОЛАЄВ  
(ім'я та прізвище)

## АНОТАЦІЯ

Магістерська кваліфікаційна робота курсанта Колісника К.В. на тему «Верифікація методик визначення температури туманоутворення по території України».

Робота присвячена верифікації методик визначення температури туманоутворення та дослідження можливості їх застосування в оперативній практиці метеорологічних підрозділів по території України.

В ході роботи був проведений порівняльний аналіз прогнозу температури туманоутворення за методом Сандерса з методом Зверєва.

Актуальність. Необхідність збільшення ефективності прогнозу туману зумовлюється впливом цього явища на певні сфери народного господарства. Ефективний прогноз туману і завчасне попередження про його виникнення є запорукою безаварійної експлуатації автомобільного транспорту та судноплавства. Проте найбільшим споживачем інформації про тумани, беззаперечно, є авіація, оскільки це явище суттєво обмежує її діяльність.

Метою дослідження є порівняльний аналіз ефективності прогностичних методик Зверєва і Сандерса для визначення температури туманоутворення.

Завданнями, що вирішувалися у ході дослідження є:

- формування бази даних з випадками туману на ст. Київ, Одеса, Львів, Харків;
- визначення ефективності прогнозу температури туманоутворення за методом Зверєва;
- визначення ефективності прогнозу температури туманоутворення за методом Сандерса;
- порівняння ефективності визначених методик та визначення шляхів її підвищення.

Об'єкт дослідження – туман.

Предмет дослідження – прогноз температури туманоутворення.

Методи дослідження: статистичний аналіз, порівняння, синтез.

Наукова новизна отриманих результатів полягає у розробці алгоритму, який дозволяє збільшити ефективність прогнозу температури туманоутворення для території України. Зокрема конкретизовані найбільш ефективні методи визначення температури туманоутворення для теплого та холодного періодів по території України та запропонований ансамблевий підхід до прогнозу радіаційного туману.

Практичне значення отриманих результатів полягає у виявленні більш ефективного методу прогнозу температури туманоутворення, а також у

можливості використання методу в якості вихідних прогностичних даних для ансамблевого прогнозу радіаційного туману, що надходять зі світових прогностичних центрів і, відповідно, збільшення завчасності прогнозу.

Структура і обсяг роботи. Робота викладена на 69 стор. машинописного тексту, містить у собі 31 рис., 14 таблиць, складається з вступу, 3-х розділів, висновків, списку використаних джерел (44 найменування).

Ключові слова: туман, температура туманоутворення, метод Зверева, метод Сандерса, верифікація, оцінка ефективності.

## ABSTRACT

Master's qualification work cadet Kolesnik K. V. on the topic «Verification of methods for determining the temperature of fog formation on the territory of Ukraine».

The work is dedicated to the verification methods for determining the temperature of fogging and lit. idzhennya possibility of Appl ting in operational practice meteorological subdivisions in Ukraine.

In the course of bu a comparative analysis of the forecast temperature fogging by method ohm Sanders of the method ohm Zvereva.

*Relevance.* The need to increase the efficiency of fog forecast is due to the impact of this phenomenon on certain areas of the economy. An effective forecast of fog and early warning of its occurrence is the key to trouble-free operation of road transport and shipping. However, the largest consumer of information about fog is undoubtedly aviation, as this phenomenon significantly limits its activities.

*The aim of the study* is a comparative analysis of the effectiveness of Zverev and Sanders prognostic methods for determining the temperature of fog formation.

*The tasks* to be solved during the research are:

- formation of a database with cases of fog on Art. Kyiv, Odessa, Lviv, Kharkiv;
- determining the effectiveness of the forecast of fog temperature by the method of Zverev;
- determining the effectiveness of the forecast of the fog temperature by the Sanders method;
- comparison of the effectiveness of certain methods and identify ways to improve it.

*The object of study* - fog .

*Purpose of the study* - Section rohnoz toom temperature and noutvorennya.

*Methods:* Statistical second analysis , comparison , synthesis .

*The scientific novelty of* the received results is the development of an algorithm that can increase effectively ist forecast temperature Fogging for Ukraine. In particular, the most effective methods for determining the temperature of fog formation for warm and cold periods in Ukraine are specified and an ensemble approach to the forecast of radiation fog is proposed .

*The practical significance* of the results is in identifying more effective method of forecasting temperature fogging , as well as the possibility of using the method in a quality source predictive data for ensemble forecasting radiation fog coming from global forecasting centers and therefore increase zavchasnosti forecast.

*Structure and scope of work* . The work is presented on 69 pages, typescript contains 31 fig., 14 tables, consists of an introduction, 3 -x chapters, conclusions in, a list of sources (44 names),

*Key words:* fog, temperature fogging method Zvereva, method Sanders, verification, assessment of effectiveness.

## ЗМІСТ

Вступ.....	9
1. Умови утворення туманів та їх класифікація.....	11
1.1. Класифікація туманів.....	11
1.2. Фізико-метеорологічні закономірності утворення туманів.....	17
1.3. Аеросиноптичні умови утворення туманів.....	20
1.4. Синоптичні та метеорологічні умови утворення радіаційних туманів.....	25
2. Методи прогнозу температури туманоутворення.....	31
2.1.Визначення температури туманоутворення за методом Сандерса.....	31
2.2.Визначення температури туманоутворення за методом Зверєва.....	33
2.3.Адаптація методів Сандерса та Кредока Прічарда для прогнозу туману.....	36
2.4. Сучасний метод моделювання WRF для прогнозування туману.....	38
3. Верифікація методик визначення температури туманоутворення по території України.....	41
3.1. Порівняльний аналіз методик визначення температури туманоутворення по станціям України за теплий період.....	41
3.2. Порівняльний аналіз методик визначення температури туманоутворення по станціям України за холодний період.....	48
3.3. Аналіз прогностичних можливостей температур туманоутворення отриманих за даними об'єктивного аналізу GFS .....	54
3.4. Розробка методу амсамблевого прогнозування туману за даними об'єктивного аналізу GFS.....	60
Висновки.....	64
Перелік посилань.....	65
Додатки.....	69



## ВСТУП

*Актуальність.* Збільшення ефективності прогнозу туману зумовлюється впливом цього явища на певні сфери народного господарства. Ефективний прогноз туману і завчасне попередження про його виникнення є запорукою безаварійної експлуатації автомобільного транспорту та судноплавства. Проте найбільшим споживачем інформації про тумани, беззаперечно, є авіація, оскільки це явище суттєво обмежує її діяльність. Забезпечення аеропортів сучасними системами посадки не знімає цієї проблеми, оскільки наведення літака на посадковий курс і зниження проводиться автоматично, а його вирівнювання та посадка – вручну.

Найважливішим етапом прогнозу туману є прогноз температури туманоутворення, яка істотно залежить не лише від початкових умов, а й від впливу місцевих особливостей, профілів вітру, температури й вологості у приземному шарі тощо. Натомість поширена у оперативних метеопідрозділах методика її прогнозування за методом Зверєва полягає у використанні даних про температуру і відносну вологість повітря за строк 13 або 19 год., які, за однаковим для всіх пунктів, сезонів року, періодів доби і типів стратифікації температури і вологості повітря у приземному шарі алгоритмом, і дають значення температури туманоутворення.

Виходом з цієї ситуації є пошук місцевих поправок, хоча алгоритм їх розрахунку є досить невизначеним.

Один з варіантів підвищення ефективності прогнозу температури туманоутворення був запропонований Сандерсом, який полягає у врахуванні впливу на неї профілів температури і вологості повітря у нижньому шарі атмосфери.

*Метою дослідження* є порівняльний аналіз ефективності прогностичних методик Зверєва і Сандерса для визначення температури туманоутворення.

*Завданнями*, що вирішувалися у ході дослідження є:

- формування бази даних з випадками туману на ст. Київ, Одеса, Львів, Харків;

- визначення ефективності прогнозу температури туманоутворення за методом Зверєва;

- визначення ефективності прогнозу температури туманоутворення за методом Сандерса;

- порівняння ефективності визначених методик.

*Методи дослідження:* статистичний аналіз, порівняння, синтез.

*Вихідними даними* для проведення дослідження є дані температурно-вітрового зондування атмосфери на ст. Жуляни, Одеса, Харків, Львів за період з 19 травня 2016 року по 11 листопада 2019 року у дні з туманом, а також дані об'єктивного аналізу GFS.

*Перший розділ* включає чотири підрозділи, в яких описуються загальні відомості про тумани, їх класифікацію, синоптичні та метеорологічні умови утворення туманів.

*Другий розділ* складається з чотирьох підрозділів, які характеризують методики розрахунку температури туманоутворення.

*Третій розділ* включає чотири підрозділи, в яких проводиться порівняльний аналіз методик визначення температури туманоутворення, по станціям України, за теплий та холодний періоди за фактичними даними та даними об'єктивного аналізу GFS. Також проводиться розробка ансамблевого методу визначення можливості утворення туману.

# 1 УМОВИ УТВОРЕННЯ ТУМАНІВ ТА ЇХ КЛАСИФІКАЦІЯ

## 1.1 Класифікація туманів

Туманом називається помутніння приземного шару повітря через наявність в ньому зважених крапель води, крижаних кристалів або їх суміші, при якому горизонтальна дальність видимості стає менше одного кілометра хоча б в одному напрямку. Аналогічне явище при горизонтальній видимості один кілометр і більше називають серпанком [1].

Туман може утворитися лише після насичення або навіть деякого перенасичення водяної пари. Тому відносна вологість в тумані повинна складати 100%. Однак в сильні морози ( $-30^{\circ}$  і нижче) в населених пунктах, на залізничних станціях і аеродромах тумани можуть спостерігатися при будь якій відносній вологості повітря (навіть менше 50%) - за рахунок конденсації водяної пари, що утворюється при згоранні палива (в двигунах і т. п.). Тумани, утворюються зазвичай при штильовій погоді або слабкому вітрі, сприяють забрудненню атмосфери [2].

Утворення туману можливо за умови охолодження повітряної маси до температури нижче точки роси. Таке охолодження може відбуватися внаслідок різних фізичних процесів.

Найбільш істотними процесами утворення туману є:

1) Радіаційне вихолодження підстильної поверхні і від неї повітряної маси (радіаційні тумани);

2) Охолодження теплої повітряної маси при її горизонтальному переміщенні (адвекції) уздовж холодної підстильної поверхні (адвективні тумани);

3) Адіабатичне охолодження повітряної маси при піднятті уздовж схилів, пагорбів і гір (тумани схилів);

4) Конвективне перемішування повітря при розташуванні холодної повітряної маси над теплою водною поверхнею;

5) Перемішування повітряних мас різної температури, найчастіше з'являються біля морських берегів (берегові тумани) [3].

Поземний туман - це туман що низько стелиться над земною поверхнею (або водоймою) суцільним тонким шаром або у вигляді окремих осередків, так що в шарі туману горизонтальна видимість не перевищує 1000 м, а на рівні 2 м - перевищує 1000 м. [4]. Спостерігається, як правило, у вечірні, нічні і ранкові години.

Туман що просвічується - туман з горизонтальною видимістю на рівні 2 м менше 1000 м, слабко розвинений по вертикалі, так що можливо визначити стан неба (кількість і форму хмар). Найчастіше спостерігається ввечері, вночі і вранці, але може спостерігатися і вдень, особливо в холодну пору року при підвищенні температури повітря.

Сухі тумани. До туманів також відносяться так звані сухі тумани (помоха, імла), в цих туманах частками є не вода, а дим, сажа, пил і так далі. Найбільш частою причиною сухих туманів є дим лісових, торф'яних або степових пожеж, або піщаний пил, вони піднімаються і переносяться вітром іноді на значні відстані [5].

Сприятливими умовами для утворення туманів є:

1. Велика різниця температур між повітряною масою що зміщується і підстильною поверхнею [3].

2. Висока відносна вологість до зміщення повітряної маси.

3. Помірні швидкості вітру (2-5 м/с). При слабкому вітрі відбувається повільне зміщення повітряної маси і внаслідок цього повільне її охолодження, при більш високих значеннях швидкостей вітру посилюється турбулентний обмін, що перешкоджає утворенню туману [6].

4. Помірно стійка стратифікація і відповідно порівняно слабкий турбулентний обмін. При відсутності турбулентного обміну охолодження відбувається дуже повільно завдяки молекулярній дифузії, в результаті чого туман може утворитися тільки у вузькому приземному шарі. При значному турбулентному обміні рівень піднятої інверсії знаходиться досить високо, туман не утворюється.

5. Постійність або збільшення питомої вологості з висотою. Турбулентний обмін завжди сприяє вирівнюванню частки водяної пари по вертикалі.

Низхідні потоки повинні мати не менші значення питомої вологості, ніж висхідні потоки, інакше станеться осушення повітря і руйнування туману.

Залежно від агрегатного стану тумани можуть бути:

1) Крапельно-рідкі тумани, що складаються з крапель води.

2) Кристалічні або крижані тумани, що складаються з кристалів льоду.

3) Змішані тумани, що складаються з крапель води і кристалів льоду.

Переважаючими за кількістю спостережень є крапельно-рідкі і змішані тумани, кристалічні тумани зустрічаються набагато рідше і утворюються при дуже низьких температурах. Крапельно-рідкі тумани спостерігаються як при позитивних, так і при негативних температурах. Мінімальні температури, до яких туман залишається крапельно-рідким коливаються в досить великому діапазоні: від  $-3$  до  $-28^{\circ}\text{C}$ . Утворення крапельно-рідких туманів при більш низькій температурі характеризується наявністю домішок в повітрі. Чим менше домішок, тим при більш низьких температурах може утворитися крапельно-рідкий туман. Температура кристалічних туманів від  $-16$  до  $-58$ , змішаних від  $-11$  до  $-26^{\circ}\text{C}$  [2].

Відносна вологість повітря в туманах при позитивних значеннях температури - близька до 100%. Зі зниженням температури відносна вологість зменшується, так при температурах від  $-30$  до  $40^{\circ}\text{C}$  відносна вологість в тумані досягає 80-90%.

За синоптичним положенням, при якому виникають тумани, вони діляться на фронтальні, утворення яких пов'язане з термодинамічними процесами в області фронтальних розділів, та внутрішньо-масові [1].

Крім відмінностей за умовою утворення, кожен з видів туману можна ділити і за іншими ознаками, наприклад по щільності, ступеня вертикального і горизонтального розвитку.

Тумани мають різну щільність, від чого видимість по горизонталі в них погіршується в різному ступені. Тумани, також в залежності від щільності та інтенсивності розвитку, можуть давати різну видимість по вертикалі. Тумани можуть бути різного ступеня мінливості в часі: то стійкими, то нестійкими. А по розташуванню щодо спостерігача однорідними, місцевими і віддаленими.

Про щільність туману судять по видимості в ньому. Розрізняють густий туман з видимістю 50м, туман помірної щільності з видимістю від 50 до 500 м і слабкий туман з видимістю від 500 м до 1 км [4].

Вертикальна потужність туману також буває різною. В одних випадках туман стелиться по низині тонкою плівкою, потужністю всього в кілька десятків сантиметрів, абсолютно не закриваючи не тільки неба, але і горизонту. В інших випадках вертикальна потужність туману перевершує висоту в один кілометр. При цьому тумані невидно сонце навіть опівдні. Якщо просвічує

блакитне небо, хмари або небесні світила, але горизонт закритий, то дане явище називають туман що просвічується. Якщо туман розташовується шаром не більше 1,5 м висоти, то він називається поземним [3].

Поземний туман буває переважно над низькими місцями і над водою (болотом, озером, річкою). Поземний туман виникає переважно в ясну ніч і швидко розсіюється після сходу сонця. Якщо видимість зберігається більш-менш постійною протягом деякого часу, то туман називається стійким. Іноді при вітрі туман проноситься біля спостерігача окремими хмарами, хвилями. Це характерно для гірських, островних і прибережних місць. Видимість в такому тумані сильно коливається: від величин менше 1 км до величин більше 1 км за деякими напрямками. Такий туман називають нестійким. Якщо ж часом при проходженні окремих хвиль туману видимість в усіх напрямках перевищує 1 км, то туман є переривистим. Якщо спостерігач знаходиться всередині туману і видимість по всіх напрямках виявляється рівною або меншою 1 км, а туман має вигляд суцільної однорідної маси, то такий туман називають однорідним [7].



Рис. 1.1 - Генетична, класифікація туманів [1]

В інших випадках туман стійко утримується лише в одному певному напрямку, а по інших напрямках туману немає, тобто, видимість перевищує 1 км. Такий місцевий туман викликається особливими умовами даного місця і характеризується неодноразовими появами на протязі року. Він може бути тільки на водоймі поблизу берега або, навпаки, тільки на березі, на схилі. Якщо видимість в полі зору перевищує 1 км по усіх напрямках, але на віддалі видно

туман на відстані більше 1 км, то туман називається віддаленим. Він виникає над морем і може бути видно з берега на відстані в кілька кілометрів. Подібне розташування туману може бути при будь-якій його потужності [6].

Найбільше значення розробки методів короткострокового прогнозу туманів має їх генетична класифікація (рис.1.1).

За походженням тумани поділяються на внутрішньо-масові та фронтальні.

Внутрішньо-масові тумани підрозділяються на тумани охолодження і тумани випаровування.

Тумани охолодження формуються в результаті охолодження повітря нижче температури точки роси. Це зниження може призвести до різних причин, в зв'язку з якими туман охолодження підрозділяється на :

Радіаційні тумани, що формуються за рахунок нічного вихолодження приземного шару повітря. Вони зазвичай спостерігаються в тихі безхмарні ночі. Вертикальна потужність 100 - 150 м. Інколи вертикальна і нахилена видимість більше горизонтальної [8].

Адвективні тумани виникають в теплій повітряній масі, що переміщується на більш холодну підстильну поверхню. Зазвичай за таких умов спостерігається потужна інверсія (до 1 - 1,5 км) і туман, що утворюється біля земної поверхні та розповсюджується вверх і часто зливається з шаруватою хмарністю. Може виникати в будь який час доби. Тривалість - до кількох днів. Супроводжується помірними (5-7 м/с), а інколи сильними вітрами (до 15 -18 м/с), займає більші площі і практично не має добового ходу змін видимості [6].

Інколи при спільній дії адвекції та вихолодження формуються адвективно-радіаційні тумани. Вони утворюються в результаті горизонтального переміщення більш теплої повітряної маси на холодну підстильну поверхню а також в результаті радіаційного вихолодження. Ні один із цих факторів не є переважаючим. Швидкість вітру для утворення такого виду туману має бути менше, ніж для адвективного туману, так як для радіаційного вихолодження, як фактору утворення туману, повітряна маса повинна знаходитися над підстильною поверхнею тривалий час [8].

Зниження температури повітря при його адіабатичному розширенні може супроводжуватися утворенням туману практично тільки при натіканні повітря на схили височин, що забезпечує значне переміщення повітря по вертикалі, а отже, відчутне його охолодження. Тому виникаючі тумани називають орографічними . Охолодження повітря при його адіабатичному розширенні без

підйому в вертикальному напрямку, тобто при значному падінні тиску у поверхні Землі, що може спостерігатися, наприклад, при різкому поглибленні улоговини, що сприяє утворенню туману при наявності більш істотних причин для його виникнення [1].

Тумани випаровування виникають внаслідок припливу водяної пари за рахунок випаровування вологи з водяної поверхні в більш холодне повітря (над водоймами). При цьому випаровувана поверхня повинна бути значно тепліше повітря.

Розрізняють два різновиди туманів випаровування:

А) морські тумани - над незамерзаючим водним простором в зимові місяці при низькій температурі повітря;

Б) осінні тумани над річками та озерами. Восени, коли поверхня води значно тепліше суші, при натіканні холодного повітря інтенсивне випаровування викликає утворення цього різновиду туману. Ці тумани зазвичай мають невеликі розміри і з прогріванням повітря зникають [6].

Також слід виділити морозні тумани населених пунктів і аеродромів. Ці тумани виникають при сильних морозах, якщо є додатковим джерелом насичення водяною парою. Таким джерелом можуть бути продукти згоряння газоподібного та рідкого вуглеводневого палива (природного газу, бензину), а також вугілля, дров і торфу.

Кількість водяної пари, що надходить в атмосферу, залежить від кількості і виду палива, що спалюється в одиницю часу. При цьому слід мати на увазі, що маса виділеної водяної пари при горінні деяких видів вуглеводневого палива перевищує масу палива, що спалюється [9].

Механізм утворення морозних туманів полягає в наступному. Взимку під час сильних морозів при інверсійному розподілі температури в приземному шарі атмосфери і слабкому вітрі топкові і вихлопні гази, що містять велику кількість водяної пари, що не розсіюється на великій площі. Вони мають більш високу температуру і меншу щільність в порівнянні з навколишнім повітрям і піднімаються на деяку висоту навіть при наявності приземної інверсії. При змішуванні теплих, багатих на вологу топкових або вихлопних газів з холодним повітрям може бути досягнуто стан насичення водяною парою. Подальше надходження водяної пари призводить до його конденсації у вигляді найдрібніших крапельок, які при досить низькій температурі повітря



замерзають і швидко ростуть внаслідок перенасичення водяною парою по відношенню до льоду, що призводить до утворення крижаного туману.

При температурі нижче  $-39^{\circ}\text{C}$  крижаний туман може утворюватися в результаті згоряння палива при будь-якій початковій відносній вологості (при будь-якому початковому дефіциті точки роси) [9].

Утворення туманів можливо при змішуванні двох повітряних мас з різною температурою і вологістю. Ці тумани називають туманами змішування. Вони виникають поблизу кордонів розділу між теплими і холодними морськими течіями, поблизу морських узбережь.

Крім того тумани можуть утворюватися при надходженні водяної пари, в атмосферу в результаті господарської діяльності людини. Водяна пара в цьому випадку грає роль другої теплої і вологої повітряної маси в процесі зсуву. Такі тумани можна назвати антропогенними.

Зрозуміло, що будь-який туман, як правило, виникає під дією декількох факторів. Але зазвичай один з них виявляється домінуючим. На цій підставі і побудована генетична класифікація туманів [1].

## 1.2 Фізико-метеорологічні закономірності утворення туманів

Для метеорологічного забезпечення польотів необхідне правильне прогнозування часу утворення туману, його інтенсивності і тривалості. Тому для успішного прогнозу туману необхідно знати класифікацію та характеристики туманів [10].

В авіаційній метеорології обмежена видимість ускладнює зліт і посадку повітряних суден і впливає на виявлення і розпізнавання наземних орієнтирів. Розрізняють горизонтальну, або метеорологічну дальність видимості, польотну, посадкову, або похилу і вертикальну видимість.

Метеорологічною дальністю видимості називається та відстань, на якій зникають останні ознаки об'єкта, що спостерігаються днем або що стають невиразними, тобто видимий контраст між об'єктом і фоном стає рівним пороговому контрасту очей людини.

Найважливішою характеристикою туманів є їх водність. Абсолютною водністю туману називають масу крапель води і кристалів льоду, що містяться

в одиничному об'ємі повітря (найчастіше в 1 м). Питома вологість - це маса крапель води і кристалів льоду в 1 г повітря.

В тумані вода знаходиться в двох, а при низьких температурах в трьох фазових станах. Якщо ввести нову величину  $Q$  – абсолютний вологовміст повітря, під яким будемо розумітися маса водяної пари  $\alpha$ , крапель води і кристалів льоду  $\delta$  в 1 м<sup>3</sup> повітря, тобто до моменту утворення туману  $\delta = 0$ ,  $Q = \alpha$ ; в тумані абсолютна вологість близька до максимальної  $\alpha$ , яка є функцією однієї лише температури, для туману останню рівність можна переписати у вигляді:

$$Q = \alpha + \delta \quad (1.1)$$

Нерідко в практичній роботі синоптика для використання теоретичних положень з суміжних наук доводиться виробляти значні спрощення, оскільки без таких спрощень потрібно занадто багато часу для розрахунків [11].

$$\delta = Q - \alpha (T) \quad (1.2)$$

де  $\alpha$  - абсолютна вологість,  $\delta$  - водність туману.

Водність туманів змінюється в досить широких межах від тисячних і сотих часток г/м<sup>3</sup> до 1,5-2 г/м<sup>3</sup>.

Водність туману зростає зі збільшенням його інтенсивності. Максимальні значення водності туманів однієї і тієї ж інтенсивності при переході від позитивних температур до негативних зменшуються. З ростом температури може збільшуватися лише водність туманів охолодження (радіаційних і адвективних).

Водність туманів випаровування, що утворюються під впливом припливу водяної пари, навпаки, при підвищенні температури повітря зменшується. Пояснюється це тим, що з пониженням температури повітря збільшується різниця температур, а разом з цим потік водяної пари між водяною поверхнею і повітрям [12].

Зростання відносної вологості є найбільш надійним і доступним показником процесів формування будь-якого виду туману, а її зменшення є показником розсіювання.

І.В. Кошеленко в [11] вважає, що туман починається з того моменту, коли відносна вологість досягає 100% по відношенню до води, якщо туман утворюється крапельно-рідкий, і по відношенню до льоду, якщо він кристалічний.

За даними багатьох дослідників відносна вологість повітря в туманах при позитивних температурах найчастіше знаходиться в інтервалі 96-100%, тобто близька до 100%. Зі зниженням температури відносна вологість в тумані зменшується, досягаючи при температурі  $-30, -40^{\circ}$  значень 70-80%.

Питання про ядра конденсації тісно пов'язане зі значенням відносної вологості в туманах. В даний час встановлено, що наявність ядер конденсації є необхідною умовою для виникнення процесів конденсації в атмосфері.

Основним видом ядер конденсації в атмосфері є частинки морської солі, а також продукти згоряння палива і вивітрювання ґрунту, що переносяться повітряними потоками. Вони постійно присутні в атмосфері в великих кількостях. В  $1\text{см}^3$  навіть порівняно чистого повітря містяться сотні і тисячі ядер. Тому умови конденсації водяної пари пов'язані головним чином з зміною температури і вологості повітря.

Експериментальними дослідженнями встановлено, що природні тумани складаються з частинок різного розміру, тобто є полідисперсними. Число крапель у  $1\text{см}^3$  змінюється від 0,5 до 93 в разі адвективних туманів, від 50 до 860 в радіаційних і від 70 до 500 в туманах випаровування середньої інтенсивності. Розміри елементів туману змінюються в досить широких межах: від часток мікрона до декількох десятків мікрон. Переважна кількість крапель має радіуси від 2 до 18 мк.

Особливості утворення туману над сніговою поверхнею мають велике практичне значення. Так як пружність насичення над льодом менше, ніж над водою, то умови для утворення крапельно-рідкого туману над сніговою поверхнею несприятливі. При зниженні температури, повітря досягає стану насичення по відношенню до сніжної поверхні раніше, ніж по відношенню до води.

Найбільш сприятливі умови для утворення туману над сніжною поверхнею спостерігаються при температурах близьких до  $0^{\circ}\text{C}$ . В цьому випадку різниця пружності насичення водяної пари над водою і льодом невелика, водночас охолодження повітря від сніжної поверхні служить сильним туманоутворюючим фактором.

Тому над сніговою поверхнею найбільш часто туман утворюється при температурах близьких до  $0^{\circ}\text{C}$  (від  $5$  до  $-5^{\circ}\text{C}$ ) [13].

### 1.3 Аеросиноптичні умови утворення туманів

Адвективний туман виникає при перенесенні теплого вологого повітря над холодною підстильною поверхнею в тилівій частині та передній антициклону або в теплому секторі циклону [14]

Для існування такого туману адвективне охолодження повітря має бути достатнім, щоб турбулентне перемішування, залежне від швидкості вітру і стратифікації повітряної маси, не встигало переноситись вгору утворюючи в приземному шарі продукти конденсації.

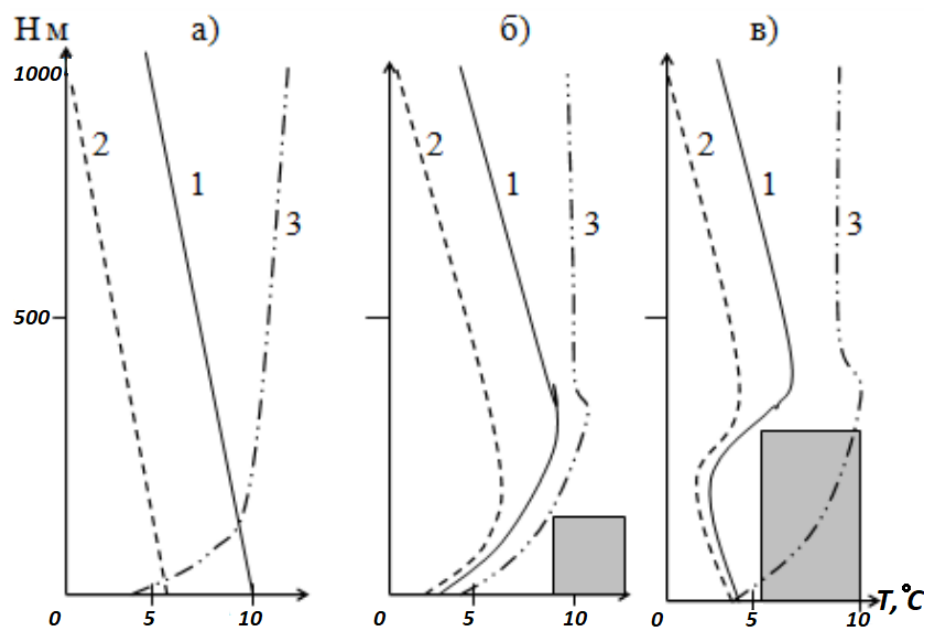


Рис. 1.2 - Вертикальне теплій повітряній масі: розподіл температури і точки роси в: а) в осередку її формування; б) при охолодженні і слабкому турбулентному обміні; в) при руйнуванні приземної інверсії через виділення теплоти конденсації поблизу земної поверхні (1 – температура, 2 – точка роси, 3 – швидкість вітру) [15]

На рис.1.2 представлена схема формування адвективного туману при швидкості вітру  $5\text{ м/с}$  на висоті  $10\text{ м}$  і швидкості градієнтного вітру менше  $12$

м/с. Через слабкий турбулентний обмін утворюється інверсія температури і точки роси, що починається від холодної підстильної поверхні (рис. 1.2а).

В результаті того що в приземному шарі повітря температура виявляється нижче початкового значення точки роси на 2-3°C, утворюється туман (рис. 1.2б). Потужність його з часом зростає в міру подальшого адвективного зниження температури нижнього шару теплої повітряної маси. Внаслідок сильного виділення теплоти конденсації поблизу земної поверхні і охолодження повітря в верхній частині туману, руйнується нижня частина приземної інверсії температури.

При цьому посилюється вертикальний турбулентний обмін в шарі зруйнованої інверсії, завдяки чому встановлюється волого-адіабатична або близька до неї стратифікація в шарі туману (рис. 1.2в).

Адвективні тумани можуть спостерігатися в будь який час доби, хоча зазвичай вони посилюються вночі в зв'язку з додатковим радіаційним охолодженням повітря в приземному шарі.

Радіаційний туман утворюється через кілька годин після заходу Сонця, частіше в другій половині ночі за таких умов: безхмарне небо або невелика тонка хмарність, швидкість вітру від 0 до 3 м/с на висоті 10м, невелике збільшення швидкості вітру з висотою (в шарі 300-600 м на 2-6 м/с), різниця між значеннями температури і точки роси на висоті 2 м за часу заходу Сонця не більше 6-8°C і невелике зменшення її з висотою в нижньому шарі 300-600м. Найбільш часто такі умови створюються в антициклонах, гребенях, відрогах і баричних сідловинах. влітку радіаційні тумани можуть утворитися і в полі зниженого тиску з малими баричними градієнтами.

Механізм утворення радіаційного туману полягає у взаємодії двох процесів:

- 1) ефективне випромінювання підстильної поверхні і охолодження прилеглого до неї шару повітря;

- 2) слабкий турбулентний обмін між самим нижнім шаром повітря і вище розташованими шарами.

В результаті взаємодії цих процесів в нижній частині прикордонного шару атмосфери формується приземна інверсія температури. По мірі подальшого охолодження повітря його температура знижується до значення точки роси на висоті 2м, а потім в більш потужному шарі, утворюється серпанок, а потім туман.

На утворення радіаційного туману впливає стан поверхні ґрунту, так як від нього залежать добовий хід температури і вологості повітря. У теплу пору радіаційний туман виникає переважно над вологим ґрунтом. Тому в теплу пору року простежується прямий зв'язок між випаданням дощу і утворенням туману.

Адвективно-радіаційний туман утворюється над сушею переважно в холодну пору року і, як правило, вночі при слабкій адвекції теплого повітря на західній або північно-західній периферії антициклону. Швидкість вітру в приземному шарі становить 1-2, рідше 3-4 м/с. Для досягнення стану насичення і конденсації надлишків водяної пари потрібне додаткове радіаційне охолодження теплого повітря в приземному шарі. Це можливо лише при незначній вертикальній потужності шаруватих хмар або при повному проясненні хоча б на короткий час. В результаті нічного охолодження повітря під шаром піднятої інверсії відбувається ущільнення що раніше спостерігалось як тонкі хмари спочатку на деякій висоті над поверхнею землі, а потім поступово опускаючись переходять в туман. Процес туманоутворення сприяє ослабленню вітру вночі. Точка роси в шарі піднятої інверсії, як і при адвективному тумані, збільшується з висотою; дефіцит точки роси зазвичай невеликий, над шаром туману він зростає.

Орографічні тумани, або тумани схилів, утворюються в результаті адіабатичного охолодження повітря при підйомі по надвітряним схилам височин. Вертикальний турбулентний обмін є додатковим фактором охолодження повітря що підіймається [16].

Орографічний туман утворюється при наступних умовах:

1. рівень конденсації повинен бути нижче вершини височини;
2. над вершиною височини повинна бути інверсія температури, що перешкоджає поширенню продуктів конденсації водяної пари в вище розміщені шари.

Ступінь впливу адіабатичного охолодження залежить не тільки від висоти височини, але і від її форми і експозиції по відношенню до пануючих потоків. Справа в тому, що вимушене підняття повітря залежить від умов обтікання, які визначаються, з одного боку, характером височини, з іншого - властивостями повітряного потоку. При стійкої стратифікації повітряний потік прагне обійти перешкоду або рухатися вздовж неї, відхиляючись в бік низького тиску. Якщо височина має обтічну форму, то ефект адіабатичного охолодження повітря в цьому випадку буде мізерно малий.

А так як адвективні тумани спостерігаються при стійкій стратифікації, то, очевидно, що найбільш сприятливими формами рельєфу повинні бути звужені долини і височини певним чином вигнуті і орієнтовані щодо переважаючих вітрів [17].

Туман під час сильних морозів утворюється при сильному радіаційному охолодженні нижнього шару сухого континентального повітря над сніговим покривом в мало рухливих антициклонах, відрогах і баричних сідловинах.

Основною причиною його утворення є надходження в приземний шар повітря водяної пари, що утворюється при згорянні рідкого і вуглеводневого палива, а також вугілля, дров і торфу [18].

Фронтальні тумани найчастіше утворюються перед теплим фронтом або теплим фронтом оклюзії, а також за малорухомим холодним фронтом, основна хмарна система якого складається з хмар Ns - As [19].

В помірних широтах ці тумани спостерігаються зазвичай пізно восени або взимку при випаданні дрібно-крапельного дощу або мряки.

Туман утворюється при підвищенні вологості за рахунок випаровування крапель дощу або мряки, в результаті чого температура туманоутворення, підвищуючись, досягає температури підфронтального холодного повітря. Передня частина в такому випадку за даними вертикального зондування приставляється у вигляді інверсії температури, яка нерідко зливається з приземною інверсією. При цьому в шарі інверсії температури значення точки роси також ростуть з висотою. Випаровування крапель дощу або мряки буде тим сильніше, чим вище температура на верхній межі фронтальної інверсії в порівнянні з температурою в шарі холодного повітря біля поверхні землі.

Додаткову роль в утворенні туманів перед теплим фронтом восени і взимку грає адвективне зниження температури холодного повітря, що переміщується з більш південних районів на раніше вихолоджений ґрунт або сніговий покрив. В тилу холодного фронту що повільно рухається утворення туманів сприяє також випаровування з більш теплої вологої підстильної поверхні. [20]

Виникнення туманів на стаціонарних фронтах найчастіше відбувається при дуже малих кутах нахилу фронтальної поверхні до горизонту. Так, при дотриманні інших умов туманоутворення при  $\text{tg}\alpha < 0,003$  ( $\alpha$  - кут нахилу фронтальної поверхні до горизонту) завжди спостерігається туман, при  $\text{tg}\alpha > 0,01$  туман не утворюється, при  $0,01 < \text{tg}\alpha < 0,003$  утворення туману

можливо, але найчастіше утворюється низька хмарність, висота нижньої межі якої не більше 100 м. [21]

Щільність туману буде збільшуватися при підвищенні стійкості стратифікації температури під інверсійним фронтальним шаром. При цьому слід мати на увазі, що при  $\gamma = 0,4 \dots 0,5^\circ\text{C}/100\text{м}$  і більше в нижньому кілометровому шарі дощ починає розсіювати туман.

При ізотермії в тому ж шарі слабкий або помірний дощ може викликати ослаблення туману внаслідок часткової коагуляції крапель туману з краплями дощу, але не викликає його повного розсіювання.

Сприятливими умовами для утворення туману є наступні:

1) температура теплого повітря на верхній межі фронтальної інверсії вище  $0^\circ\text{C}$ , а різниця між її значенням на цьому рівні і температурою холодного повітря у землі становить  $3\text{-}5^\circ\text{C}$ ;

2) дефіцит точки роси в холодному повітрі поза зоною фронтальних опадів не перевищує  $2^\circ\text{C}$ ;

3) швидкість вітру в холодному під фронтальному повітрі не більше  $6\text{ м/с}$ .

У зоні малорухомих фронтів з розмитою хмарною системою туман може утворитися і без випадання опадів. Його виникненню буде сприяти радіаційне вихолодження нижнього шару повітря під хмарами що розсіюються. В цьому випадку туман буде формуватися як високий радіаційний під піднятою інверсією, поширюючись зверху вниз.

Термічна стратифікація в прикордонному шарі атмосфери має велике значення при аналізі і прогнозі багатьох явищ погоди, особливо таких як тумани. Відомо, що тумани виникають при стійкій стратифікації. [22]

У Матвеева Л.Т. в [10] найбільш характерною особливістю термічного режиму туманів, встановленої лише в останні роки, є наявність поблизу поверхні землі шару атмосфери, в якому температура падає з висотою ( $\gamma > 0$ ). Головними зовнішніми фізичними факторами, що визначають профілі метеоелементів в прикордонному шарі, є швидкість градієнтного вітру, адвекція тепла, радіаційний приплив тепла, шорсткість підстильної поверхні і теплофізичні властивості ґрунту. [23]

Наявність в прикордонному шарі підвищеного турбулентного обміну призводить до того, що профілі температури, вологості, вітру та інших елементів виявляються взаємопов'язаними.



Причому турбулентний обмін є тим механізмом, який призводить до встановлення тої чи іншої рухомої термодинамічної рівноваги.

Так, при відсутності радіації і адвекції на вертикальний градієнт температури ( $\gamma$ ) з формули турбулентного потоку тепла:

$$p = -c_p k \left( \frac{\partial T}{\partial z} - \gamma \right) \quad (1.3)$$

де  $c_p$ - теплоємність повітря,  $\rho$ - його щільність,  $k$ - коефіцієнт турбулентності.

Наближений розрахунок середнього градієнта температури при рівноважних умовах може бути проведений з відомого рівняння балансу турбулентної енергії і критерію Річардсона:

$$\gamma = \gamma - \frac{T}{g} \left( \frac{du}{dz} \right) = \gamma - \frac{T}{g} \left( \frac{u-u}{H} \right) \quad (1.4)$$

де  $g$ - прискорення сили тяжіння,  $u_r$  і  $u_\phi$ - швидкість градієнтного вітру та на висоті флюгера.

З формули (1.4) чітко видно, якщо швидкість вітру мало змінюється з висотою, то динамічна рівновага встановлюється при  $\gamma = \gamma_a$  – байдужій стратифікації. Якщо різниця  $u_r$  і  $u_\phi$  велика ( $u_r > 2u_\phi$ ), то динамічна рівновага встановлюється при термічній інверсії. Розрахунок за формулою (1.4) задовільно узгоджується з емпіричними даними, якщо ці дані отримані при умовах, близьких до стаціонарних. Такий стан настає при ясній погоді в другу половину ночі, а також при відсутності значної адвекції. Цей стан сприятливий для утворення радіаційних туманів. [23]

#### 1.4 Синоптичні та метеорологічні умови утворення радіаційних туманів

Радіаційні тумани переважають в глибині материка. Найбільш часто вони утворюються в центральній частині антициклону (рис. 1.3а), на його західній та північній периферії, також в гребені (відрозі), малоградієнтному баричному полі (рис. 1.3б,в) [24].



становище зумовлено тим, що при позитивній температурі, випаровування вологи з поверхні ґрунту більш інтенсивне. При цьому буде спостерігатися суттєве збагачення приземного шару повітря водяною парою.

Над сніжним покривом відбувається безперервна конденсація (сублімація) водяної пари в тонкому шарі повітря, що прилягає безпосередньо до сніжного покриву, так як в цьому шарі досягається стан насичення над льодом.

У теплу пору року повторюваність виникнення туману над вологою поверхнею значно більша, ніж над сухою.

Радіаційний туман, в більшості випадків, утворюється при штилі та швидкості вітру 1-2 м/с. Швидкість вітру 3-4 м/с практично є граничною для виникнення туману. Однак ряд досліджень підтверджує, що вони можуть виникати і при швидкості вітру 4-7 м/с.

Сприятливою умовою при цьому є незначне посилення швидкості вітру з висотою. Так за даними більшості шар-пілотних спостережень швидкість вітру на висоті 100м становить від 1 до 5м/с, на висотах 200-300м - від 1 до 7 м/с, на висотах 800-1500м - від 2 до 9м/с.

Наявність слабкого вітру біля землі і деяке посилення його з висотою сприяє виникненню турбулентності, яка визначає перенесення продуктів конденсації (сублімації) від земної поверхні вгору і їх підтримку в підвішеному стані в граничному шарі [24].

Крім цього турбулентний теплообмін сприяє перерозподілу температури повітря в граничному шарі і формуванню приземної або піднятої інверсії.

Узагальнення інформації про профілі температури в прикордонному шарі в дні з туманами дозволяє пояснити деякі моделі утворення інверсій, а відповідно і механізм утворення туману.

Встановлено, що вертикальна потужність нічних інверсій коливається в широких межах - 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 підстильної поверхні відбувається при штилі (швидкість вітру менше 1 м/с), турбулентний і молекулярний обмін має місце в тонкому шарі повітря.

Приземна інверсія що формується, має потужність кілька десятків метрів, а різниця температур у землі і на верхній межі інверсії становить кілька градусів (рис. 1.4).

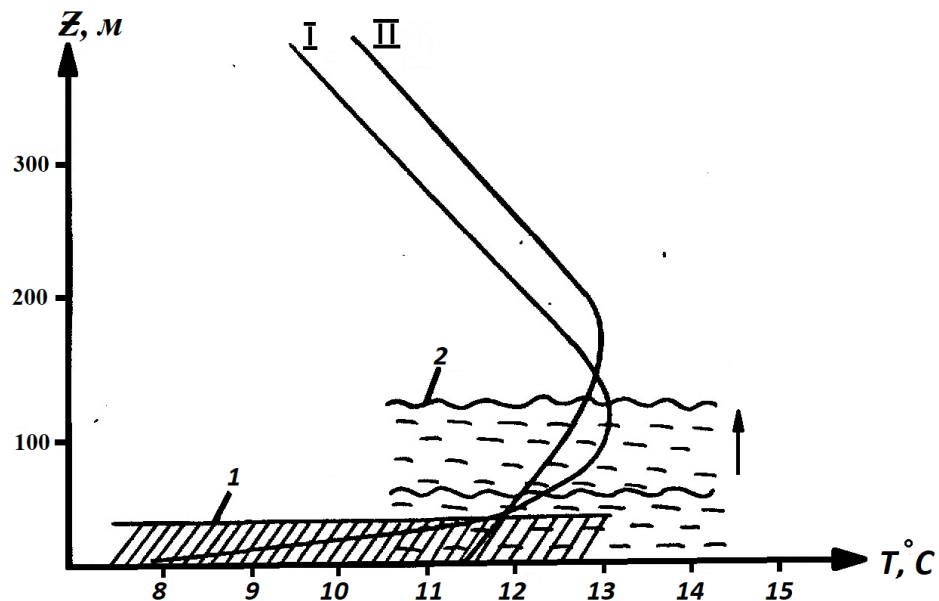


Рис. 1.4 – Профілі температури повітря в приземному шарі, I – при штилі; II – при швидкості вітру (1-3 м/с); 1 - шар холодного повітря; 2 - шар туману [24]

Якщо при вихолодженні в деякому приземному шарі виконується умова  $T = T_d$ , то відбувається конденсація водяної пари, що призводить до утворення низького (приземного) туману або до випадіння роси. Випадіння роси в приземному шарі різко зменшує вологість, що призводить до зменшення ймовірності утворення туману. Однак утворення туману є неможливим при достатньому подальшому охолодженні і виникненні слабкого вітру [24].

Швидкість вітру в приземному шарі 1-3 м/с обумовлює значний по вертикальній потужності шар, в якому відбувається активний тепло- і вологообмін. Спочатку конденсація водяної пари відбувається в нижньому найхолоднішому шарі потужністю кілька метрів. Шар туману що утворився поступово росте вгору. Верхня межа туману підвищується до тих пір, поки не встановиться термогігрометрична рівновага системи "земна поверхня - туман - атмосфера". Припинення зростання шару можна вважати завершенням першої стадії утворення туману [24].

При швидкості вітру у землі більше 4-5 м/с, як правило, утворюється піднесена інверсія тертя на висоті 150-200 м, яка сприяє накопиченню під нею твердих домішок і продуктів конденсації (рис. 1.5).

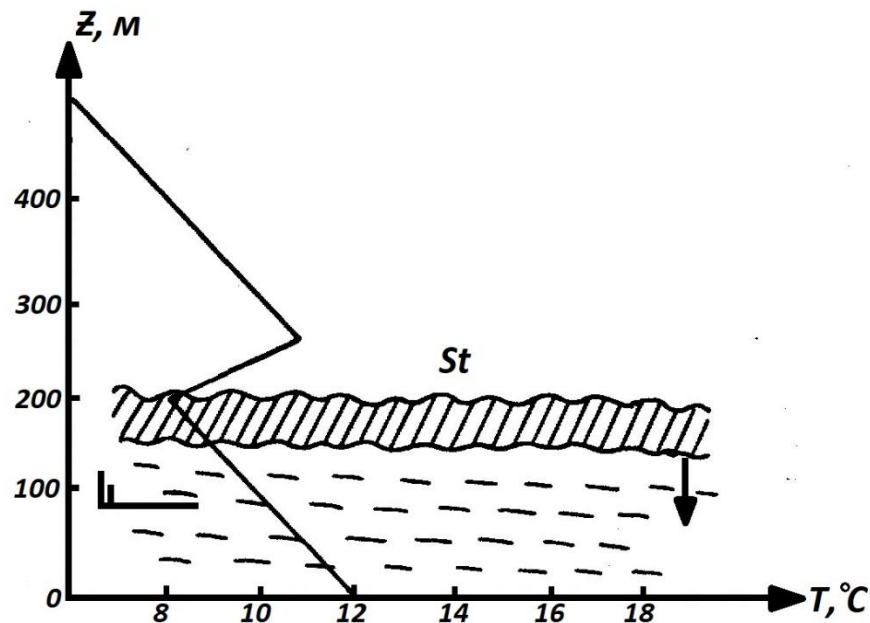


Рис. 1.5 – Схема утворення радіаційного туману з шаруватої хмарності

Внаслідок цього утворюється підінверсійний шар повітря близький до стану насичення. Якщо в подальшому спостерігається приплив водяної пари знизу вгору, то під інверсією утворюється шар туману, нижня межа якого поступово знижується до землі. Утворення туману відбувається зверху вниз. З практики відомо, що від моменту виявлення помутніння до утворення туману на аеродромі проходить 20-30 хвилин, а іноді 1-2 години [24].

Вертикальна потужність радіаційного туману становить переважно 100-300 м, але в деяких випадках вона буває 50-100 м і менше. Верхню межу туману можна визначити за допомогою аерологічної діаграми. Дефіцит точки роси в шарі туману мало змінюється з висотою і на верхній межі туману при температурі від  $0^{\circ}$  до  $-4^{\circ}\text{C}$  він знаходиться в межах  $0,0-0,5^{\circ}\text{C}$ , при температурі від  $-5^{\circ}$  до  $-12^{\circ}\text{C}$  не перевищує  $2^{\circ}\text{C}$ , а при  $-16^{\circ}\text{C}$  не перевищує  $3^{\circ}\text{C}$ . Над шаром туману дефіцит різко зростає, що виражається в різкому відхиленні кривої точки роси вліво від кривої стратифікації.

Чим менше дефіцит точки роси в вихідний момент часу до 500-1000 м, тим швидше після заходу Сонця утворюється туман, тим більше його вертикальна потужність.

В середньому понад 69% випадків радіаційного туману утворюється при початковому значенні відносної вологості 60%. Слід зауважити, що взимку радіаційні тумани можуть виникати при початковому дефіциті 6-7°C. Це пояснюється великою тривалістю ночі і значним ефективним випромінюванням снігового покриву. Влітку внаслідок малої тривалості ночі тумани виникають при початковому дефіциті більше 3-5°C.

Утворення радіаційних туманів носить локальний характер, що пов'язано з місцевими фізико-географічними особливостями. Тумани не утворюють суцільну велику зону, розподіл по площі носить "плямистий" характер [25].

Тривалість існування радіаційного туману пов'язана з часом його утворення. Зазвичай, більш тривалі тумани, які виникають в першій половині ночі. Тумани, що виникли перед сходом Сонця, швидко розсіюються.

За даними М. Є. Берлянда в 70% випадків спостерігаються тумани тривалістю не більше 3 годин, в 25% випадків 4-9 годин і тільки 5% випадків 10 годин і більше.

Розсіювання туману "на місці" відбувається після сходу сонця при інтенсивному прогріванні і відсутності вітру. Швидке підвищення температури в шарі туману приводить до руйнування інверсії, краплі туману випаровуються, і водяна пара за рахунок вертикальних рухів переноситься в верхні шари. Видимість в тумані поступово поліпшується. Розсіювання туману "на місці" найчастіше спостерігається на початку та в середині літа.

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 [24].

## 2 МЕТОДИ ПРОГНОЗУ ТЕМПЕРАТУРИ ТУМАНООУТВОРЕННЯ

### 2.1 Визначення температури туманоутворення за методом Сандерса

Графічний метод знаходження *FP*. Даний метод враховує вологість у всьому шарі охолодження, при цьому слід звернути увагу, що існує декілька методик визначення точки туману. Основний порядок знаходження *FP* виглядає наступним чином:

- на аерологічній діаграмі знаходять рівень конденсації за максимальною температурою та значенням точки роси в цей же час;

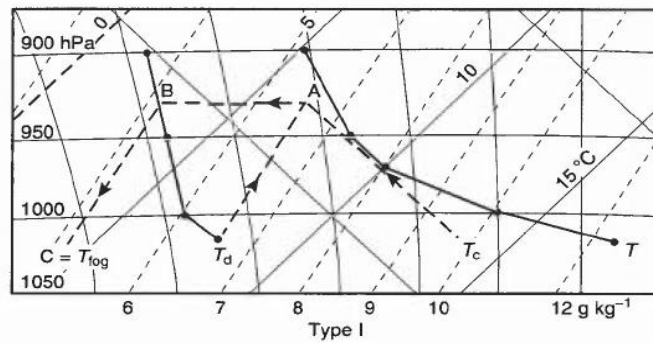
- від знайденого рівня конденсації переміщуємось вліво (паралельно ізобари, поблизу якої знаходиться рівень конденсації) до перетину з депеграмою, звідки опускаємось вниз уздовж ізограми та знімаємо температуру [26].

Наведений порядок знаходження потребує деякої модифікації згідно профілю кривих точки роси або стратифікації. На рис. 2.1 наведені різні типи розподілу кривих температури точки роси та стратифікації, і відповідно, методики знаходження при цьому точки туману.

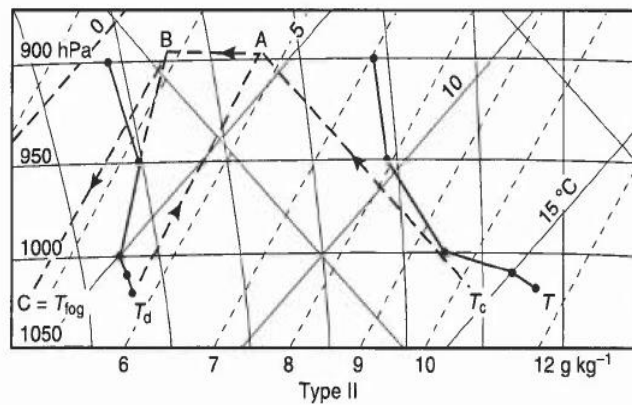
Тип 1. (рис. 2.1а). При наявності суперadiaбатичного розподілу кривої стратифікації від поверхні землі, криву стратифікації осереднюють від рівня, де розподіл температури стає нормальним (відмічається падіння температури з висотою). Далі, по загальноприйнятому методу знаходять рівень конденсації та значення точки туману (описано вище).

Тип 2. (рис. 2.1б). Якщо на якомусь рівні нормальний розподіл кривої точки роси змінюється на різке зростання, після якого знов відмічається падіння, то від останнього рівня зі зростанням значень точки роси проводять пряму, що повторює попередній хід змін температури точки роси. Далі, по описаному вище методу знаходять рівень конденсації та значення точки туману [27].

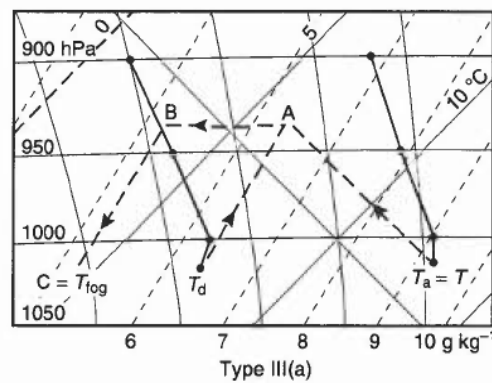
Тип 3. (рис. 2.1в). Якщо приземна точка роси розташовується лівіше від поверхневої, то можливі два методи знаходження точки туману:



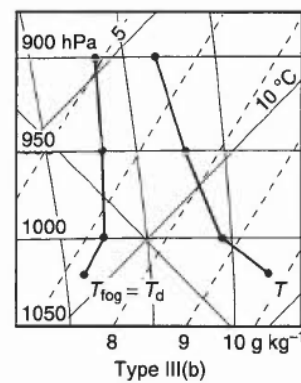
а)



б)



в)



г)

Рис. 2.1 - Оцінка точки туману (метод Сандерса) з коригуванням полуденних зондувань при різних умовах [27]

а) якщо температура знижується з висотою (але градієнт її змін менший сухоадіабатичного) то методика знаходження точки туману така ж сама, як в першому випадку;



б) якщо швидкість падіння температури з висотою дорівнює або перевищує суху адиабату, то приймається, що температура точки туману дорівнює точці роси у поверхні землі [27].

## 2.2 Визначення температури туманоутворення за методом Зверєва

1. Прогноз туману розробляється за допомогою діаграм в наступному порядку. За даними  $T$  і  $R$  за 18 (19) годин визначається можливе зниження температури повітря (рис. 2.2). що необхідне для утворення серпанку  $\Delta T_n$  і туману  $\Delta T_T$ .

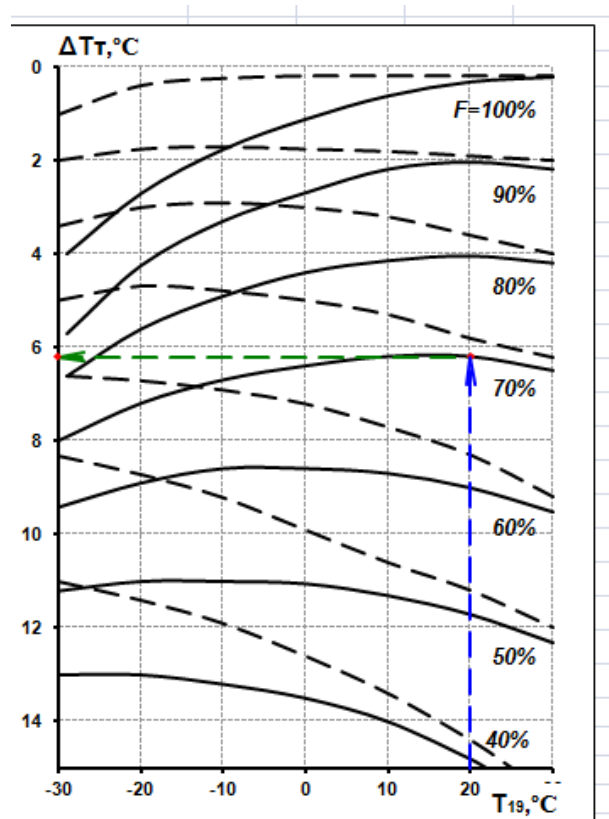


Рис. 2.2 - Номограма для визначення нічного зниження температури, необхідної для виникнення туману (серпанку - пунктирні криві) [24]

Даний метод є універсальним, тому що він пройшов успішні випробування в різних регіонах. Його ефективність може бути підвищена шляхом розрахунку місцевої поправки при прогнозі мінімальної температури.

Вихідними даними для прогнозу є:

$T_0$  - температура повітря в 18 або 19 годин;

$R$  - відносна вологість в той же момент часу;  
 прогноз кількості та форми хмарності на ніч;  
 $V$  - прогноз швидкості вітру на ніч;  
 $\varphi$  - місцева поправка;  
 $\Delta t$  - тривалість ночі.

З номограми видно, що чим більше відносна вологість в вихідний момент часу, тим менше необхідно зниження температури для утворення туману.

2. За даними  $T$  і  $R$  за 18 (19) годин визначається можливе зниження температури  $\Delta T_n$  в нічний час при ясному небі без урахування швидкості вітру (рис. 2.3) [24].

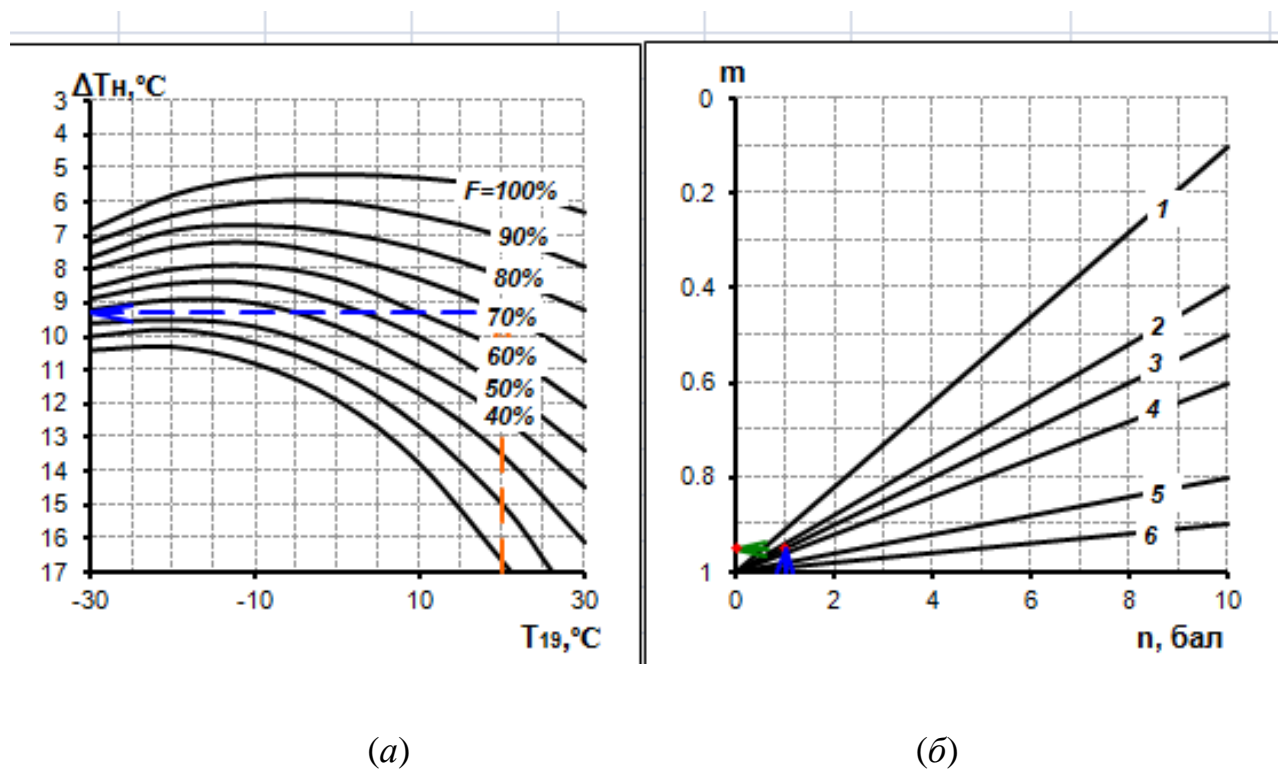


Рис. 2.3 - Номограми для визначення нічного зниження температури при ясному небі  $\Delta T_n$  (а) і коефіцієнта  $m$  (б) [24]

3. Розраховується виправлене значення  $\Delta T_{n(\text{випр})} = \Delta T_n \pm \varphi$ .
4. За даними про хмарності на ніч визначається коефіцієнт  $m$ , що враховує вплив хмарності на нічне зниження температури.

5. За значеннями  $\Delta T_{\text{H}}$  (випр), швидкості вітру і коефіцієнта визначається можливе зниження температури повітря в нічний час  $\Delta T_{\text{H}}$  (рис. 2.4)

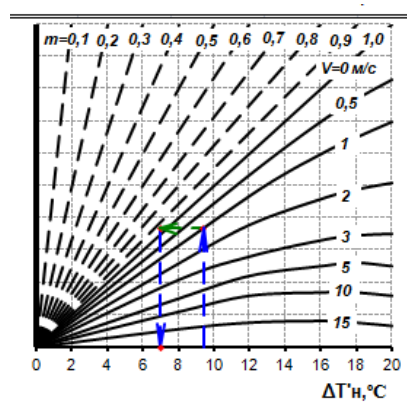


Рис. 2.4 Номограма визначення нічного зниження температури з урахуванням хмарності і вітру [24]

6. Висновок про можливість виникнення туману (димки) робиться шляхом порівняння  $\Delta T_{\text{T}}(\Delta T_{\text{д}})$  и  $\Delta T_{\text{H}}$ . Якщо  $\Delta T_{\text{H}} > \Delta T_{\text{T}} > \Delta T_{\text{д}}$  - туман утворюється. Якщо  $\Delta T_{\text{T}} > \Delta T_{\text{H}} > \Delta T_{\text{д}}$  - туман не утворюється (у прогнозі вказують серпанок).

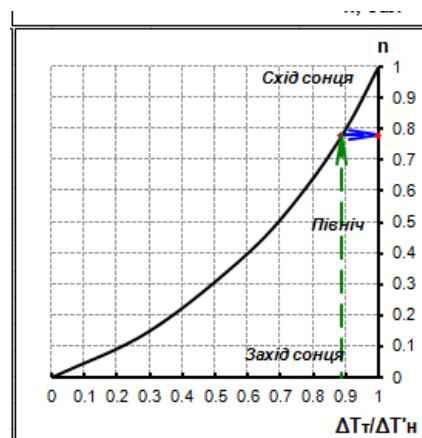


Рис. 2.5 - Графік для прогнозу часу утворення туману [24]

7. Якщо туман утворюється, то необхідно визначити час його виникнення, для цього: обчислюється відношення  $\Delta T_{\text{T}} / \Delta T_{\text{H}}$  і за графіком (рис. 2.5) визначити частку ночі  $n$  до моменту утворення туману (повна тривалість ночі прийнята за одиницю,  $n = 1$ ). Наприклад, якщо тривалість ночі  $\Delta t = 10$  годин, захід Сонця в 20 годин, а за графіком  $n = 0,5$ , то туман утворюється в час ночі. Чим більше значення  $\Delta T_{\text{T}} / \Delta T_{\text{H}}$  тим ближче до сходу Сонця утворюється туман.

Перевага методу в тому, що в ньому в повному обсязі враховується поточний й майбутній стан атмосфери. Оптимізація способу легко виконується шляхом розрахунку місцевої поправки для кожного місяця року, для конкретної синоптичної обстановки, що виключає трудомістку роботу з побудови нових уточнених номограм [24].

### 2.3 Адаптація методів Сандерса та Кредока Прічардса для прогнозу туману

В науковій статті що представлена в журналі [28] розглядається тема прогнозування туману з використанням експериментальних методів. Для дослідження обрано два аеропорти Тегеран та Мешхед.

В статті акцентували увагу, що туман є одним з найбільш вагомих явищ погоди з точки зору авіації. Це явище може призвести до зменшення горизонтальної дальності видимості. Тому важливий саме точний прогноз для забезпечення безпеки польотів. Туман утворюється залежно від погодних умов, при яких краплі води та льодяні кристали зменшують горизонтальну видимість до, менше 1000 метрів. Існують різні методи для прогнозування туману. Чисельні та статистичні, експериментальні підходи але прогнозування дуже короткого туману є одним з найбільш поширених методів.

В [28] розглянуто два експериментальні методи прогнозування туману. Перший з них - метод Сандерса. Цей метод використовується в багатьох всесвітніх метеопідрозділах, включаючи Метеорологічне бюро Великобританії, та рекомендується Всесвітньою метеорологічною організацією для розробки прогнозу туману.

В методиці Сандерса, використовують дані радіозондування за 12, 00 UTC взяті з 25 випадків з туманами для аеропортів Тегеран та Мешхед, за даними яких була розрахована температура туманоутворення. Далі цю температуру порівнюють з мінімальною температурою наступного дня, якщо різниця складає менше  $-2$  °C, виникнення туману не спостерігатиметься. Сандерс вважає що цей метод найкраще використовувати для розрахунку радіаційних туманів.

Другий метод - Кродака-Прічардса – дана методика полягає в створенні регресійної залежності між температурою повітря та температурою точки роси.

Далі визначається температура туманоутворення, яку порівнюють з мінімальною температурою, якщо різниця складає менше  $-2^{\circ}\text{C}$ , виникнення туману не спостерігатиметься.[29]

В даному дослідженні вчені намагались оцінити ефективність цих двох експериментальних методів, з використанням реальних даних після вивчення синоптичних умов виникнення туману у двох вибраних аеропортах. Достовірність методів вимірюється з використанням методу зміщення, щоб обрати більш кращий метод. На наступному етапі більш кращий метод вводиться з використанням вихідних даних чисельного прогнозування, та знову оцінюється методом зміщення. В обох методах був використаний індекс температури туманоутворення. Виникнення туману було визначено шляхом розрахунку цієї температури, та порівняння її з мінімальною температурою. Аеропорт Тегеран був обраний через велику кількість рейсів. А аеропорт Мешхед через велику кількість туманів.

Для порівняння та виявлення більш кращого методу прогнозу туману було взято 25 випадків з туманами. Точність цих порівнянь оцінювалась методом зміщення. Після вибору більш кращого методу, аналогічний процес був виконаний з використанням чисельної моделі прогнозування WRF, протягом наступних 12 годин.

Після розрахунку температури туманоутворення, з використанням методу Сандерса, та порівнянням її з фактичними спостереженнями було виявлено, що серед 25 випадків, 15 відповідали розрахункам методики. В п'яти випадках відсутності туману, результати даного методу відповідали дійсності. Таким чином, метод оцінки зміщення показав 75% вірогідності виявлення туману. Такі ж дії були виконані з методом Кродака-Прічарса. Оцінюючи цей метод було вказано що в 13 з 20 випадків виникнення туману, за даними розрахунків методу, сходились з фактичними значеннями температури в момент утворення туману, також п'ять випадків з відсутністю туману, відповідали фактичним даним. Метод оцінки зміщення показав 65% вірогідності виявлення туману.

На основі отриманих результатів, метод Сандерса був розглянутий, як більш зручніший метод для початкового припущення, вірогідності виникнення туману, при прогнозуванні в аеропортах що розглядалися.

Далі значення температури та температури точки роси були визначені в ході наступних 12 годин, з використанням моделі чисельного прогнозування WRF, а метод Сандерса знову використовували для прогнозу туману.

Результати цієї оцінки були також досліджені з використанням методики оцінки упередженості, яка не була настільки прийнятною, тому що вона відповідала дійсності лише в 5% випадків.

В кінці дослідження автори дійшли висновку, що потрібно ретельніше розглянути результати чисельних моделей прогнозування [28].

#### 2.4 Сучасний метод моделювання WRF для прогнозування туману

В науковій статті Свагата Пайра, Манджу Мохана в журналі Досягнення метеорології, розглядається тема "Багатопрофільного діагностичного підходу для прогнозування туману з використанням інструменту моделювання WRF".

В даному дослідженні застосовується підхід на основі багатопрофільної діагностики (MRD) із використанням постпроцесу моделювання для прогнозування туману. Емпіризм, задіяний у цьому підході, полягає головним чином у подоланні розриву між мезомасштабними та мікромасштабними змінними, які пов'язані з механізмом утворення туману. Поява туману є типовим явищем у зимовий сезон над Делі, Індія, при проходженні західних хвилювань через північно-західну частину країни, що супроводжуються значною кількістю вологи. В дослідженні реалізовується згаданий вище підхід для прогнозування появи туману та часу його початку над Делі. Для моделювання туману використовується модель досліджень та прогнозування погоди з високою роздільною здатністю (WRF). Дослідження включає перевірку моделі та подальшу обробку модельних даних для підходу MRD та подальшого застосування їх до прогнозів туману. За допомогою цього підходу модель ідентифікувала туманні та не туманні дні з успіхом у 94% випадків. Крім того, початок туманних подій добре фіксується з точністю до 30–90 хвилин.

Акцентувалась увага на прогнозуванні туману адже це надзвичайно важливо, оскільки він не тільки спричиняє низьку видимість, але й розглядається як небезпечне явище погоди, оскільки порушує нормальне життя та дорожній рух. Проте прогнозування настання туману залишається складним, незважаючи на прогрес у чисельному прогнозуванні погоди. Мало досліджень намагалися описати середовище туману з точки зору відповідної температури

прикордонного шару, вологості, швидкості та напрямку вітру, а також приповерхневих профілів радіаційного охолодження, адвекції та характеристик підстилаючої поверхні. Чисельне моделювання туману вдосконалюється з кожним днем. Багато вчених зосереджуються на застосуванні одновимірних моделей для моделювання туману; не беручи до уваги, та ігноруючи горизонтальні неоднорідності, а саме це дає уявлення про фізику туману [30-37].

В статті зазначалось що одновимірна модель не може чітко включати широкомасштабні метеорологічні умови, які контролюють генезис, еволюцію та розсіювання туману. Так, зокрема, лише тривимірна модель може включати, явно і динамічно послідовно, такі процеси, як (горизонтальний) градієнт тиску, адвекція та дифузія. Перше подібне передбачення туману за допомогою регіональної тривимірної моделі спробували Баллард та Співавт. З тих пір було спробовано ще багато подібних моделей для прогнозування туману. Проте існує лише декілька конкретних досліджень, присвячених Індії, для моделювання туману та прогнозування. Делі, столиця Індії, характеризується високою частотою туманних подій, що породжує багато трагічних дорожньо-транспортних пригод та проблем в аеропортах. Туман найчастіше виникає під час пікової зими з грудня по січень у цьому регіоні. В статті вказано що чисельні моделі прогнозування погоди LWC не достатньо точно прогнозують та часто дають незадовільні результати. Таким чином, оперативний прогноз туману, як правило, не проводиться безпосередньо в рамках числової моделі прогнозування погоди, але діагностується модельним розрахунком на основі місцевих циркуляційних умов [38-44].

Основною метою цього дослідження є прогнозування появи та часу настання туману за допомогою обробки тривимірної мезомасштабної моделі. Це багатопрофільний метод діагностики (MRD), що характеризує місцеві атмосферні умови. Для цього впроваджена негідростатична модель мезомасштабу високої роздільної здатності (версія WRF 3.1), а також метод діагностики туману, що охоплює всі основні епізоди туману за 2008, 2009, 2010 та 2011 роки. Модель досліджень та прогнозування погоди (WRF) - це тривимірна чисельна модель. В дослідженні використовувалась модель Advanced WRF версії 3.1.1 для моделювання туману. Ще однією перевагою цієї системи моделювання є те, що вона є найсучаснішою моделлю. Метеорологічними параметрами, що враховувались в даному дослідженні для

прогнозування туману при багатопрофільному діагностичному підході, були температура навколишнього середовища, відносна вологість (RH) та швидкість вітру [30].

В статті було зазначено що в цілому модель працює задовільно, хоча існують відмінності між спостережуваними та змодельованими значеннями.

Відмінності систематичні, тому багатопрофільний діагностичний підхід (MRD) розробляється з використанням прогнозів цих днів моделювання. Багатопрофільний діагностичний підхід пояснює ці відмінності між спостережуваними та передбачуваними значеннями емпірично для більшості відповідних фізичних параметрів щодо утворення туману. Дослідники в ході роботи виявили що ідеальними умовами для утворення туману є слабкий вітер, ясне небо та довгі ночі. Місяці листопад, грудень, січень та лютий найбільш схильні до туманних умов. Туман за 4 місяці з 2002 по 2011 рр. відображав максимальну кількість у січні. Отже, моделювання тут проводилося в основному за січневі місяці. Було проведено моделювання для п'яти різних епізодів протягом 2008-2011 років. У даному дослідженні демонструється, що поєднання WRF та багатопрофільного діагностичного методу суттєво допомогло у покращенні прогнозів щодо туману та є перспективним для подальшого застосування та вдосконалення. Однак він лише діагностує появу туману та час його настання, але не тривалість та інтенсивність. Це вимагає подальшої роботи щодо завершення всіх аспектів прогнозування туману, а його емпіричні коефіцієнти та критерії можуть змінюватися від місця до місця, та за різною числовою моделлю. Також дослідники дійшли висновку що з 95% успішних прогнозів як туманних, так і не туманних подій, більше половини (56%), час настання прогнозується з точністю до 30 хвилин, а 84% випадків передбачається протягом 90 хвилин.

Це дослідження демонструє, що поєднання WRF та багатопрофільного діагностичного методу суттєво допомогло у покращенні прогнозів щодо туману. Тому пропонується посилити цю методологію за допомогою більш широких застосувань на різних ділянках та в епізодах туману [30].



### 3 ВЕРИФІКАЦІЯ МЕТОДИК ВИЗНАЧЕННЯ ТЕМПЕРАТУРИ ТУМАНООУТВОРЕННЯ ПО ТЕРИТОРІЇ УКРАЇНИ

На першому етапі роботи були відібрані дати з туманами по станціям Жуляни, Одеса, Львів, та Харків з 2016 по 2019 рр. за теплий та холодний періоди. Далі, на основі відібраних випадків проводився збір та наліз аеросиноптичного матеріалу для подальших розрахунків. В роботі використовуються як фактичні дані радіозондування (як за 00 так і а 12 год СГЧ, які були в наявності в ці дні) так і дані об'єктивного аналізу. Вихідні дані, які необхідні для прогнозу температури туманоутворення за методами Зверєва та Сандерса обиралися з урахуванням фактичного часу утворення туману.

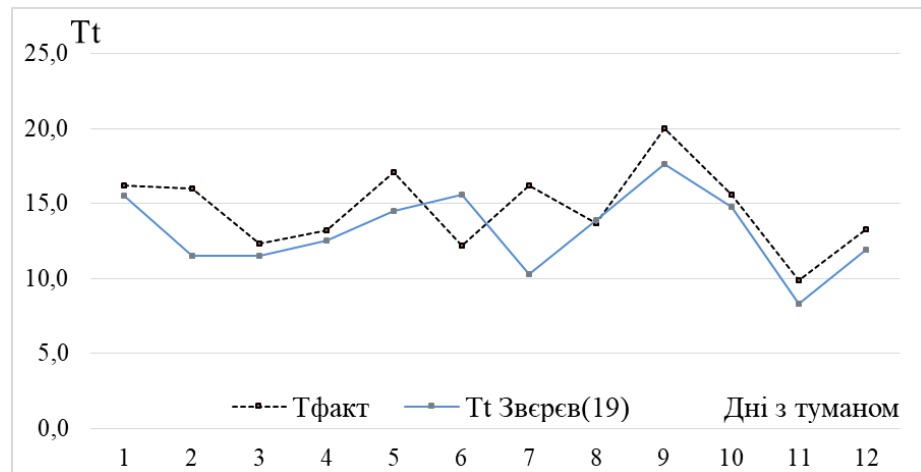
Після формування бази даних розраховувалися температура туманоутворення за методом Сандерса (за 00 СГЧ) та Зверєва (за холодний та теплий період – 13 та 19 СГЧ відповідно). Методику розрахунку яких ми можемо дізнатись звернувшись до пунктів - 2.1, 2.2 відповідно.

#### 3.1 Порівняльний аналіз методів визначення температури туманоутворення по станціям України за теплий період

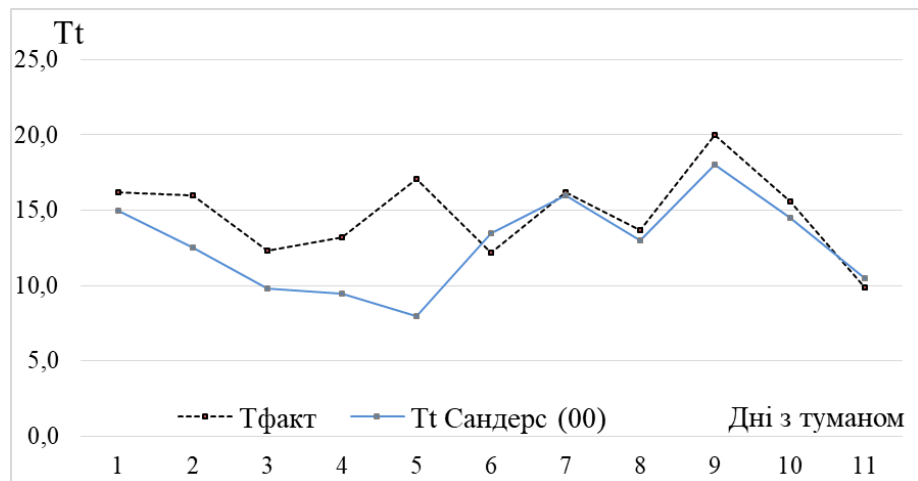
Відмінність в методиці визначенні температури туманоутворення за методом Сандерса заключається в тому, що використовується аерологічна діаграма, та в залежності від профілю кривої стратифікації та депеграми є декілька умов в послідовності її знаходження. Більш детально про цю методику описано в попередньому розділі.

Порівняння виконувалося на фактичних даних температури та точки роси по всім відібраним випадкам. Таким чином, окремо знаходилась температура туманоутворення по Зверєву та Сандерсу та будувалися графіки відхилень цих значень від фактичної температури в момент формування туману. Слід зазначити, що аналіз проводився окремо для теплого і холодного періодів з відповідними поправками в методиках знаходження температур туманоуворення, які також розписані в попередніх розділах. Як можна побачити із рисунку 3.1 (а) та 3.1 (б) для теплого періоду року по ст. Жуляни,

температура туманоутворення за методами Зверєва та Сандерса мають дещо занижені значенні від фактичної температури в момент утворення туману.



а)



б)

Рис. 3.1 - Графік відхилення температури туманоутворення за методом Зверєва (а) та методом Сандерса (б), за теплий період, від фактичної температури на ст. Жуляни

В обох методах звертає на себе увагу той факт, що розбіжність між фактичною температурою в момент утворення туману та прогнозованими значеннями температури туманоутворення досить великі.

Лише у випадку Сандерса друга половина графіку показала достатньо близькі величини (мінімальну розбіжність).

Для аналізу міри розсіювання даних, розрахували середньоквадратичне відхилення для кожного із методів знаходження температури туманоутворення,

із якого побачили, що метод Зверєва більш наближений до фактичних значень температур утворення туману ніж Сандерс (табл. 3.1).

Таблиця 3.1 - Середньоквадратичне відхилення фактичних температур від прогностичних температур туманоутворення за теплий період, для ст. Жуляни

Теплий період	б
Зверєв (19)	2,68
Сандерс (00)	3,36

Аналогічний результат показали дані по станції Одеса, але за рахунок більшої кількості випадків, можна побачити, що взагалі для обох методів суттєвих розбіжностей в результатах не видно.

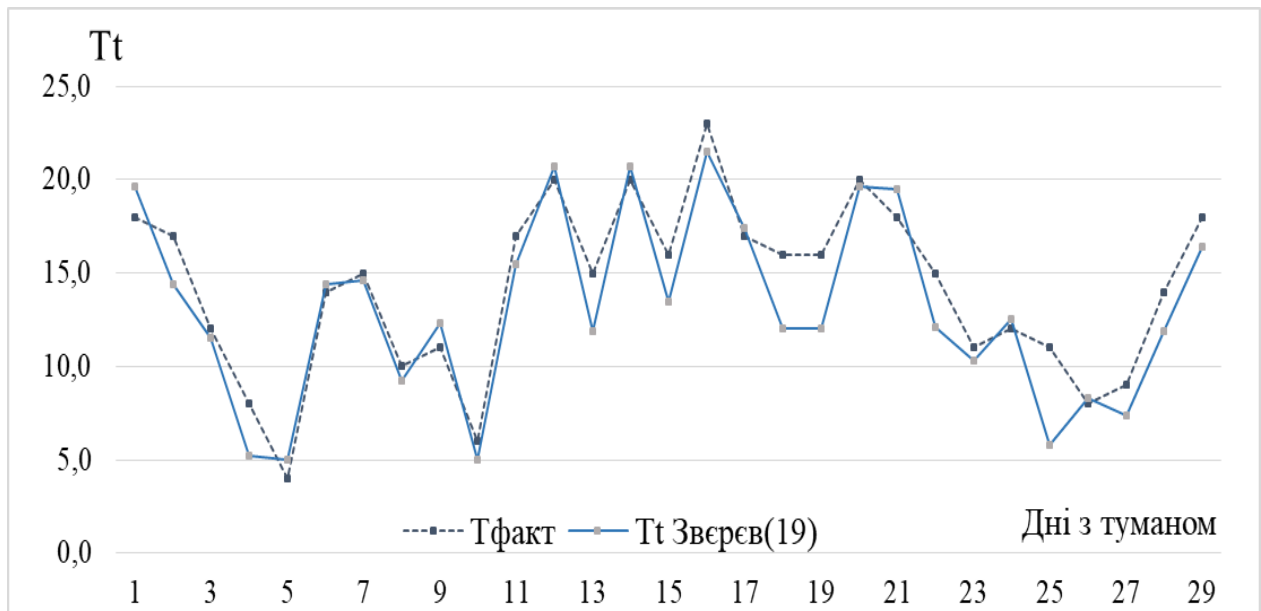


Рис. 3.2 - Графік відхилення температури туманоутворення за методом Зверєва, за теплий період, від фактичної температури, по ст. Одеса

Загальною рисою є те, що розраховані температури туманоутворення за методом Зверєва (рис.3.2) та отримані температури туманоутворення за

аерологічними діаграмами по методу Сандерса (рис 3.3) мають дещо занижені значення.

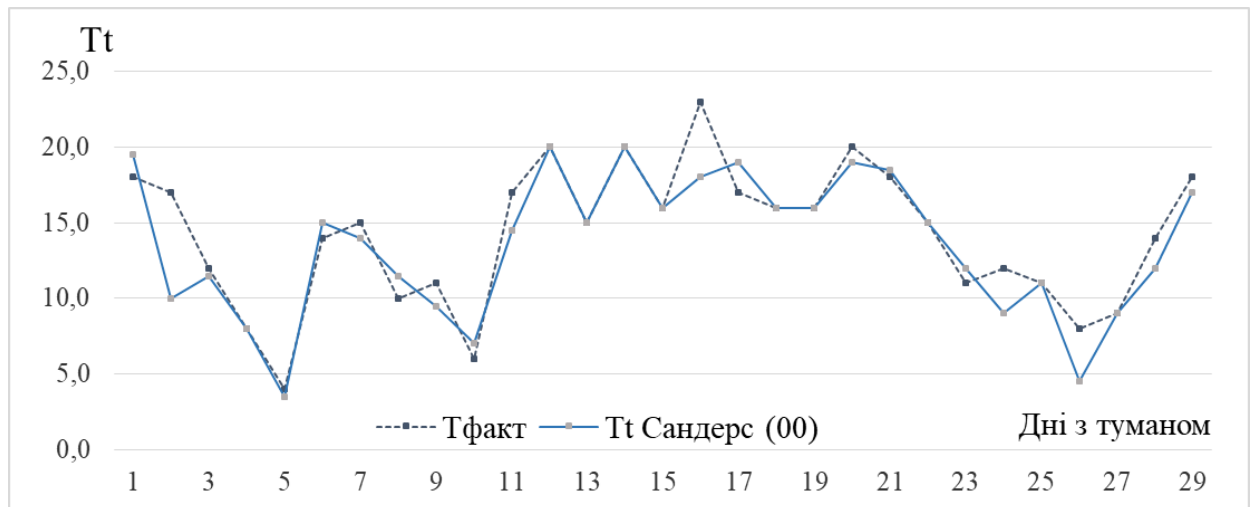


Рис. 3.3 - Графік відхилення температури туманоутворення за методом Сандерса, за теплий період, від фактичної температури, по ст. Одеса

Загальною рисою є те, що розраховані температури туманоутворення (Зверєв) та отримані за аерологічними діаграмами (Сандерс) мають дещо занижені значення.

Розрахунок середньоквадратичного відхилення показав незначну різницю (0,01), тобто, обидва методи однаково точно показують спрогнозовану температуру туманоутварення (табл.3.2).

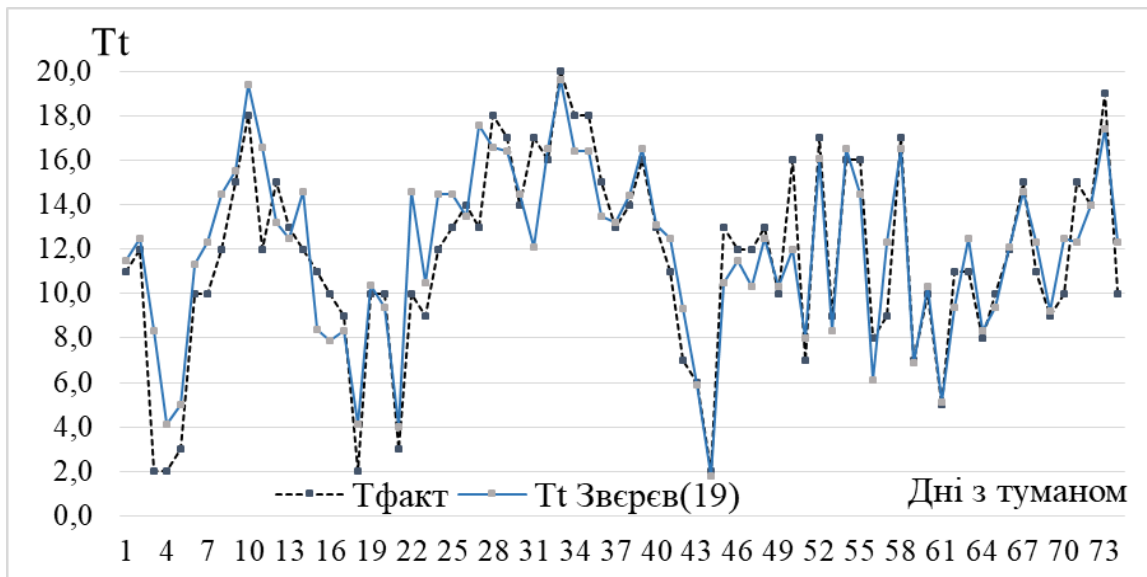
Таблиця 3.2 - Середньоквадратичне відхилення фактичних температур від прогностичних температур туманоутворення за теплий період, для ст. Одеса

Теплий період	б
Зверєв (19)	2,07
Сандерс (00)	2,06

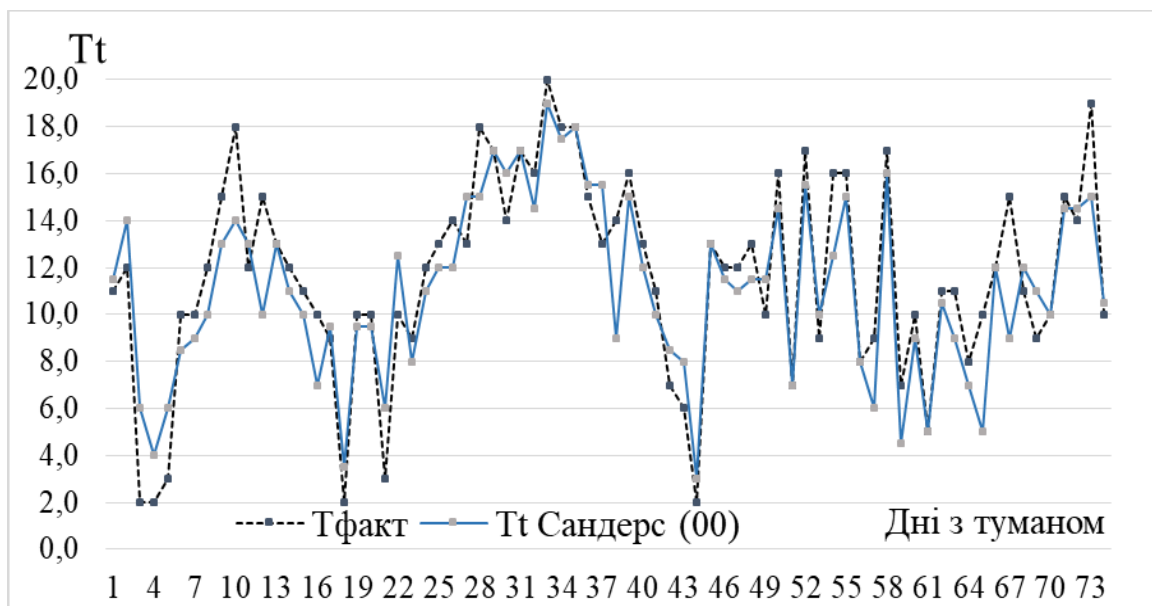
Дещо інші отримали результати по станції Львів. Так, із рис. 3.5 можна побачити, що розрахована температура туманоутворення дещо завищена в порівнянні з фактичною.

Особливо це помітно в першій половині графіку в той час як далі простежується практично синхронний хід змін та фактично ідентичні їх значення. Сандерс при цьому навпаки, дещо занижує свої значення відносно

факту. Але, в обох випадках, слід зазначити, що ці відхилення досить незначні. Можна сказати, що прогноз обох методів показав досить високі результати.



а)



б)

Рис. 3.4 - Графік відхилення температури туманоутворення за методом Зверєва (а) та методом Сандерса (б), за теплий період, від фактичної температури по ст.Львів

Це підтверджує і середньоквадратичне відхилення, (табл.3.3), де ми також отримали доволі непогані результати, методи досить вдало себе проявляють але все таки значення температури туманоутворення що

розраховувалися за методом Зверєва виявилися більш наближеними до фактичних значень температури утворення туману.

Таблиця 3.3 - Середньоквадратичне відхилення фактичних температур від прогностичних температур туманоутворення за теплий період для ст. Львів

Теплий період	Б
Зверєв (19)	2,06
Сандерс (00)	1,95

Для Харкова найкращий результат в прогнозуванні температури туманоутворення показав метод Зверєва, а саме, як видно із рис. 3.5 в порівнянні з рис. 3.6 – Зверєв найбільш наближений до фактичних значень температури ніж Сандрес.

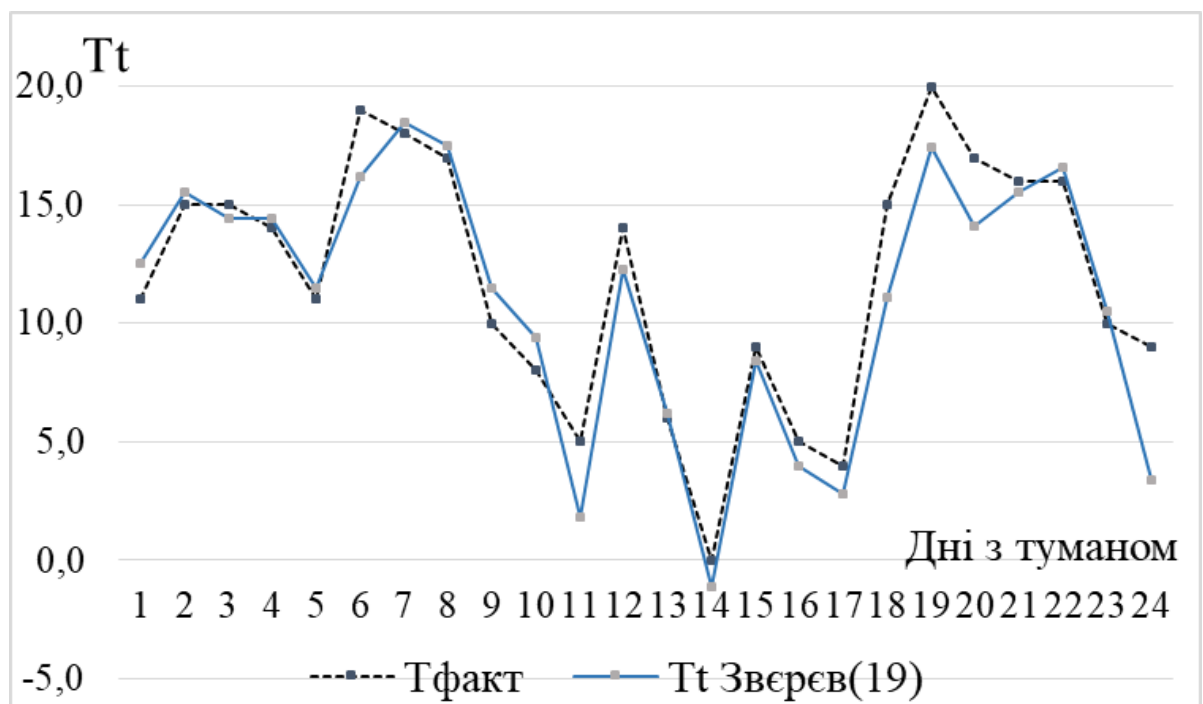


Рис. 3.5 - Графік відхилення температури туманоутворення за методом Зверєва, за теплий період, від фактичної температури на ст. Харків

Об'єднує їх лише те, що обидва методи дещо занижують свої прогностичні значення температури туманоутворення відносно фактичних значень температури в момент утворення туману. Але знову ж таки метод Зверєва для

станції Харків в теплий період є більш ефективним методом для прогнозування температури туманоутворення.

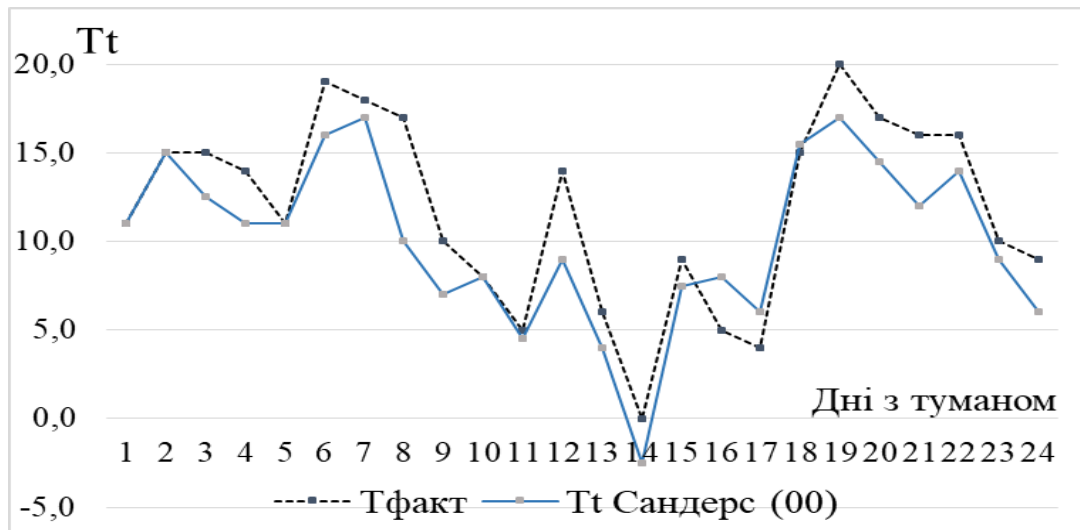


Рис. 3.6 - Графік відхилення температури туманоутворення від фактичної за методом Сандерса за 00 год за теплий період на ст. Харків

Розглянемо середні квадратичні відхилення фактичних температур від прогностичних температур туманоутворення за теплий період (табл.3.4)

Таблиця 3.4 - Середньоквадратичне відхилення фактичних температур від прогностичних температур туманоутворення за теплий період для ст. Харків

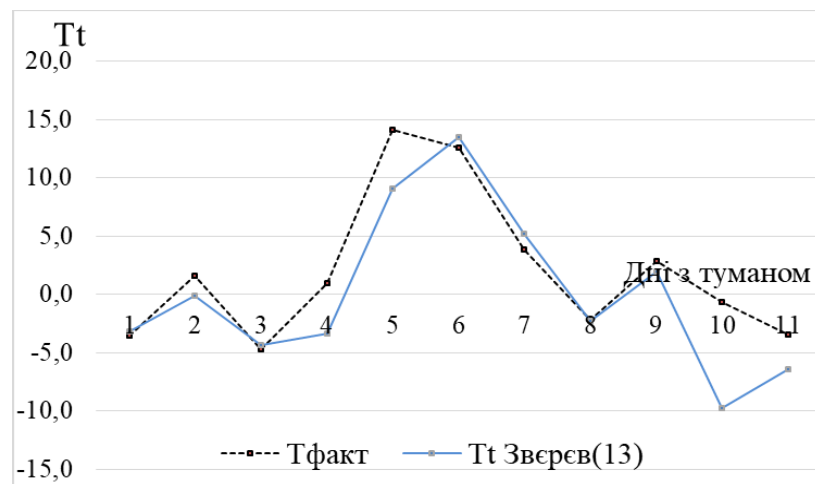
Теплий період	Б
Зверев (19)	2,00
Сандерс (00)	2,73

Ми бачимо, що найменша розбіжність характерна для метода Зверева (2,00) на відміну від методу Сандерса (2,73). Але, в порівнянні з іншими станціями розбіжність в значеннях середньоквадратичного відхилення прогнозованої температури туманоутворення від фактичної температури дещо більша.

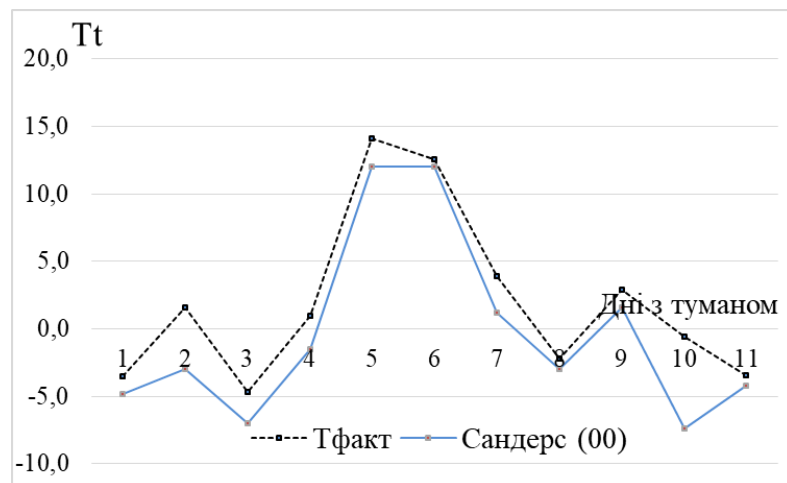
### 3.2 Порівняльний аналіз методик визначення температури туманоутворення по станціям України за холодний період

Для аналізу холодного періоду, бралися дані для Зверева за 13 год (стандартна методика розрахунку), а для Сандерса – 00 год.

На ст. Жуляни (рис.3.7) бачимо, що обидва методи дещо занижують температуру туманоутворення відносно фактичної температури.



а)



б)

Рис. 3.7 - Графік відхилення температури туманоутворення від фактичної температури за методом Зверева (а) та методом Сандерса (б), за холодний період по ст. Жуляни

Якщо порівнювати результати обох методів, то можна побачити, що Сандерс має менші розбіжності з фактичними температурами ніж Зверев.



Середнє квадратичне відхилення також показало, що саме Сандерс найменше відхиляється від фактичних значень температур. (табл.3.5). в порівнянні з методом Зверєва, що показав себе менш ефективно, для станції Жуялни, в холодний період.

Таблиця 3.5 - Середньоквадратичне відхилення фактичних температур від прогностичних температур туманоутворення за холодний період для ст. Жуляни

Холодний період	б
Зверєв (13)	3,59
Сандерс (00)	2,95

На станції Одеса (рис. 3.8 та 3.9) отримані схожі результати, а саме методи знову дещо занижують температуру туманоутворення відносно фактичної температури в момент утворення туману.

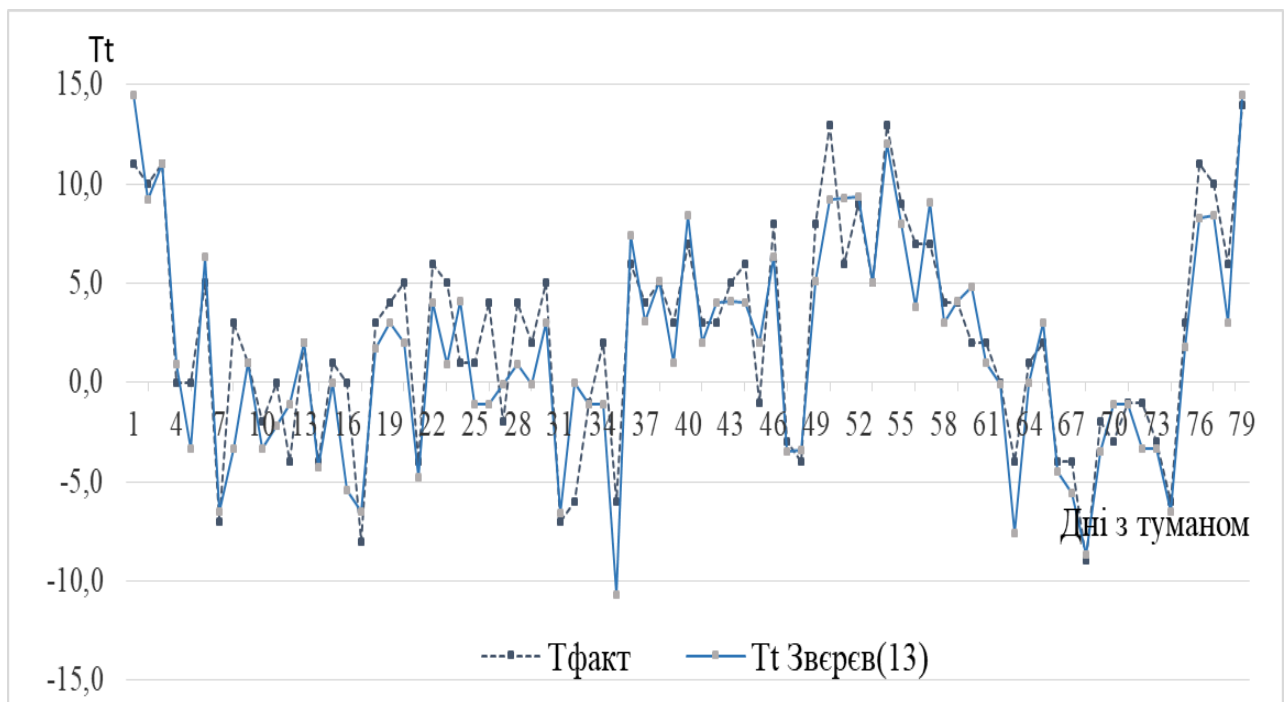


Рис. 3.8 - Графік відхилення температури туманоутворення від фактичної за методом Зверєва, за холодний період, на ст. Одеса

Якщо порівнювати обидва графіки (3.8 та 3.9), то можна побачити, що метод Зверєва дає менші відхилення від фактичної температури ніж метод

Сандерса. Але обидва методи знову дещо занижують прогнозовані температури туманоутворення відносно фактичних в момент утворення туману.

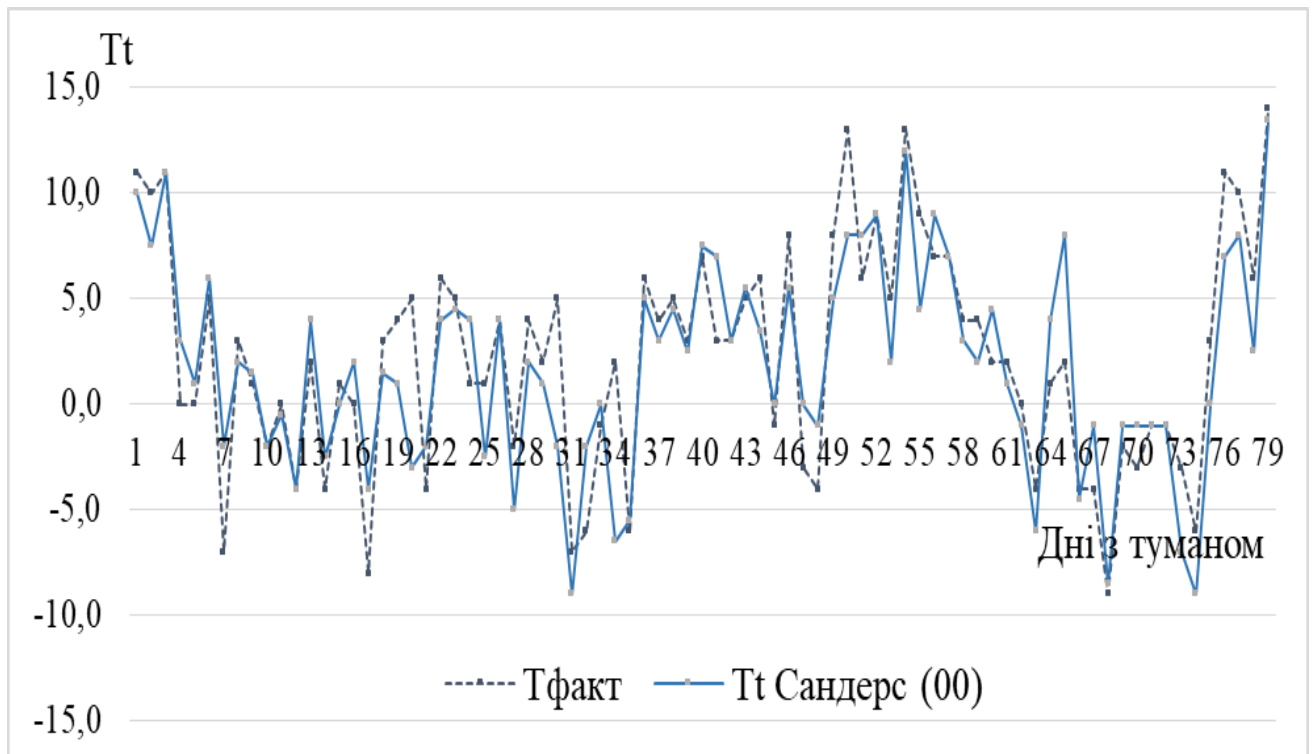


Рис. 3.9 - Графік відхилення температури туманоутворення від фактичної за методом Сандерса за 00 год за холодний період на ст. Одеса

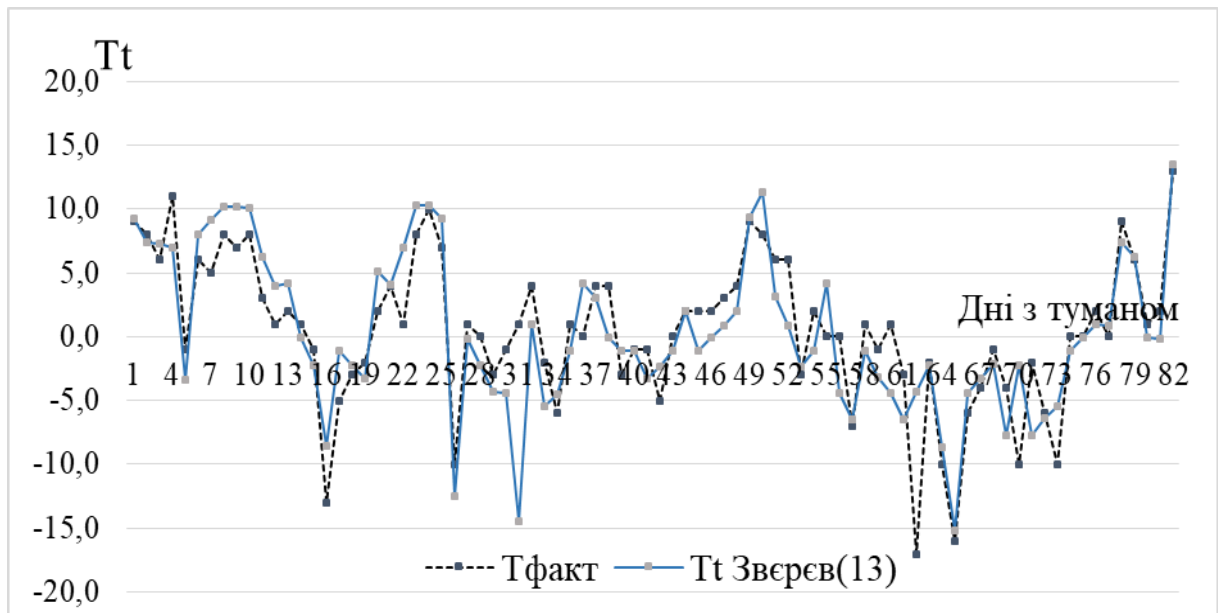
Середнє квадратичне відхилення показало досить близькі значення для обох методів, але все ж таки температура туманоутворення за методом Зверєва менше відхиляється від фактичної (табл.3.6).

Таблиця 3.6 - Середньоквадратичне відхилення фактичних температур від прогностичних температур туманоутворення за холодний період для ст. Одеса

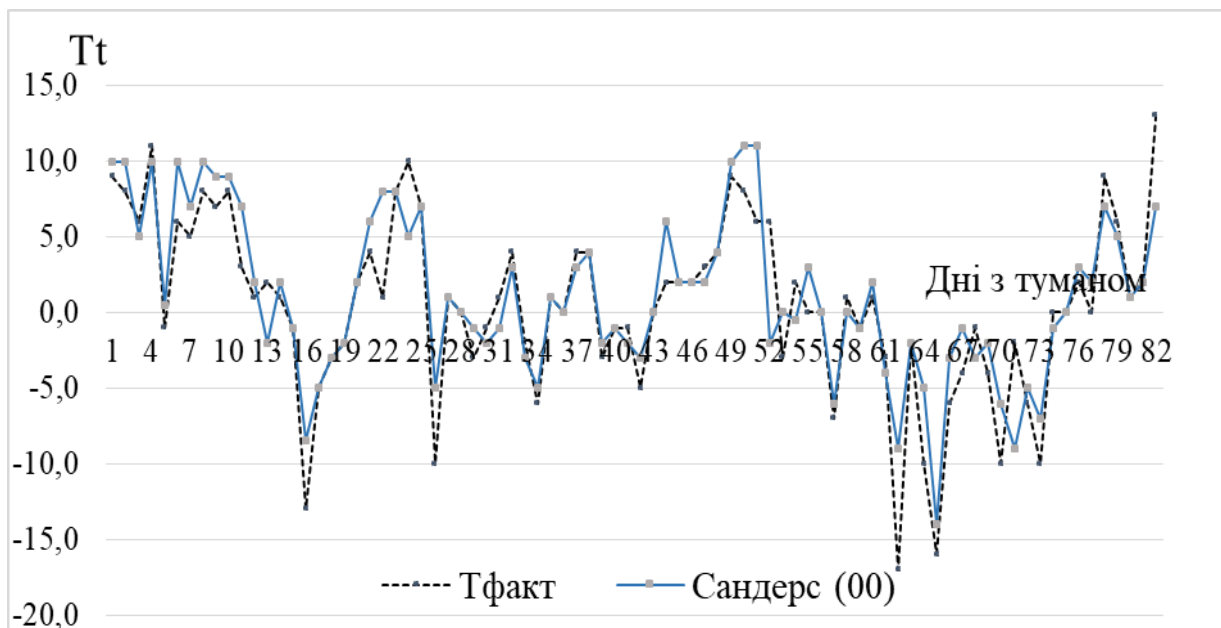
Холодний період	б
Зверєв (13)	2,29
Сандерс (00)	2,75

Дещо по іншому показали себе обидва методи для ст. Львів (рис 3.10) . На графіках відхилення значень температури туманоутворення за холодний період від фактичної температури в момент утворення туману простежується деяке

завищення значень температур туманоутворення відносно фактичної температури в момент утворення туману.



а)



б)

Рис. 3.10 - Графік відхилення температури туманоутворення від фактичної температури за методом Зверєва (а) та методом Сандерса (б), за холодний період по ст. Львів

У цьому випадку найкраще себе проявив метод Сандерса, про що свідчать результати розрахунків середньоквадратичного відхилення, прогнозованих

температур туманоутворенн від фактичних значень температури в момент утворення туману.(табл.3.7).

Таблиця 3.7 - Середньоквадратичне відхилення фактичних температур від прогностичних температур туманоутворення за холодний період для ст. Львів

Холодний період	Б
Зверев (13)	3,16
Сандерс (00)	2,70

На станції Харків розглянувши (рис. 3.11 та 3.12) можна зробити висновок, що обидва методи також занижують прогнозовану температуру туманоутворення відносно фактичної температури в момент утворення туману.

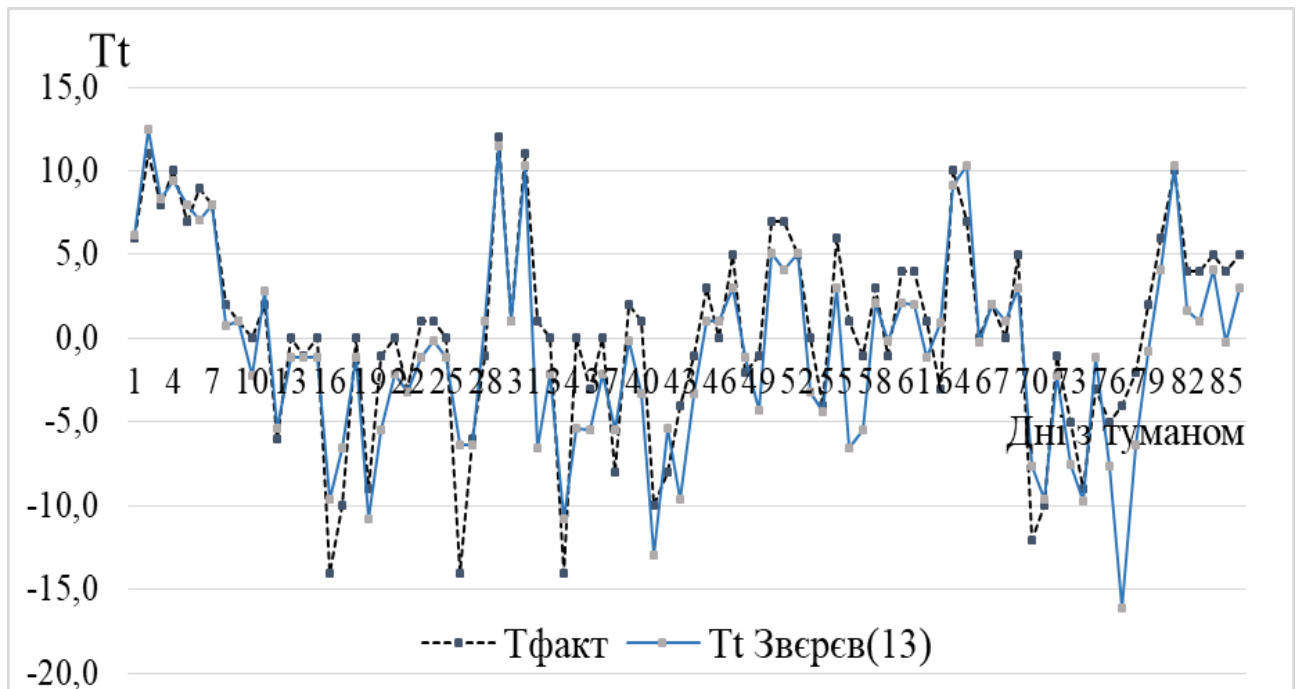


Рис. 3.11 - Графік відхилення температури туманоутворення від фактичної за методом Зверєва, за холодний період, на ст. Харків

Але, в обох випадках можна виділити те, що значення прогнозованих температур туманоутворення за методами Зверєва та Сандерса досить близькі до фактичних значень температури в момент утворення туману. Але з невеликою перевагою значення прогнозованої температури туманоутворення

що визначались за методом Сандерса виявились більш ближчими до значень температури в момент утворення туману.

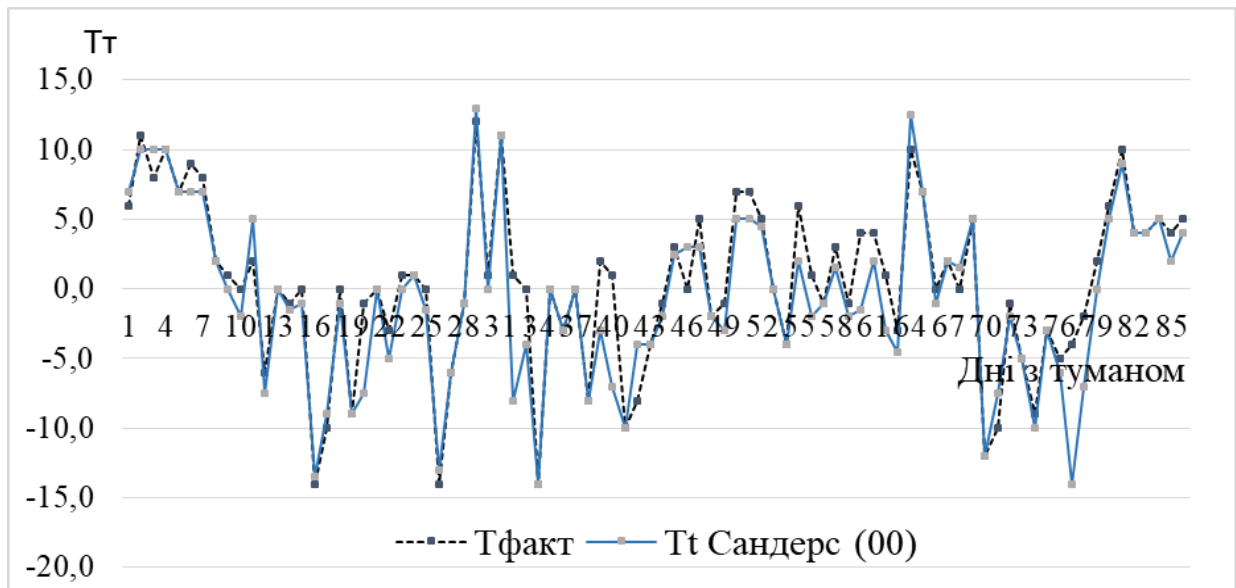


Рис. 3.12 - Графік відхилення температури туманоутворення від фактичної за методом Сандерса за 00 год за холодний період на ст. Харків

Розраховані середні квадратичні відхилення фактичних температур від прогностичних температур туманоутворення за холодний період (табл.3.8) показали, що найменші його значення отримані для метода Сандерса (2,52).

Таблиця 3.8 - Середньоквадратичне відхилення фактичних температур від прогностичних температур туманоутворення за холодний період для ст. Харків

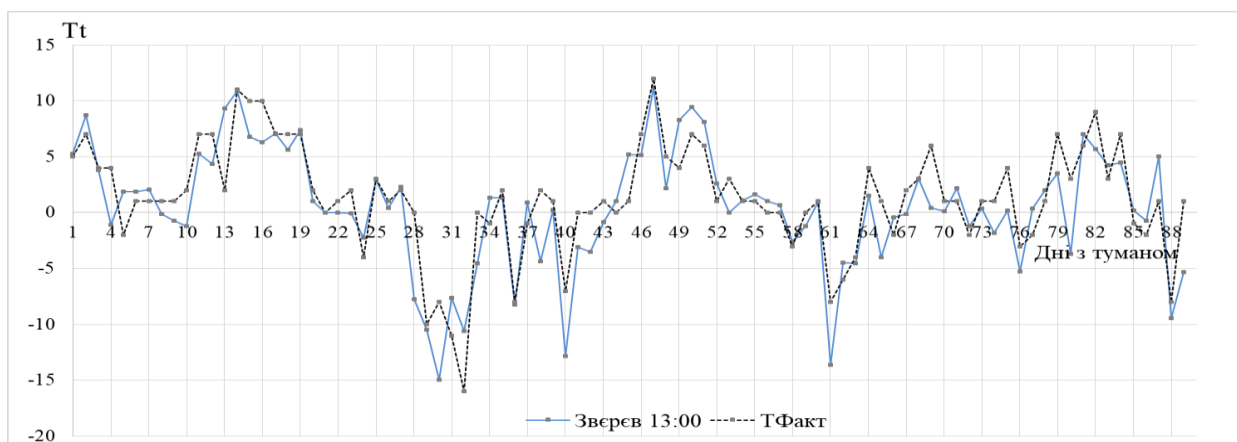
Холодний період	Б
Зверев (13)	2,98
Сандерс (00)	2,52

Таким чином, можна зазначити, що більш точним є метод Сандерса про що свідчать значення середньоквадратичних відхилень наведених в таблиці.

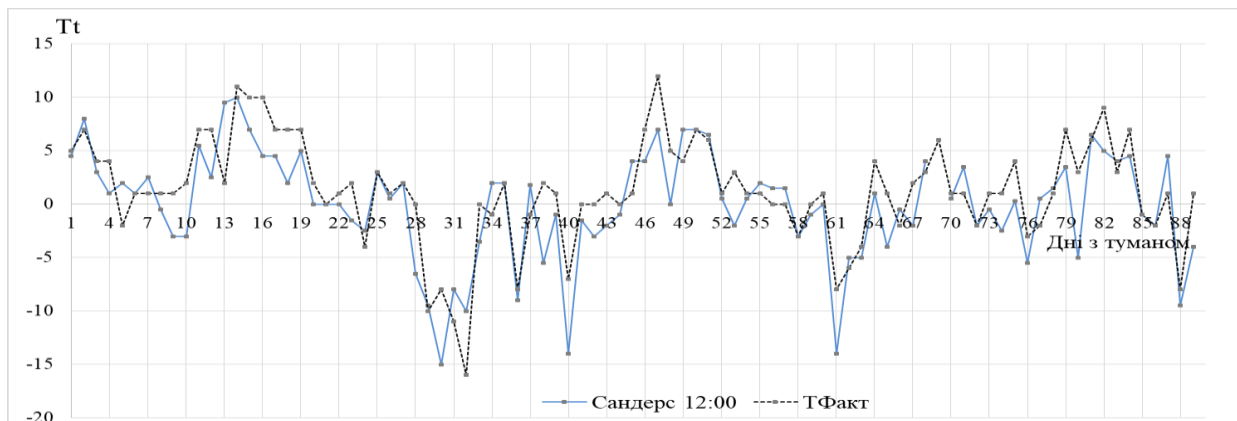
Таким чином, для холодного періоду найкращі результати прогнозу температури туманоутворення показав метод Сандерса.

### 3.3 Аналіз прогностичних можливостей температур туманоутворення отриманих за даними об'єктивного аналізу GFS

Як відомо, на сьогоднішній день для прогнозування погоди отримують все більше поширення дані об'єктивного аналізу. Деякі із них можна завантажувати як через АРМСин та RAOB так і отримувати у вільному доступі через мережу internet. В рамках магістерської роботи були проведені розрахунки температур туманоутворення за обраними методами за даними об'єктивного аналізу GFS з кроком  $0,25^\circ$  для станцій Київ та Одеса.



а)



б)

Рис. 3.13 - Графік відхилення прогнозованої температури туманоутворення від фактичної температури за методом Зверєва (а) та методом Сандерса (б), за холодний період по ст. Київ

Як видно із рис. 3.13, по ст. Київ в холодне півріччя, температура туманоутворення за методом Сандерса хоча і дещо занижує результат відносно

факту, але показує кращі результати в порівнянні з методом Зверева, який виявився менш ефективним для станції Київ

Цей висновок добре узгоджується з таблицею 3.9, де показано, що середнє квадратичне відхилення має менше значення для методу Сандерса.

Таблиця 3.9 - Середньоквадратичне відхилення фактичних температур від прогностичних температур туманоутворення за холодний період по ст. Київ

Холодний період	Б
Зверев (13)	2,98
Сандерс (00)	2,81

Інша картина спостерігається для теплого періоду. Як можна побачити із рис. 3.14 та 3.15, метод Сандерса занижує свої значення прогнозованої температури туманоутворення відносно фактичних значень температури в момент утворення туману та взагалі має досить великі відхилення.

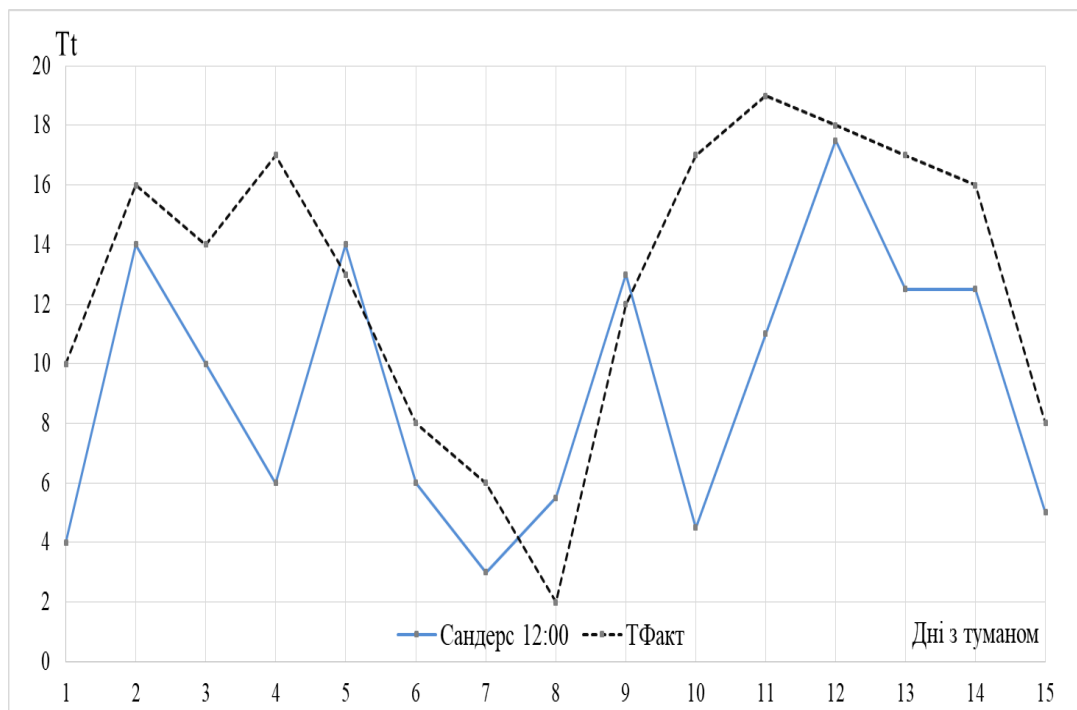


Рис. 3.14 - Графік відхилення прогнозованої температури туманоутворення від фактичної за методом Сандерса за 00 год за теплий період по ст. Київ

Чого не можна сказати про метод Зверева який показав набагато ближчі значення прогнозованих температур туманоутворення до фактичних значень

температури в момент утворення туману.

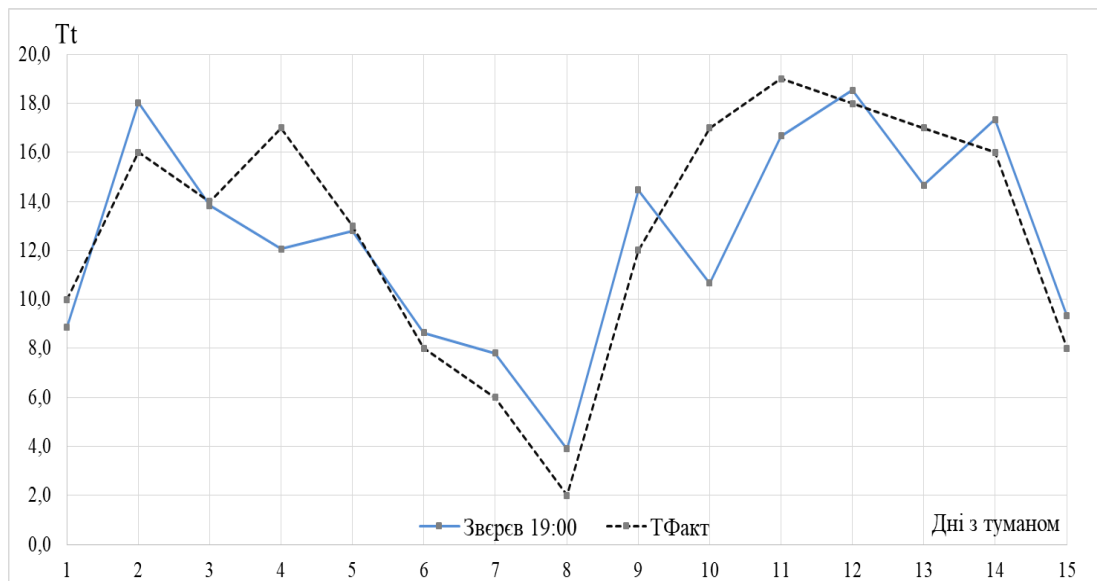


Рис. 3.15 - Графік відхилення прогнозованої температури туманоутворення від фактичної за методом Зверєва за 19 год за теплий період по ст. Київ

Це також добре узгоджується с табл. 3.10, з якої видно, що Зверєв має менші значення середнього квадратичного відхилення ніж Сандерс. Але загальна різниця невелика, тобто можна стверджувати, що працюють вони майже однаково.

Таблиця 3.10 - Середньоквадратичне відхилення фактичних температур від прогностичних температур туманоутворення за теплий період по ст. Київ

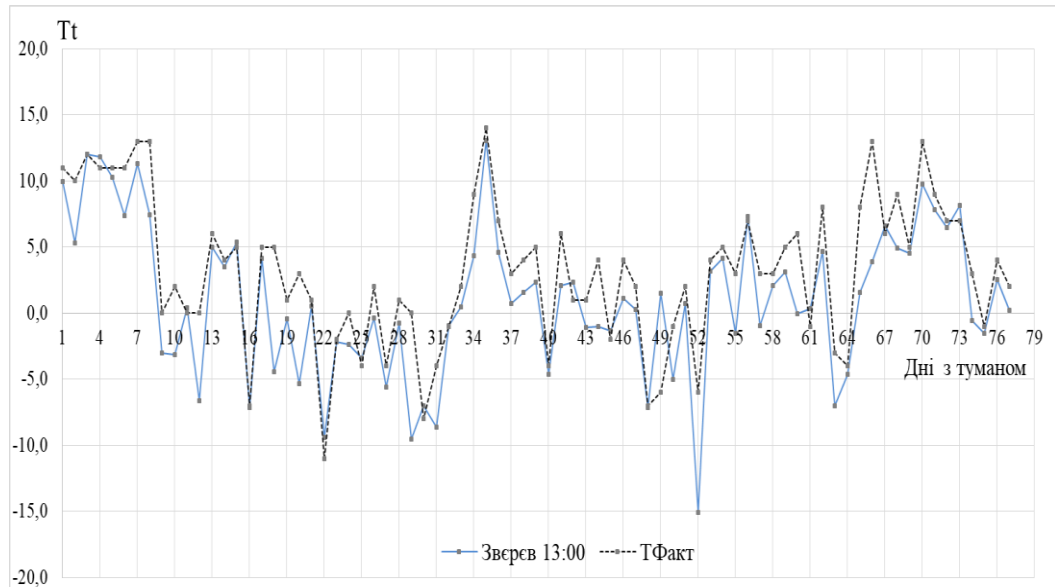
Теплий період	Б
Зверєв (19)	2,56
Сандерс (00)	2,62

Для ст. Одеса в холодний період отримані зовсім інші результати. Так, якщо розглянути холодне півріччя з розрахованими значеннями прогнозованих температур туманоутворення за методами Сандерса (рис.3.16 б) та Зверєва (3.16 а), то можна побачити, що Сандерс дає значні заниження температур туманоутворення

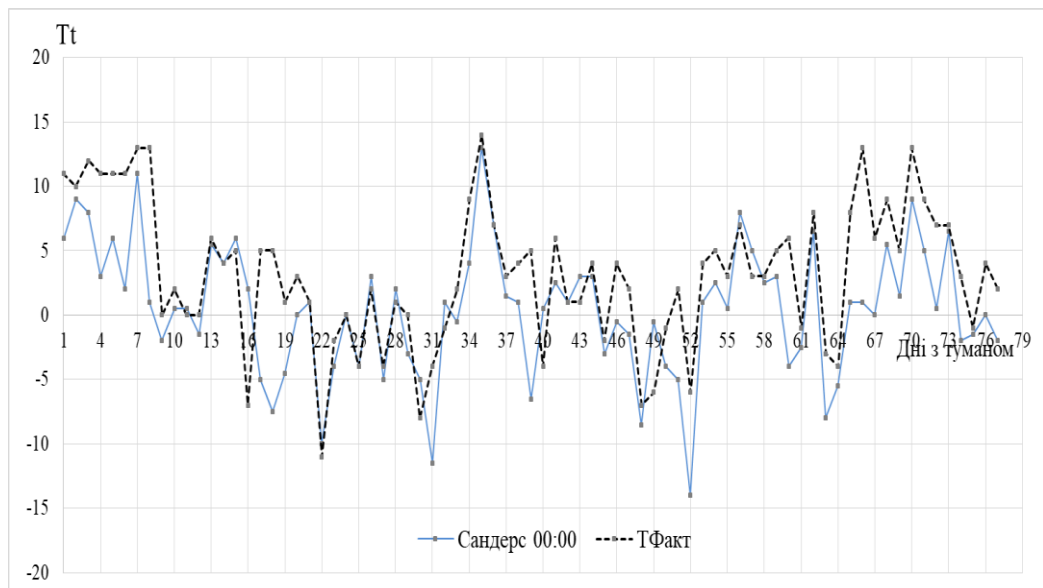
В той же час, інша картина спостерігається для метода Зверєва. Як можна побачити, хід його температури туманоутворення досить близько розташований



від фактичної температури. Також присутні деякі заниження його значень, але здебільшого – криві практично ідентичні.



а)



б)

Рис. 3.16 - Графік відхилення прогнозованої температури туманоутворення від фактичної температури за методом Зверєва (а) та методом Сандерса (б), за холодний період по ст. Одеса

Це також підтверджує середнє квадратичне відхилення. За даними якого із табл. 3.11 – можемо побачити що метод Зверєва має мінімальні значення середньоквадратичного відхилення значень прогнозної температури

туманоутворення від фактичних значень температури в момент утворення туману на відміну від методу Сандерса.

Таблиця 3.11 - Середньоквадратичне відхилення прогностичних температур туманоутворення від фактичних температур за холодний період по ст. Одеса

Холодний період	Б
Зверев (13)	3,59
Сандерс (00)	4,81

Аналіз теплого періоду для ст. Одеса показав аналогічні результати. Так, як видно із рис.3.17, метод Зверєва хоча і занижує дещо свої значення, проте досить близько розташовується до фактичних значень.

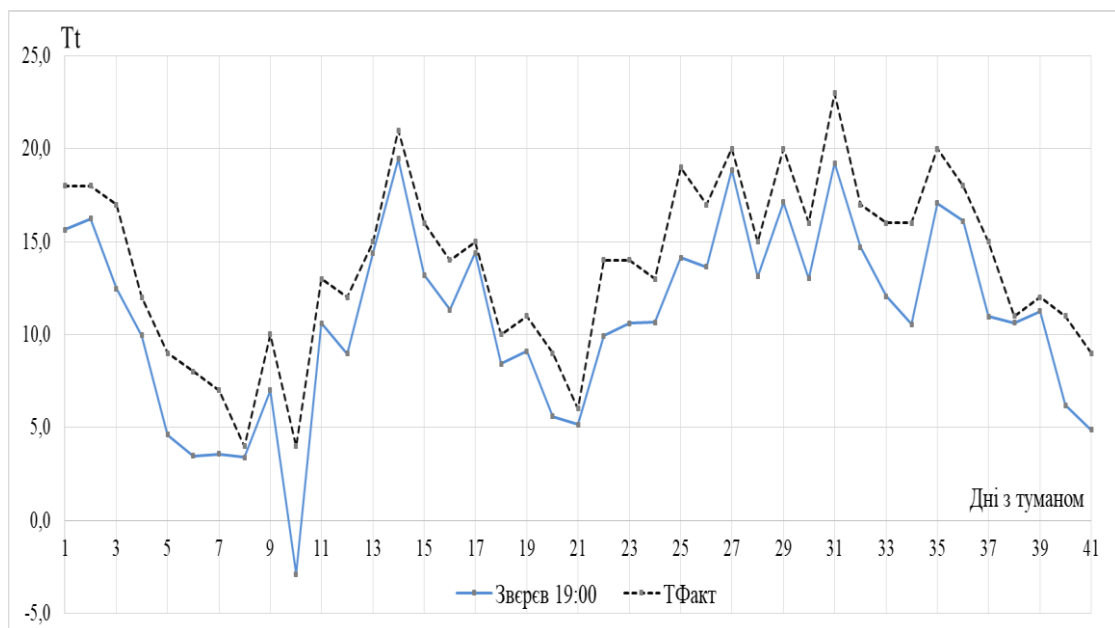


Рис. 3.17 - Графік відхилення прогнорованої температури туманоутворення від фактичної за методом Зверєва за 19 год за теплий період по ст. Одеса

В той же час, Сандерс показує значно більші різниці своїх прогностичних

значень температури туманоутворення від фактичних значень температури в момент утворення туману.

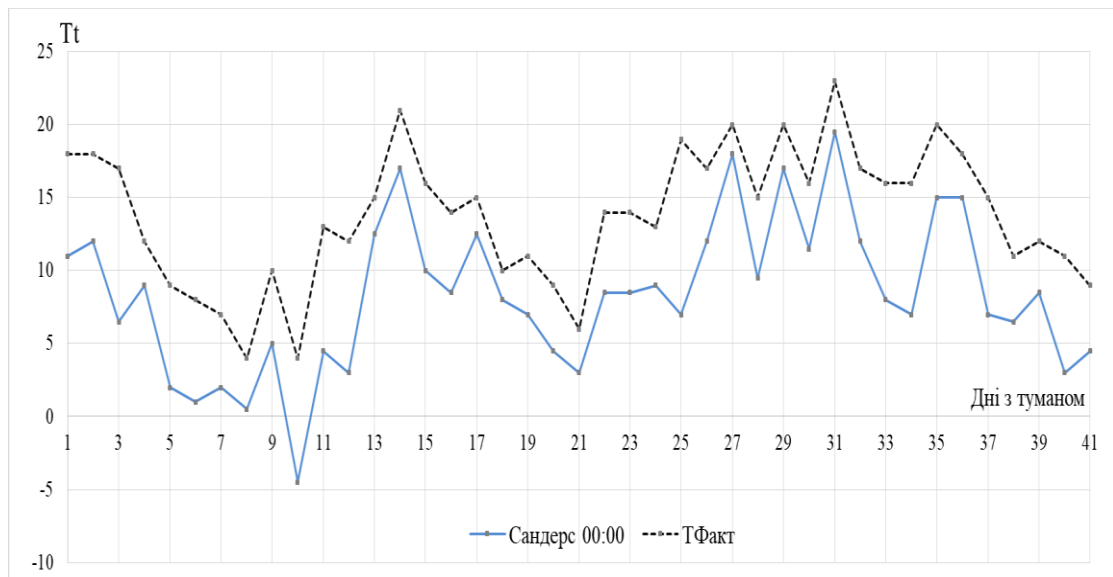


Рис. 3.18 - Графік відхилення прогнозованої температури туманоутворення від фактичної за методом Сандерса за 00 год за теплий період по ст. Одеса

Це підтверджує табл. 3.12 - з якої видна суттєва різниця між середньоквадратичними відхиленнями за методом Зверєва та Сандерса. Саме Зверєв показав найкращий результат в цьому випадку.

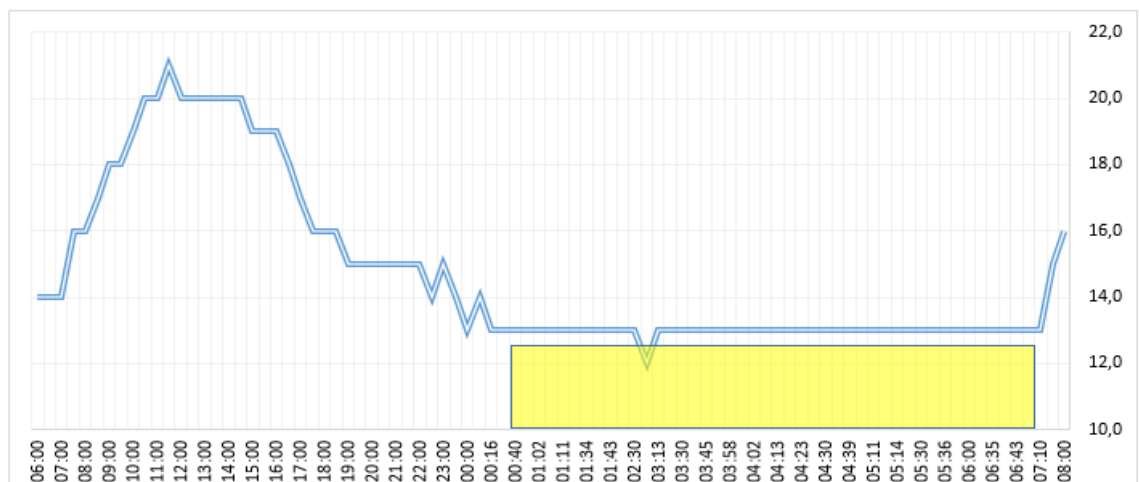
Таблиця 3.12 - Середньоквадратичне відхилення фактичних температур від прогностичних температур туманоутворення за теплий період по ст. Одеса

Теплий період	б
Зверєв (19)	3,19
Сандерс (00)	5,93

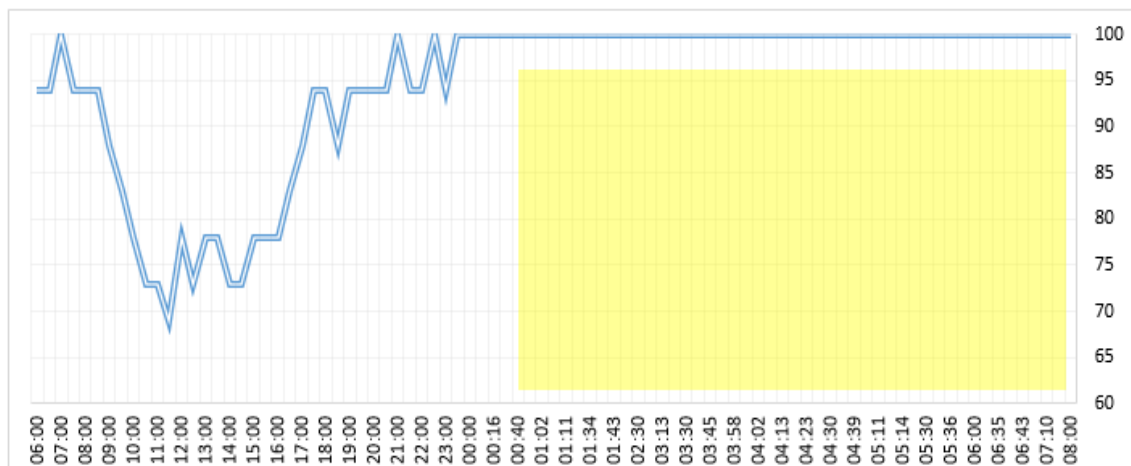
Таким чином, можна сказати, що для ст. Київ обидва методи працюють практично однаково. В той же час, для Одеси, краще працює Зверєв, а Сандерс значно занижує температуру туманоутворення.

### 3.4 Розробка методу ансамблевого прогнозування туману за даними об'єктивного аналізу GFS

Відомо, що вихідними даними для прогнозу температури туманоутворення за методом А.С. Зверєва є дані про температуру та відносну вологість повітря за строк 13 (19) год. Це є дві характеристики, що в поєднанні чітко показують момент туманоутворення (за фактичними даними), рис. 3.19.



а)



б)

Рис. 3.19 – Графік добового ходу температури повітря *а)* та відносної вологості повітря *б)* по ст. Одеса за 13 - 14.10.2019 р. Жовтим кольором позначений туман

Але на сьогодні, в розпорядженні синоптика-прогнозиста є дані об'єктивного аналізу багатьох метеорологічних величин, що дає значні

переваги у можливостях прогнозування тих чи інших явищ погоди за умови адаптації існуючих методів або розробки нових.

З метою розширення діапазону можливих значень температури туманоутворення розглянемо ансамбль станів навколишнього середовища шляхом використання в якості вихідних даних діапазону температур та значень відносної вологості повітря за строки, наближені до вищезазначених. Таким чином, одержуючи набір значень температури туманоутворення, ми, умовно, враховуючи «стартові» умови їх розрахунку, можемо їх позначити за часом використаних вихідних даних, тобто  $T_{T16}$ ,  $T_{T17}$ ,  $T_{T18}$ ,  $T_{T19}$  тощо (рис. 3.20).

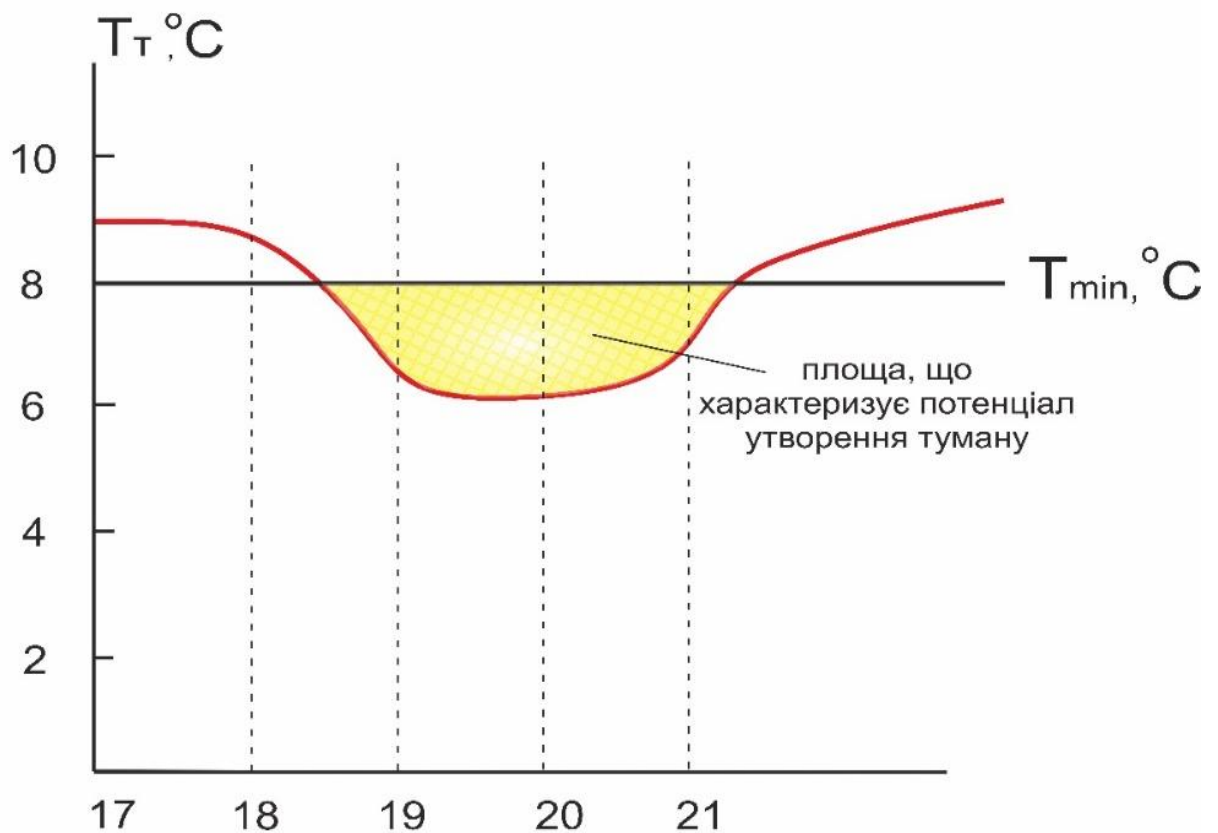


Рис. 3.20 – Схематичне представлення ансамблевого прогнозування радіаційного туману

Порівнюючи графік зміни цих умовних температур туманоутворення з фактичною температурою туманоутворення можна констатувати, що у разі розташування кривої цих змін нижче рівня фактичної температури туманоутворення (або її деякого осередненого значення) вказує на потенціал

утворення туману, а збільшення площі, окресленої цією кривою та прямою значень  $T_T$  – на збільшення імовірності утворення туману.

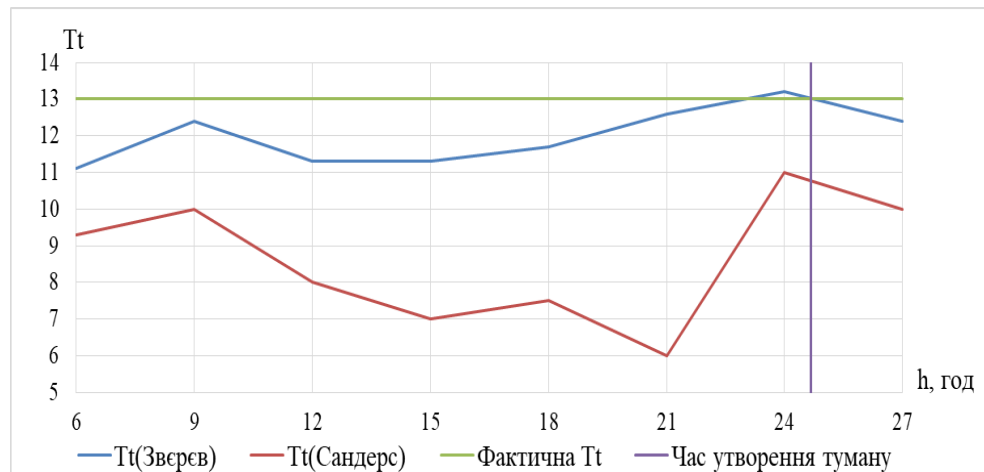


Рис. 3.21 – Розподіл фактичних і прогностичних значень температур туманоутворення за ансамблевими даними до моменту утворення туману на ст. Одеса (13.10.2019 р.)

Наступним етапом була перевірка отриманого методу ансамблевого прогнозу на справджуваність та порівняння з загальноприйнятим методом Зверєва.

Використовувалася загальноприйнята методика оцінки якості прогнозів за спряженими таблицями та з розрахунком загальної справджуваності прогнозів.

За 2014 – 2019 рр було відібрано 53 випадків із яких з туманом 31 та 22 – без. В якості вихідних використовувалися дані об'єктивного аналізу GFS. В результаті отримали наступні таблиці:

- для методу Зверєва А.С.

Табл.3.13 – Таблиця спряженості для методу Зверєва

ФАКТ	Прогноз		$\Sigma$
	Туман	Без туману	
Туман	22	9	31
Без туману	8	14	22
$\Sigma$	30	23	53

Загальна справджуваність прогнозу становить 70%.

- ансамблевий підхід

Табл.3.14 – Таблиця спряженості для ансамблевого підходу

Факт	Прогноз		$\Sigma$
	Туман	Без туману	
Туман	23	8	31
Без туману	6	16	22
$\Sigma$	29	24	53

Загальна справджуваність прогнозу становить 80%.

Отже, порівняння результатів розрахунку загальної справджуваності для прогнозу туману за методом Зверєва та ансамблевого підходу показали збільшення ефективності для другого підходу на 10% у порівнянні з першим.

## ВИСНОВКИ

В результаті проведеної роботи можна зробити наступні висновки:

1. Визначення температури туманоутворення за методами Зверєва та Сандерса з використанням фактичних даних показали:

- Метод Зверєва в теплий період працює краще для станцій Жуляни та Харків. Для Одеси обидва методи працюють однаково. Для холодного періода, метод Зверєва дає точніші прогнози тільки для Одеси.
- Метод Сандерса в теплий період працює тільки для станції Львів, в холодний – Жуляни, Львів та Харків.

Періоди/методи	Теплий період	Холодний період
$T_T$ по Зверєву	Жуляни Харків	Одеса
Одноковий результат	Одеса	-
$T_T$ за Сандерсом	Львів	Жуляни Харків Львів

2. Використання даних об'єктивного аналізу для прогнозу температури туманоутворення показав, що метод Зверєва працює краще для всіх станцій України ніж Сандерс.

3. Розробка ансамблевого методу визначення можливості утворення туману по температурі туманоутворення Зверєва та фактичної температури туманоутворення дозволило виділити та схематично представити ансамблевий прогноз туману з виділенням площі, яка характеризує найбільший потенціал утворення туману (рис.3.20).

4. Перевірка отриманого ансамблевого методу та його порівняння з класичним методом Зверєва показав збільшення ефективності розробленого підходу на 10% у порівнянні з існуючим методом Зверєва.



## ПЕРЕЛІК ПОСИЛАНЬ

1. Воробьев В.И. Синоптическая метеорология. – Л.: Гидрометеиздат, 1977. – 533-556 с.
2. Наставление гидрометеорологическим станциям и постам. – Л.: Гидрометеиздат, Вып.3, ч.1. 1985. 300 с.
3. Матвеев Л.Т. Динамика облаков. – Л.: Гидрометеиздат, 1981. – 331 с.
4. Матвеев Л. Т. Курс общей метеорологии. Физика атмосферы: учебник для студентов вузов, обучающихся по специальности “Метеорология”. – Л.: Гидрометеиздат, 1984. – [Электронный ресурс] URL: <http://vital.lib.tsu.ru/vital/access/manager/Repository/vtls:000051135>
5. Пастух В.П., Анапольская Л.Е. Некоторые особенности годового хода туманов на территории СССР. – Труды ГГО, 1960. – Вып. 113. 3–5 с.
6. Заморский А.Д. Атмосферные явления. – Л.: Гидрометеиздат, 1954. – 90 с.
7. Кошинский С.Д., Трифонова Л.И., Швер Ц.А. Климат Томска. – Л.: Гидрометеиздат, 1982. – 176 с.
8. Дроздов О.А., Васильев В.А., Кобышева Н.В. и др. Климатология. – Л.: Гидрометеиздат, 1989. – 568 с.
9. Морозные туманы населенных пунктов и аэродромов [Электронный ресурс] URL: <http://www.rusnauka.com>.
10. Остапенко П.Д., Баранов А.М., Шварев И.М. Авиационная метеорология. – М.: Транспорт, 1985. – 262 с.
11. Гаврилов В.А. Видимость в атмосфере. – Л.: Гидрометеиздат, 1966. – 324 с.
12. Правило эксплуатации метеорологического оборудования на аэродромах. 2000. – 150 с.
13. Наставление по производству полетов гражданской авиации России (НПП ГА). – М., 1985. – 136 с.
14. Руководство по прогнозированию метеорологических условий для авиации. – Л.: Гидрометеиздат, 1985. – 304 с.
15. Метеорологическое обеспечение полетов воздушных судов гражданской авиации. – Л.: ОЛАГА, 1980. – 80 с.

16. Матвеев Л.Т. Основы общей метеорологии. Физика атмосферы. – Л.: Гидрометеиздат, 1984. – 752 с.
17. Наставление по метеорологическому обеспечению гражданской авиации России (НМО ГА-95). – М.: Росгидромет, 1995. – 160 с.
18. Баранов А.М. Облака и безопасность полетов. – Л.: Гидрометеиздат, 1983. – 232 с.
19. Воробьев В.И. Синоптическая метеорология. – Л.: Гидрометеиздат, 1991. – 616 с.
20. Ермакова А.И. Метеорологическое обеспечение международных полетов. – Л.: Гидрометеиздат, 1987. – 152 с.
21. Богаткин О.Г., Еникеева В.Д. Анализ и прогноз погоды для авиации. – Л.: Гидрометеиздат, 1992. – 272 с.
22. Дубровина Л.С. Облака и осадки по данным самолетного зондирования. – Л.: Гидрометеиздат, 1982. – 216 с.
23. Котик М.Г., Филиппов В.В. Полет на предельных режимах. – М.: Воениздат, 1980. – 384 с.
24. Скирда И. А., Садковский В. И. Мозиков В. А. Авиационные прогнозы погоды. – М.: Воениздат, 1995. – 243-259 с.
25. Зверев А.С. Синоптическая метеорология. – Л.: Гидрометеиздат, 1977. – 546-574 с.
26. Dejmal K., Repal V. Implementation of methods for the radiation fog prediction. – International Journal of Energy and Environment, 2010. – Vol. 4, No. 3, pp. 79-87. ISSN 1109-9577.
27. Saunders, W.E., 1950: A method of forecasting the temperature of fog formation. Meteorological Society, 1950. – 76, 2403-2413.
28. Physics of the Earth and Space, summer 2018, volume 44, pp. 379 - 395. [Electronic resource] Method of access: [https://scholar.googleusercontent.com/scholar?q=cache:\\_9SLmbaSeQYJ:scholar.google.com/++radiation+fog](https://scholar.googleusercontent.com/scholar?q=cache:_9SLmbaSeQYJ:scholar.google.com/++radiation+fog).
29. Craddock, J.M. and Prichard, D.L., 1951: Forecasting the formation of radiation fog – a preliminary approach. Met. Res. Pap. No. 624 (Met Office).
30. Swagata Payra, Manju Mohan, "Multirule Based Diagnostic Approach for the Fog Predictions Using WRF Modelling Tool", Advances in Meteorology, vol. 2014, Article ID 456065, 11 pages, 2014. <https://doi.org/10.1155/2014/456065>.

31. R. Brown and W. T. Roach, "The physics of radiation fog II-a numerical study," *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, vol. 102, pp. 351–354, 1976.
32. A. A. M. Holtslag, E. I. F. De Bruijn, and H.-L. Pan, "A high resolution air mass transformation model for short-range weather forecasting," *Monthly Weather Review*, vol. 118, no. 8, pp. 1561–1575, 1990.
33. T. Bergot and D. Guedalia, "Numerical forecasting of radiation fog. Part I. Numerical model and sensitivity tests," *Monthly Weather Review*, vol. 122, no. 6, pp. 1218–1230, 1994.
34. R. A. Capon, "Development of very high resolution models for fog prediction," *Geophysical Research Abstracts*, vol. 7, Article ID 08040, 2005.
35. J. Fišák, D. Řezáčová, and J. Mattanen, "Calculated and measured values of liquid water content in clean and polluted environments," *Studia Geophysica et Geodaetica*, vol. 50, no. 1, pp. 121–130, 2006.
36. T. Bergot, E. Terradellas, J. Cuxart et al., "Intercomparison of single-column numerical models for the prediction of radiation fog," *Journal of Applied Meteorology and Climatology*, vol. 46, no. 4, pp. 504–521, 2007.
37. M. Mohan and S. K. Nigam, "Modelling techniques for fog prediction model and review," *Indian Journal of Environmental Protection*, vol. 23, no. 5, pp. 481–488, 2003.
38. S. P. Ballard, B. W. Golding, and R. N. B. Smith, "Mesoscale model experimental forecasts of the Haar of northeast Scotland," *Monthly Weather Review*, vol. 119, no. 9, pp. 2107–2123, 1991.
39. M. Mohan and S. Payra, "Influence of aerosol spectrum and air pollutants on fog formation in urban environment of megacity Delhi, India," *Environmental Monitoring and Assessment*, vol. 151, no. 1–4, pp. 265–277, 2009.
40. K. Kundu T, "Fog over Safdarjung airfield," *Journal of Meteorology & Geophysics*, vol. 4, pp. 296–302, 1957.
41. D. F. Leipper, "Fog forecasting objectively in the California coastal area using LIBS," *Weather and Forecasting*, vol. 10, no. 4, pp. 741–762, 1995.
42. B. Zhou and B. S. Ferrier, "Asymptotic analysis of equilibrium in radiation fog," *Journal of Applied Meteorology and Climatology*, vol. 47, no. 6, pp. 1704–1722, 2008.
43. B. Zhou and J. Du, "Fog prediction from a multimodel mesoscale ensemble prediction system," *Weather and Forecasting*, vol. 25, no. 1, pp. 303–322, 2010.

44. W. C. Skamarock, J. B. Klemp, J. Dudhia et al., "A description of the advanced research WRF version 3," NCAR Technical Note NCAR/TN-475+STR, 2008.

## ДОДАТКИ

## Додаток А

### ДОВІДКА

кафедри військової підготовки  
до магістерської роботи  
курсанта МВМ-19 Костянтина КОЛІСНИКА  
на тему:

«Верифікація методик визначення температури туманоутворення по території України»

1. Доповідь на студентській науковій конференції молодих вчених 17 квітня 2019 р. за темою: «Верифікація методик визначення температури туманоутворення для аеродрому Жуляни» та публікація тез доповіді за результатами конференції на сайті ОДЕКУ. [Електронний ресурс]. Спосіб доступу: <http://odeku.edu.ua/wp-content/uploads/Tezi-studentska-konferentsiya-2019.pdf>. – 337-338 с.

2. Доповідь на конференції молодих вчених 29 травня 2020 року за темою: «Верифікація методик визначення температури туманоутворення по території України» .

Керівник магістерської роботи  
майор

Сергій НІКОЛАЄВ